



HAL
open science

Origine, évolution et minéralisation en métaux rares des pegmatites de l'Afrique de l'Ouest

Wilédio Marc-Emile Bonzi

► To cite this version:

Wilédio Marc-Emile Bonzi. Origine, évolution et minéralisation en métaux rares des pegmatites de l'Afrique de l'Ouest. Géologie appliquée. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Université Joseph Ki-Zerbo (Ouagadougou, Burkina Faso), 2021. Français. NNT : 2021TOU30274 . tel-03701223

HAL Id: tel-03701223

<https://theses.hal.science/tel-03701223>

Submitted on 21 Jun 2022

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du **DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale: Université de Ouagadougou

Présentée et soutenue par
Wiledio Marc-Emile BONZI

Le 15 novembre 2021

**Origine, évolution et minéralisation en métaux rares des
pegmatites de l'Afrique de l'Ouest**

Ecole doctorale : **SDUZE - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche :

GET - Geosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par

Olivier VANDERHAEGHE et Urbain WENMENGA

Jury

Mme Kathryn Mary GOODENOUGH, Rapporteur

M. Alain Nicaise KOUAMELAN, Rapporteur

M. Séta NABA, Examineur

M. Eric GLOAGUEN, Examineur

Mme Emilie BRUAND, Examinatrice

M. Olivier VANDERHAEGHE, Directeur de thèse

M. Urbain WENMENGA, Co-directeur de thèse

M. Didier BEZIAT, Président



Université Joseph Ki-Zerbo
Laboratoire Géosciences et Environnement –
LAGE
Ecole doctorale Sciences et Technologies – EDST



Université Toulouse 3/ Paul Sabatier
Géosciences Environnement Toulouse – GET
Ecole doctorale : Sciences de l'Univers, de
l'Environnement et de l'Espace – SDU2E

Pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Toulouse

Spécialité : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

et

Docteur de l'Université Joseph Ki-Zerbo

Option Sciences Appliquées de la Terre, de l'Eau et des Sols
Spécialité : Ressources Minérales/Pétrologie – Géochimie – Métallogénie

**Origine, évolution et minéralisation en métaux rares des pegmatites de
l'Afrique de l'Ouest : exemple des pegmatites du District de Mangodara
(Sud-Ouest Burkina Faso)**

Présentée par

Wilédio Marc-Emile BONZI

Le 15 Novembre 2021

Dirigée par

Urbain WENMENGA, Olivier VANDERHAEGHE et Marieke VAN LICHTERVELDE

Jury

Didier BEZIAT,
Séta NABA,
Alain Nicaise KOUAMELAN,
Kathryn GOODENOUGH,
Eric GLOAGUEN,
Emilie BRUAND,
Urbain WENMENGA,
Oliver VANDERHAEGHE,
Marieke VAN LICHTERVELDE
Anne-Sylvie ANDRE-MAYER

Professeur, Examineur, GET-UPS – Président du Jury
Professeur, Rapporteur, UJKZ
Maître de conférences, Rapporteur, UFHB
Directrice de recherche, Rapporteuse, BGS
HDR, Examineur, BRGM
Chargée de recherche, Examinatrice, LMV-IRD-CNRS
Professeur, Co-directeur de thèse, UJKZ
Professeur, Co-directeur de thèse, GET-UPS
Chargée de recherche, Encadrante - Invitée, GET-IRD
Professeure, Invitée, Georessources-UL

Remerciements

Ce n'est point une prompte tâche que de démontrer sa reconnaissance à ceux qui ont permis la réalisation de cette thèse, une aventure aux prémices datant de 2016 et qui aura pris une demi-décennie pour s'accomplir. Mais c'est avec considération que je voudrai exprimer toute l'étendue de ma gratitude.

Tout d'abord je remercie mes encadrants pour avoir accepté l'encadrement de cette thèse. Merci à Marieke Van Lichtervelde pour l'opportunité accordée sur la problématique des métaux rares, et pour tous ses efforts mobilisés pour le bon déroulement de cette thèse. Merci à Olivier Vanderhaeghe pour ses idées novatrices et sa rigueur, qui m'ont sans aucun doute aguerri au fil des multiples corrections. Merci au Pr Wenmenga pour avoir accepté l'accompagnement de cette thèse au Burkina, sa grande expérience du terrain et pour ses apports très enrichissants. Mes remerciements vont également à Stefano Salvi à Toulouse et à Anne-Sylvie André Mayer à Nancy, qui ont participé à l'encadrement de ces travaux dont les apports et l'assistance technique furent très prolifiques durant cette thèse.

Je remercie également les membres de ce jury de thèse, Alain Kouamelan, Kathryn Goodenough, Didier Béziat, Eric Gloaguen pour leur disponibilité et leur intérêt pour ces résultats de recherche.

Je remercie les enseignants-chercheurs du département et de l'école doctorale, Pr Naba Séta, Pr Zougmore, Ousmane Bamba, Ilboudo Hermann, Traoré Abraham, Sawadogo Saga, mes devanciers Yao Honoré Koffi, Pascal Ouyi, Adama Yaméogo, pour l'appui lors des procédures, et les divers conseils.

Cette thèse a été rendue possible par l'attribution d'une bourse du programme Allocations de recherche pour une thèse au Sud (ARTS) de l'Institut de Recherche pour le Développement. Je remercie l'IRD, et notamment les différents membres de la représentation à Ouagadougou, pour cet accompagnement qui va des allocations jusqu'à l'occupation de leurs locaux et l'organisation des différentes missions/formations. Les travaux effectués durant cette thèse ont été réalisés grâce aux financements de l'Initiative Ouest-Africaine pour l'Exploration (IXOA-WAXI), coordonnée par Amira International, dont je remercie tous les différents acteurs. Ces travaux ont aussi bénéficié de l'appui de l'Ambassade de France que je remercie chaleureusement, pour avoir octroyé une bourse de mobilité durant les deux premières années de thèse.

Une partie de la réussite de cette thèse repose sur l'étroite collaboration qui a pu être tissée avec le BUMIGEG. Je voudrai particulièrement remercier M Héma pour son ouverture dès l'initiation du projet, et par qui bien de facilités ont soulagé l'organisation des missions sur le terrain. Merci à l'équipe des géologues de Bobo (M Bagoro, M Nassa), aux chauffeurs (M Tiendrebeogo, M Sanou) et aux membres de l'administrations. Je ne saurai poursuivre sans remercier également l'équipe de la structure-mère à Ouagadougou, où j'ai pu effectuer quelques travaux de préparation d'échantillons au laboratoire, et où j'ai pu effectuer des observations pétrographiques. Merci aux géologues M Ouedraogo, M Djiguemde et M Daboné pour les accès à la salle de microscopie, et M Coulibaly pour l'accompagnement sur le terrain, M Kaboré pour l'assistance au niveau du laboratoire.

Ce sont de très bons moments que j'ai passés dans la cité de Mangodara, et je tiens à remercier tous ceux qui ont rendu ces séjours agréables et profitables. Merci aux différentes autorités , le maire M Ouattara, le préfet M Bougouma, la gendarmerie, la douane et le service des Eaux et Forêts. Merci à mon « grand-frère » M Vognan pour m'avoir gracieusement hébergé, et pour les moments de partage hors terrain. Un grand merci à « Papa » qui m'a accompagné sur le terrain, qui a mis à profit sa maîtrise de la brousse. Entre autres, mon cousin Kanté, M des Eaux et Forêt, l'abbé Tuina, et Mme Yaméogo.

Je me dois également de remercier mes hôtes-médecins de Bobo, Ange, Rodrigue, Edmond, Paulette, Robert et Mika, pour leur grande hospitalité et pour la très bonne ambiance. Je remercie la famille Diallo, tantie Marie, la famille Sama, et j'ai aussi une pensée pour tantie Rosalie dont je garderai en mémoire les derniers enseignements.

La quête des pegmatites m'a mené sur plusieurs horizons, dont les rivages de la Teranga et les bordures de la Falémé. Je souhaite remercier mes hôtes sénégalais de l'IFAN, M. Baba Sarr et M Papa Moussa Ndiaye, qui m'ont accueilli au sein de l'IFAN à Dakar. Aussi, mes remerciements pour l'accueil, la collaboration et l'accompagnement à Jacques, Ibrahima, Makhoudia, Marame, Philomène, Bamba et Gozo, ainsi qu'aux chauffeurs Dieye, et Bassène. Grand merci aux cousins Mathurin, Juste et à Rita qui furent mes guides et repères dans la ville Dakaroise.

Dans la ville rose (Toulouse), la vie était plus studieuse que rose. De même dans l'ambiance grise de Nancy, mes attentes furent fructueusement nanties. Je remercie tous les chercheurs avec qui j'ai pu échanger et discuter durant mes passages à Toulouse et Nancy, en particulier Lenka Baratoux, David Baratoux, Michel de Saint-Blanquat, Julien Berger, Aurélien Eglinger

et François Turlin. Je remercie également tout ceux par qui les acquisitions analytiques ont pu être réalisée : Fabienne De Parseval, Phillippe De Parseval, Sophie Gouy, Thierry Aigouy à Toulouse, Andreï Lecomte, Olivier Rouer, Chantal Peiffert et Marie-Christine Boiron à Nancy, et Marc Poujol à Rennes.

J'ai aussi rencontré des doctorants et des étudiants formidables que je voudrai tous remercier, en particulier Julien, Steven, Sofia, Anissa, Hilaire, Célestine, Amadou, Augustin Koffi, Joseph Koffi, Josey, Brice, Rodrigue, Mahamadou, Moumar, et j'ai une pensée pour Marina.

Je ne saurai passer sans évoquer mes colocataires du bureau du WAC's Café, l'élite très select de Fasolith. En l'occurrence Benjamin, celui qui plane sur la surface africaine, Kalidou, l'homme qui apprenait à cisailer à la croûte, et à Augustin, tous sous le regard aiguisé mais instructeur de Dominique Chardon. Merci pour cette expérience de partage scientifique, humain et caféiné.

Enfin un sincère remerciement à tous ceux qui ont été des acteurs de ces années de thèse, aussi bien sur le plan académique que social. Ces remerciements vont à mes parents, Jœvin, Roland, Danièle, Yoann, Boris, Rodrigue, Koné, M Zemba, Daouda, Céline, le groupe de choc Foot-Actu, Daouda-pharma, Zeba, Ulrich, Hervé, Saalim et toute la communauté burkinabè et africaine à Nancy et à Toulouse.

A tous Merci, Anitchè, Barka, Djeredeuf, Thank you!

Dédicace

*A ceux de qui le goût de la formule je tiens,
La rigueur d'un mathématicien, la minutie d'un chimiste,
J'ai pris la voie d'inertes molécules,
Mais tant que ma sueur continuera à dissoudre mes scrupules,
Le soleil illuminera toujours ma piste.*

Sommaire

Remerciements	I
Dédicace	IV
Sommaire	V
Abréviations	XI
PREMIERE PARTIE : Introduction générale.....	1
Chapitre 1. La genèse des pegmatites à métaux rares.....	3
1.1. Généralités sur la métallogénie des métaux rares	3
1.1.1. Définition.....	3
1.1.1.1. Les métaux rares	3
1.1.1.2. Métal rare et incompatibilité.....	6
1.1.1.3. Solubilité, acides et bases mous et durs.....	9
1.1.2. Processus concentrateurs de métaux rares.....	10
1.1.2.1. Comportement des métaux rares pendant la fusion partielle.....	10
1.1.2.2. Distribution des métaux rares durant la différenciation magmatique : cristallisation à l'équilibre cristallisation fractionnée	19
1.1.2.3. Distribution des métaux rares pendant la transition magmatique- hydrothermale	20
1.1.3. Rôle de minéraux dans le fractionnement pendant la fusion partielle et la différenciation magmatique.....	22
1.1.3.1. Les micas	22
1.1.3.2. Le grenat	23
1.1.3.3. L'amphibole.....	23
1.1.3.4. Les phosphates	24
1.1.3.5. L'allanite et l'épidote.....	26
1.1.3.6. L'ilménite, le sphène et le rutile	27
1.1.3.7. Le zircon	28
1.2. Les pegmatites comme source de métaux rares	29
1.2.1. Définition.....	29
1.2.2. Caractéristiques pétrographiques, spatiales et métallogéniques	30

1.2.3.	Classification des pegmatites à métaux rares	33
1.2.3.1.	Classification générale des pegmatites	33
1.2.3.2.	Les familles pétrogénétiques	37
Chapitre 2.	Problématique: origine anatectique vs origine plutonique des pegmatites granitiques	40
2.1.	Modèles de formation des pegmatites à métaux rares.....	40
2.1.1.	Modèle par fusion partielle.....	40
2.1.2.	Modèle par différenciation magmatique.....	41
2.2.	Problématique.....	43
2.3.	Objectifs	44
2.4.	Méthodologie	45
2.4.1.	La cartographie géologique	48
2.4.2.	L'analyse pétrographique et géochimique.....	49
2.4.3.	La datation géochronologique	50
2.5.	Plan du manuscrit	51
PARTIE II :	Contexte géodynamique paléoprotérozoïque des pegmatites à métaux rares du Craton Ouest-Africain	54
Chapitre 3.	Géologie générale du Craton Ouest Africain	56
	Introduction	56
3.1.	La dorsale de Léo	56
3.2.	Lithologies du domaine Baoulé-Mossi	59
3.3.	Evolution géodynamique et structurale.....	63
Chapitre 4.	Contexte géologique des pegmatites à métaux rares du domaine Baoulé-Mossi	70
	Introduction	70
4.1.	Gisements de pegmatites à métaux rares du domaine Baoulé-Mossi	74
4.1.1.	Les pegmatites d'Egyaa et d'Akim-Oda (Sud-Ouest Ghana).....	74
4.1.2.	Les pegmatites de Winneba (Sud-Ouest Ghana).....	76
4.1.3.	Les pegmatites d'Issia (Côte d'Ivoire).....	77
4.1.4.	Les pegmatites de Saraya (boutonnière de Kédougou-Kéniéba).....	79
4.1.5.	Les pegmatites de Dioumbalou (boutonnière de Kédougou-Kéniéba)....	82
4.1.6.	Autres occurrences.....	84

4.2. Contexte géodynamique, pétrogenèse et mise en place des pegmatites à métaux rares	86
4.2.1. Familles pétrogénétiques des pegmatites.....	86
4.2.2. Caractères géochimiques et contexte géodynamique du magmatisme felsique dans le domaine Baoulé Mossi	87
4.2.2.1. Les granitoïdes calco-alcalins sodiques et potassiques.....	88
4.2.2.2. Les granitoïdes peralumineux	91
4.2.2.3. Les granitoïdes alcalins.....	94
4.2.3. Fusion partielle et relation avec les granitoïdes.....	97
Conclusion partielle.....	98
PARTIE III : Contexte pétrogénétique, géochimique et chronologique des pegmatites à métaux rares de Mangodara	100
Chapitre 5. Contexte pétrogénétique des pegmatites à métaux rares de Mangodara: relations entre les pegmatites et les gneiss-granitoïdes.....	102
Chapitre 6. Caractérisation géochimique des pegmatites à métaux rares de Mangodara ...	147
Abstract.....	151
6.1. Introduction	153
6.2. Geological background of the Mangodara district.....	155
6.2.1. Regional setting of the Paleoproterozoic West African Craton.....	155
6.2.2. Geology of the Mangodara district	158
6.3. Sampling and analytical methods.....	162
6.4. Results	164
6.4.1. Petrography of pegmatites	164
6.4.1.1. Titanite-allanite pegmatites.....	164
6.4.1.2. Apatite-zircon pegmatites	166
6.4.1.3. Garnet-columbite pegmatites	167
6.4.1.4. Garnet-REE pegmatites	170
6.4.2. Rare metal-bearing accessory minerals in pegmatite host-rocks.....	173
6.4.2.1. Paragneiss and metatextitic paragneiss	173
6.4.2.2. Gneiss and plutonic rocks of Na-rich and K-rich Mangodara series	174
6.4.3. Mineral geochemistry	175
6.4.3.1. Geochemical signatures of micas	175

6.4.3.2. Geochemical signatures of apatite	182
6.4.3.3. Geochemical signatures of CGM.....	184
6.4.3.4. Geochemical signatures of garnet.....	186
6.4.3.5. Geochemical signatures of zircon.....	190
6.5. Discussion	192
6.5.1. Classification of Mangodara pegmatites.....	192
6.5.1.1. Titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites.....	192
6.5.1.2. Garnet-columbite pegmatites.....	193
6.5.1.3. Garnet-REE pegmatites	194
6.5.2. Partial melting, melt mixing and melt fractionation processes at the origin of the variety of Mangodara pegmatites.....	195
6.5.2.1. Petrogenesis of metaluminous barren pegmatites by melt segregation within the tonalitic gneiss.....	195
6.5.2.2. Petrogenesis of mixed NYF-LCT garnet columbite pegmatites by partial melting of metasediments and magma mixing within the granodioritic gneiss 196	
6.5.2.3. Petrogenesis of the NYF garnet-REE pegmatites by melt segregation within the granodioritic gneiss	201
6.5.3. Petrogenetic model of LCT+NYF Mangodara pegmatite formation....	202
6.6. Conclusions	204
Acknowledgements	206
References	206
Tables	229
Appendix	250
Chapitre 7. Contraintes chronologiques et thermiques de la mise en place des pegmatites à métaux rares de Mangodara	253
Introduction	253
7.1. Justification de l'échantillonnage.....	255
7.2. Datations U-Pb sur zircon: pegmatite de type titanite-allanite (BMN28).....	257
7.2.1. Etude texturale	257
7.2.2. Age géochronologique.....	261
7.2.3. Lien avec composition en éléments traces.....	265
7.3. Datations U-Pb sur apatite et étude texturale	265

7.3.1. Gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11).....	265
7.3.1.1. Etude texturale	265
7.3.1.2. Age.....	267
7.3.2. Gneiss granodioritique (BMN20B)	268
7.3.2.1. Etude texturale	268
7.3.2.2. Age.....	271
7.3.3. Pegmatite de type apatite-zircon (échantillon BMN20)	273
7.3.3.1. Etude texturale	273
7.3.3.2. Age.....	275
7.3.4. Caractéristiques texturales de l'apatite dans d'autres roches.....	277
7.3.4.1. Pegmatite de type titanite-allanite (échantillons BMN43 et BMN28)	277
7.3.4.2. Pegmatite de type grenat-colombite (échantillons BMS6, BMN13, BMN131)	277
7.3.4.3. Enclave de micaschiste dans une pegmatite de type grenat-colombite	279
7.3.5. Origine de l'apatite	280
7.4. Interprétation des âges U-Pb et de la dynamique régionale de refroidissement	282
7.4.1. Signification des âges U-Pb du zircon et de l'apatite	282
7.4.2. Vitesses de refroidissement et âges de refroidissement de l'apatite	284
7.4.2.1. Températures de cristallisation des gneiss tonalitique-trondhjémitique et granodioritique	284
7.4.2.2. Températures de fermeture des systèmes isotopiques	286
7.4.2.3. Vitesse de refroidissement des gneiss tonalitique-trondhjémitique et granodioritique	289
7.4.3. Evolution post-anatectique et mise en place des pegmatites	289
7.4.3.1. Refroidissement régional	289
7.4.3.2. Contexte de mise en place des pegmatites.....	292
7.5. Conclusion partielle.....	295
PARTIE IV : Discussion-conclusion générale.....	297
Chapitre 8. La genèse des pegmatites en contexte de transition anatectique-magmatique.	299
8.1. La genèse des pegmatites dans le district de Mangodara.....	299

8.2. Genèse de pegmatite à métaux rares par cristallisation fractionnée: contribution anatectique vs magmatique	302
8.3. Contraintes de formation des pegmatites anatectiques à métaux rares	305
8.3.1. Rôle des éléments fluants	306
8.3.2. Surrefroidissement des liquides anatectiques	307
8.3.3. Fractionnement des métaux rares pendant la fusion partielle: incidence sur les familles pétrogénétiques des pegmatites.....	309
8.4. Contexte géodynamique de formation des pegmatites à métaux rares dans le Craton Ouest Africain	312
8.5. Perspectives	315
Références bibliographiques	317
Liste des figures	391
Liste des tableaux	399
Annexes	401

Abréviations

CAO: Craton Ouest-Africain

CGG: Complexe de gneiss-granitoïdes

PAG: Granitoïdes à amphibole

PBG : Granitoïdes à biotite ± muscovite

ME1: Premier Episode Magmatique

ME2: Deuxième épisode magmatique

LILE: Eléments à fort rayon ioniques (large ionic lithophile element)

HFSE: Eléments à forte charge (high field strength element)

REE: Elément de terres rares (rare earth element)

LREE: Elément de terres rares léger (light rare earth element)

MREE: Elément de terres rares intermédiaire (middle rare earth element)

HREE: Elément de terres rares lourd (heavy rare earth element)

LCT: Lithium-Césium-Tantale

NYF: Niobium-Yttrium-Fluor

(LA)-ICP-MS: (Ablation laser) - Spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif

MEB: Microscopie électronique à balayage

Résumé

Les métaux rares sont essentiels au développement de l'industrie de pointe et à la transition vers une énergie décarbonnée. Le secteur de Mangodara (Sud-Ouest du Burkina Faso, Craton Ouest-Africain) expose des pegmatites à métaux rares associées à des roches métamorphiques, migmatitiques et magmatiques, dans un complexe de gneiss-granitoïdes du Paléoprotérozoïque. Nous investiguons la pétrogenèse de ces pegmatites, discutée entre la fusion partielle de métasédiments et la différenciation magmatique d'un pluton enrichi, à travers une approche multiple pétrographique, géochimique et géochronologique.

Le secteur étudié constitue un dôme régional situé dans la croûte moyenne (4-7 kbar, Al dans la hornblende), avec au cœur un gneiss tonalitique-trondhjémite riche en plagioclase, enveloppé par une diatexite granodioritique contenant des lambeaux d'amphibolites, paragneiss (sillimanite-grenat/staurotide) et migmatites de protolithes birimiens. Des roches plutoniques, formant deux séries géochimiques l'une Na-riche et l'autre K-riche, sont en contact diffus avec ces gneiss ou intrusifs dans ces derniers. Quatre types de pegmatites ont été identifiées dans le secteur. Les pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon sont métalumineuses, peu évoluées, et issues de la ségrégation tardive du gneiss tonalitique-trondhjémite. Les pegmatites de type grenat-colombite (Li, Nb) sont peralumineuses, de famille Mixte Lithium-Césium-Tantale et Niobium-Yttrium-Fluor (LCT+NYF). Elles sont issues de la fusion partielle de paragneiss avec un contrôle du fractionnement des métaux rares dans la source par les micas, les phosphates et le grenat, et une contamination par les liquides résiduels des pegmatites métalumineuses. Les pegmatites de type grenat-REE (Ti, Y, HREE) sont des pegmatites NYF, issues de la ségrégation tardive du gneiss granodioritique, avec un contrôle du fractionnement des métaux rares par l'allanite, les phosphates et l'amphibole. La cristallisation de la pegmatite de type titanite-allanite est datée à $2094,3 \pm 8,8$ Ma (U-Pb in situ sur zircon). Le refroidissement régional à moins de 500 °C est indiqué par des âges U-Pb sur apatite dans le gneiss tonalitique-trondhjémite (2094 ± 21 Ma), dans le gneiss granodioritique (2041 ± 33 Ma) et dans la pegmatite de type apatite-zircon (2055 ± 20 Ma).

La genèse des pegmatites à métaux rares de Mangodara dérive à la fois de processus de ségrégation et de fusion partielle dans la croûte moyenne, mais le contrôle de minéraux porteurs de métaux rares est déterminant sur le fractionnement des métaux rares, et la signature pétrogénétique des pegmatites. Nos résultats ouvrent des perspectives de recherche des minéralisations liées aux métaux rares dans les zones de transition migmatitiques-magmatiques.

Mots clés: Pegmatites, métaux rares, fusion partielle, ségrégation liquide/solide, tonalite-trondhjémite-granodiorite, minéraux accessoires, datations absolues U-Pb.

Abstract

Rare metals are essential to the development of high-tech industry and to the transition toward a low-carbon energy. The Mangodara district (South West of Burkina Faso, West African Craton) exposes rare metals pegmatites associated with metamorphic, migmatitic and magmatic rocks, in a paleoproterozoic complex of gneiss-granitoids. We investigate the petrogenesis of these pegmatites, discussed between the partial melting of metasediments and the magmatic differentiation of an enriched pluton, through a multi-disciplinary petrographical, geochemical and geochronological approach.

The studied zone consists of a regional dome, situated in the middle crust (4-7 kbar, Al in hornblende), cored by a tonalitic-trondhjemitic gneiss rich in plagioclase, and mantled by a granodioritic diatexite hosting rafts of amphibolites, paragneisses (sillimanite-garnet/staurolite) and migmatites of birimian protoliths. Plutonic rocks, forming two geochemical Na-rich and K-rich series, are in diffuse contact gneisses or intrusives within. Four types of pegmatites have been identified in the district. Titanite-allanite type pegmatites and apatite-zircon type pegmatites are metaluminous, few evolved, deriving from the late segregation of the tonalitic-trondhjemitic gneiss. Garnet-columbite type pegmatites (Li, Nb) are peraluminous, from the petrogenetic family Mixed Lithium-Cesium-Tantalum and Niobium-Yttrium-Fluor (LCT+NYF). They come from the partial melting of paragneiss with a control of rare metals fractionation in the source by micas, phosphates and garnet, and a contamination by residual liquids from the metaluminous pegmatites. Garnet-REE type pegmatites are NYF pegmatites, originating from the late segregation of a granodioritic gneiss, with a control of rare metals fractionation in the source by allanite, phosphates and amphibole. Titanite-allanite type pegmatite crystallization is dated at 2094.3 ± 8.8 Ma (U-Pb in situ dating of zircon). Regional cooling below 500 °C is indicated by U-Pb dating of apatite from the tonalitic-trondhjemitic gneiss (2094 ± 21 Ma), granodioritic gneiss (2041 ± 33 Ma) and apatite-zircon type pegmatite (2055 ± 20 Ma).

The genesis of Mangodara rare metals pegmatites originates from processes of melt segregation as well as partial melting in the middle crust, but the control by rare metals-bearing minerals is determining in the fractionation of these elements, and the petrogenetic signature of pegmatites. Our results open some perspectives in the research of rare metals mineralization related to migmatitic-magmatic transition zones.

Keywords: Pegmatites, rare metals, partial melting, solid/liquid segregation, tonalite-trondhjémite-granodiorite, accessory minerals, U-Pb absolute dating

PREMIERE PARTIE : Introduction générale

Chapitre 1. La genèse des pegmatites à métaux rares

1.1. Généralités sur la métallogénie des métaux rares

1.1.1. Définition

1.1.1.1. Les métaux rares

Le terme métal rare est défini par Rankin (2011) comme un élément géochimiquement rare et ayant une valeur économique. Les deux attributs mis en exergue dans cette définition, la rareté et la valeur économique, ont une portée qui diffère selon le contexte. Sur l'aspect de l'abondance géochimique, le métal rare peut être confondu à l'élément trace, qui est défini comme un élément dont la concentration dans la croûte terrestre, ou la valeur Clarke (Fersman, 1934) est faible (Figure 1-1). Par opposition, un élément est considéré comme majeur lorsque sa composition excède 1.0 %. Le seuil de discrimination de l'élément trace est généralement fixé à 1000 ppm (Craig et al., 2001 ; Robb, 2005). Ces dernières années, le terme métal rare a de plus en plus été utilisé pour se référer aux métaux dits « stratégiques », qui sont des métaux présentant un intérêt économique et industriel du point de vue d'un pays, ou qui sont sources de conflit. Ceux-ci sont en plus dits « critiques » lorsque les réserves connues sont en deçà des prévisions de demande, ou lorsque leur approvisionnement est sous la contrainte de facteurs légaux, techniques, ou géopolitiques (Bauer et al., 2011 ; European Commission, 2011 ; Moss et al., 2011). La notion de criticité a émergé du fait de la demande croissante, notamment pour l'industrie de pointe, pour la conception de technologies à faible consommation de carbone, et pour les alliages métalliques (Moss et al., 2011 ; Chakhmouradian et Wall, 2012 ; Linnen et al., 2012). Une autre typologie des métaux oppose les métaux de base, qui sont des métaux usuels, commun et peu coûteux (Fe, Ni, Cu, Zn, Pb), aux métaux précieux (Au, Ag, Pt, Pd, ...) qui ont

une valeur économique élevée, et sont particulièrement demandés en joaillerie, dans le secteur de la finance, ou encore dans la fabrication de monnaie (Robb, 2005 ; Hillier et al., 2006 ; Dodson et al., 2012).

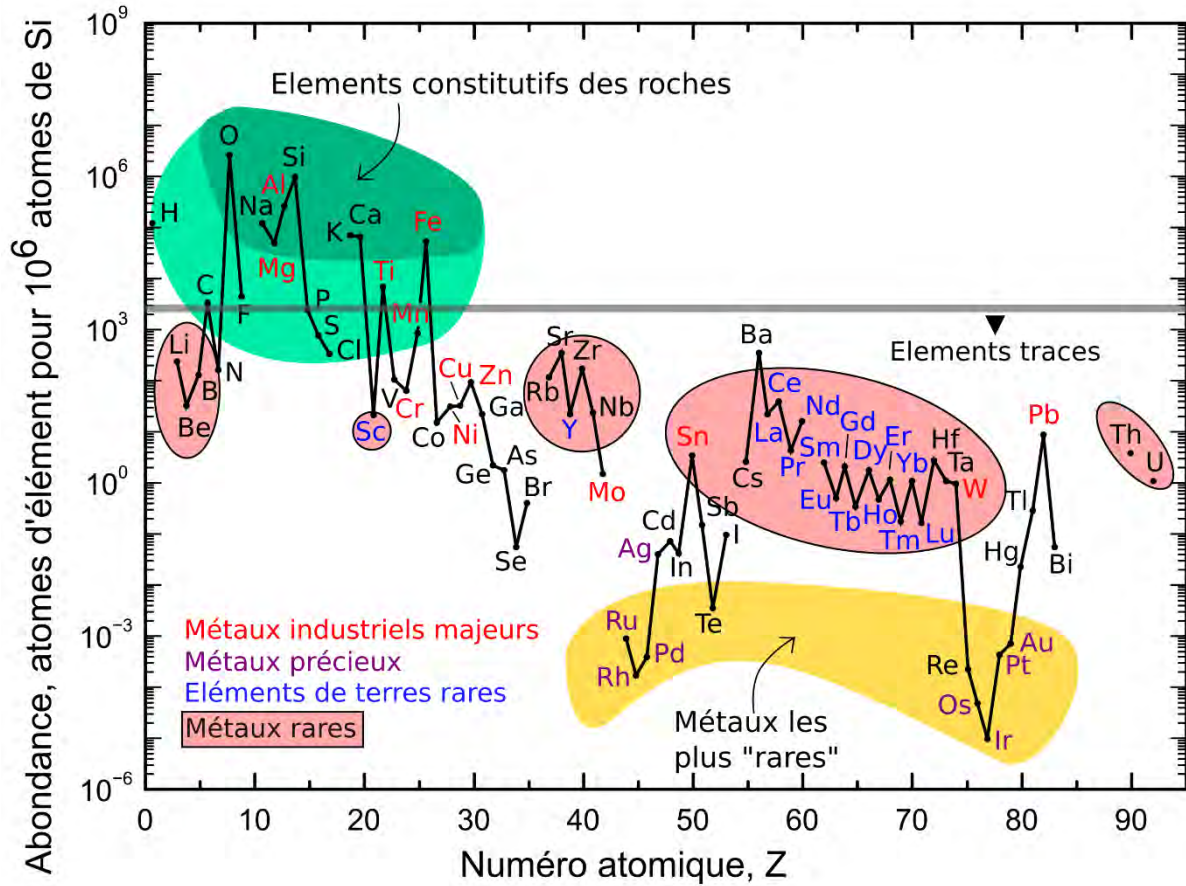


Figure 1-1. Abondance relative dans la croûte continentale supérieure des éléments chimiques par rapport au Si, extrait de Haxel et al., (2002)

D'autre part, Goldschmidt (1929) distingue quatre catégories d'éléments chimiques en considérant leurs affinités élémentaires et leur distribution dans les différentes enveloppes terrestres: les éléments atmosphériques (gaz, liquides présents dans l'atmosphère et l'hydrosphère), les éléments lithophiles (associés aux silicates et relativement abondants dans la croûte), les éléments chalcophiles (associés aux sulfures et relativement abondants dans le manteau) et les éléments sidérophiles (sous forme native ou associés au Fe, concentrés dans le noyau terrestre),

(Figure 1-2). La notion de métal rare est dissociée de celle de métaux de base ou de métaux précieux, mais elle est largement utilisée pour désigner des éléments lithophiles, et plus rarement pour des éléments chalcophiles et sidérophiles (Ge, Se, Te, In, Re, Os, Ir, Ru, Rh, Tl), (Rankin, 2011).

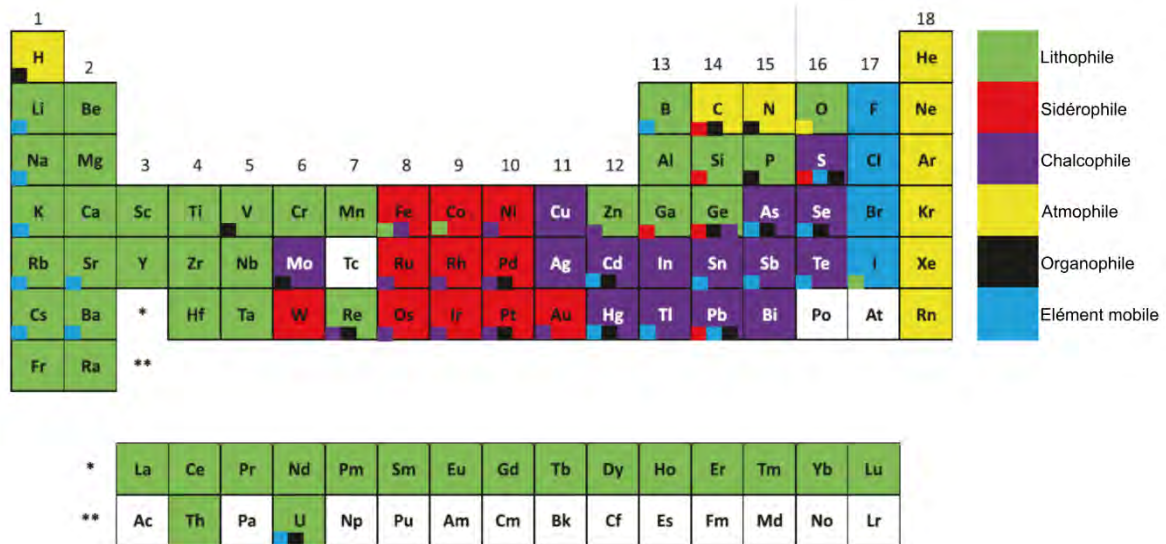


Figure 1-2. Classification de Goldschmidt dans la table périodique des éléments (Lee, 2018)

De manière générale en métallogénie, la liste des métaux rares est restreinte à une famille de métaux lithophiles d'intérêt économique. Cette liste comprend les éléments Li, Be, B, Rb, Cs, Zr, Hf, Nb, Ta, Sn, W, les éléments de terres rares (Sc, Y, et lanthanides, abrégés REE ou rare earth elements), Th et U. Parmi ceux de ces métaux qui possèdent un intérêt stratégique élevé, le Li est majoritairement utilisé (71 % de la production mondiale) pour la conception des batteries à lithium, particulièrement destinées à l'industrie automobile (BRGM 201c). Le Ta est utilisé dans la conception des condensateurs, qui sont des composants d'appareils électroniques (ordinateurs, smartphone, ...) (BRGM 2020). Le Nb entre principalement dans la fabrication d'alliages de l'acier, destiné à la construction, à l'industrie automobile et à la fabrication de pipe-lines (BRGM, 2016a). Le Sn et le W sont diversement

utilisés dans l'électronique, le génie de procédés et la conception d'alliages (fer-blanc, bronze, laiton, acier, ...), (ITRI 2016, BRGM 2017a et 2017b). Les éléments de terres rares Nd et Dy sont majoritairement demandés pour la fabrication d'aimants. (BRGM 2015, 2016a).

1.1.1.2. Métal rare et incompatibilité

Un élément est dit incompatible lorsque dans un système à l'équilibre entre une phase solide minérale et une phase liquide silicatée, il se distribue préférentiellement dans la phase liquide. Tenant compte des caractéristiques physico-chimiques à l'origine de ce comportement, les éléments incompatibles sont classés en deux catégories:

- Les éléments à fort rayon ioniques (large ionic lithophile element, abrégés LILE), sont caractérisés par un rayon ionique élevé et une charge faible. Leur comportement incompatible est dû à la taille qui restreint leur incorporation dans la structure cristalline des minéraux. Le groupe des LILE comprend les éléments K, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb, et Eu^{2+} , et par extension l'élément Li malgré son faible rayon ionique.
- Les éléments à forte charge (high field strength element, abrégés HFSE) sont caractérisés par un rayon ionique faible et une charge élevée. Leur forte charge rend difficile la complétion de l'équilibre de charge dans les sites cationiques des structures minérales. Ce groupe comprend les éléments Ti, Zr, Hf, Nb et Ta.

Le rapport charge ionique / rayon ionique, noté Z/r peut être utilisé comme indicateur de discrimination de ces deux catégories LILE et HFSE (Figure 1-3). Pour une valeur $Z/r > 2$, on considérera l'élément chimique comme un HFSE, et inversement, comme élément LILE.

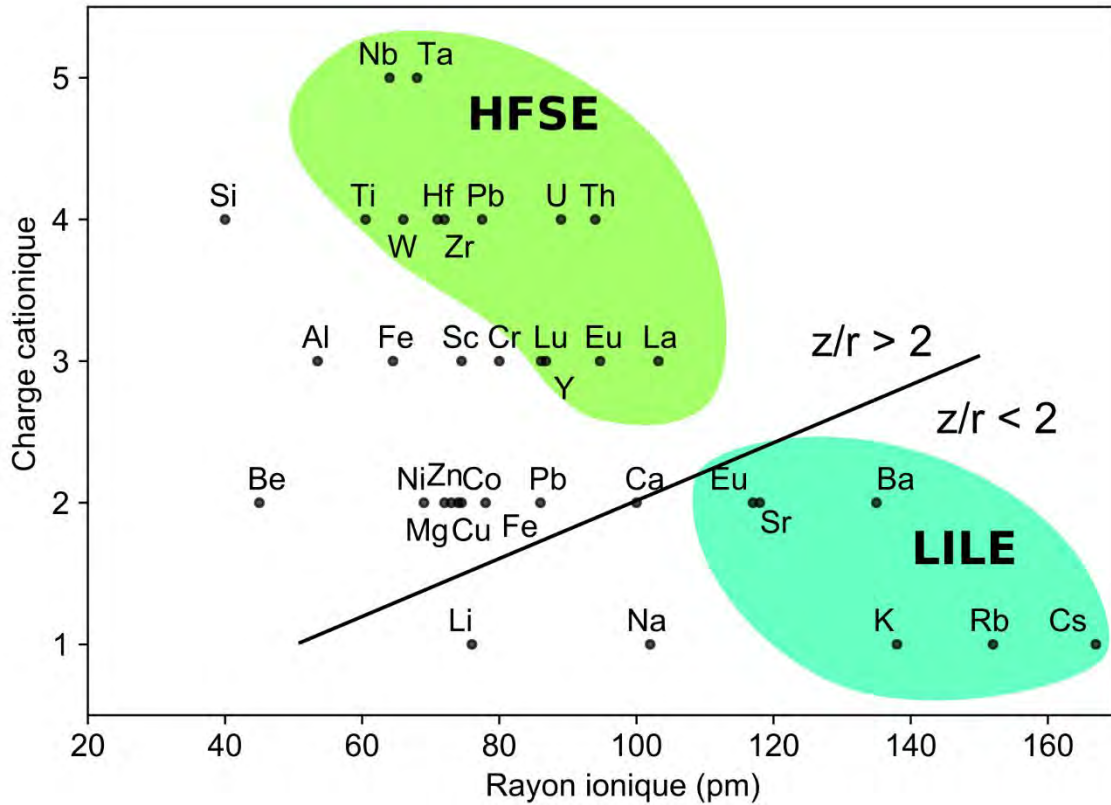


Figure 1-3. Diagramme représentant la charge ionique vs le rayon ionique (coordinnence 6, (Shannon, 1976) de quelques éléments chimiques.

Le fractionnement d'un élément entre une phase solide et liquide est quantifié à l'aide d'un paramètre appelé coefficient de partage K_d , qui est défini par la formule suivante:

Equation 1: Coefficient de partage

$$K_{d,i} = \frac{C_i^{sol}}{C_i^{liq}}, \quad K_{d,i} \ll 1, \text{ élément incompatible}$$

$$K_{d,i} \gg 1, \text{ élément compatible}$$

C_i^{sol} : concentration de l'élément i dans la phase solide,

C_i^{liq} : concentration de l'élément i dans la phase liquide,

Par extension, le fractionnement d'un élément peut être calculé entre une phase liquide et une roche, alors modélisée comme un assemblage de minéraux:

Equation 2: Coefficient de distribution

$$D_i = \sum X_n K_{d,in} = \frac{C_i^{Sol}}{C_i^{liq}},$$

D_i : Coefficient de distribution de l'élément i

X_n : fraction massique du minéral n de l'assemblage cristallin,

$K_{d,in}$: Coefficient de partage de l'élément i dans le minéral n ,

De ce fait, un élément chimique peut être compatible avec une phase minérale mais incompatible avec une roche (assemblage de minéraux) si celle-ci est majoritairement composée de minéraux de faible affinité avec cet élément. Un minéral ayant une capacité élevée à incorporer un élément dans structure cristalline ($K_{d, \text{mineral}} \gg 1$) et largement supérieure à celle des autres minéraux stables dans l'assemblage solide est souvent qualifié de « puits » de cet élément.

Une grande majorité des métaux sont considérés comme des éléments incompatibles, à l'exception des éléments de transition (Ti, Mn, Co, Ni, Cu et Zn) et des platinoïdes (Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pt) dont la charge électrique est intermédiaire. Les éléments Zr, Hf, Nb, Ta et U appartiennent à la catégorie des HFSE, tandis que les éléments Li, Be, Rb et Cs sont des LILE. Ces particularités contraignent les comportements chimiques des métaux rares lors des processus métamorphiques, magmatiques et hydrothermaux (London, 2018), et vont ainsi

définir les types de minéralisations observés dans les pegmatites à métaux rares: LILE, HFSE, éléments mobiles solubles ou éléments volatils.

1.1.1.3. Solubilité, acides et bases mous et durs

Le comportement des métaux avec les liquides silicatés est différent de celui avec les fluides hydrothermaux. Une approche analogue à la notion chimique d'acide et de base permet de caractériser le comportement des métaux en solution (Lewis, 1923 ; Pearson, 1987). Un acide de Lewis est une entité moléculaire possédant une lacune électronique sur sa couche de valence, qui est susceptible d'accueillir un doublet d'électrons . A l'opposé une base de Lewis est une entité moléculaire qui possède des électrons libres sur sa couche de valence, et qui peut fournir un doublet d'électron.

Les acides dits « durs » possèdent une forte charge électropositive et forment des liaisons avec des ligands de forte électronégativité. D'après le principe de Pearson, les métaux durs (H^+ , ions alcalins, Ti^{4+} , Cr^{3+} , Cr^{6+} , ...) forment des liaisons avec les bases fortes (OH^- , F^- , Cl^- , CO_3^{2-} ...), et alternativement les métaux mous (Pt^{2+} , Pd^{2+} , Ag^+ , Au^+ , Hg^{2+}) forment des liaisons avec les bases molles (H^- , I^- ...). Par exemple, des ions durs tels que les alcalins (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) complexent avec l'oxygène (O^{2-}). De même des métaux mous tels que les éléments chalcophiles Cu, Pb, Zn, Ag, Bi et Cd se complexent avec le soufre (S^{2-}) dont le comportement est intermédiaire entre base molle et base dure.

Ces principes permettent de prédire le comportement des métaux en solution dans un fluide hydrothermal.

1.1.2. Processus concentrateurs de métaux rares

Le comportement incompatible des métaux rares est le principal facteur déterminant sur la nature des processus permettant leur concentration et leur cristallisation. De ce fait, les mécanismes de concentration des métaux rares peuvent être abordés suivant les principaux phénomènes pouvant induire le fractionnement des métaux rares, à savoir la fusion partielle, la cristallisation fractionnée, et l'hydrothermalisme.

1.1.2.1. Comportement des métaux rares pendant la fusion partielle

1.1.2.1.1. Réactions de fusion partielle

La fusion partielle désigne la transformation d'une roche sous l'effet de variation de température et/ou de pression, accompagnée de l'apparition d'une phase liquide. Cette phase liquide résulte de la déstabilisation de phases minérales solides. La transformation peut alors s'exprimer sous forme de réaction chimique, avec présence d'un liquide silicaté dans le produit (Equation 3).

Equation 3 : Equation de réaction de fusion partielle



De nouvelles phases minérales peuvent apparaître lors de cette réaction, et sont alors dites « péritectiques ». Une phase préexistant dans la roche originelle peut être totalement ou partiellement consommée pendant la fusion partielle. De même, certaines phases minérales restent stables durant la réaction, et peuvent être ignorées dans l'établissement de l'équation de réaction. La réaction de fusion partielle peut se produire de manière fractionnée ou séquentielle, en équilibre avec les phases en présence ou encore en déséquilibre.

La fusion partielle peut se produire dans différents contextes géodynamiques. Dans le manteau supérieur, la fusion partielle de la péridotite aboutit à la formation de magmas ultramafiques, basaltique dans les rides médio-océaniques, les panaches mantelliques et les zones de subductions (e.g. in Takahashi et Kushiro, 1983 ; Kelemen et al., 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993, 1993 ; Kelemen, 1995 ; Gaetani et Grove, 1998 ; Schmidt et Poli, 1998 ; Walter, 1998 ; Rapp et al., 1999 ; Katz et al., 2003), (Figure 1-4). De même en contexte de subduction ou de collision et épaissement crustal, la fusion partielle est initiée dans la croûte continentale moyenne à inférieure durant un métamorphisme généré par les processus d'enfouissement et exhumation (Whitney et al., 2004 ; Brown, 2007 ; Vanderhaeghe, 2009, 2012). La genèse de magmas felsiques dans la croûte inférieure est souvent attribuée à ces contextes de fusion partielle (Brown, 1994, 2013 ; Kisters et al., 2009 ; Vanderhaeghe, 2009 ; Moyen, 2011 ; Moyen et al., 2017), (Fig 6).

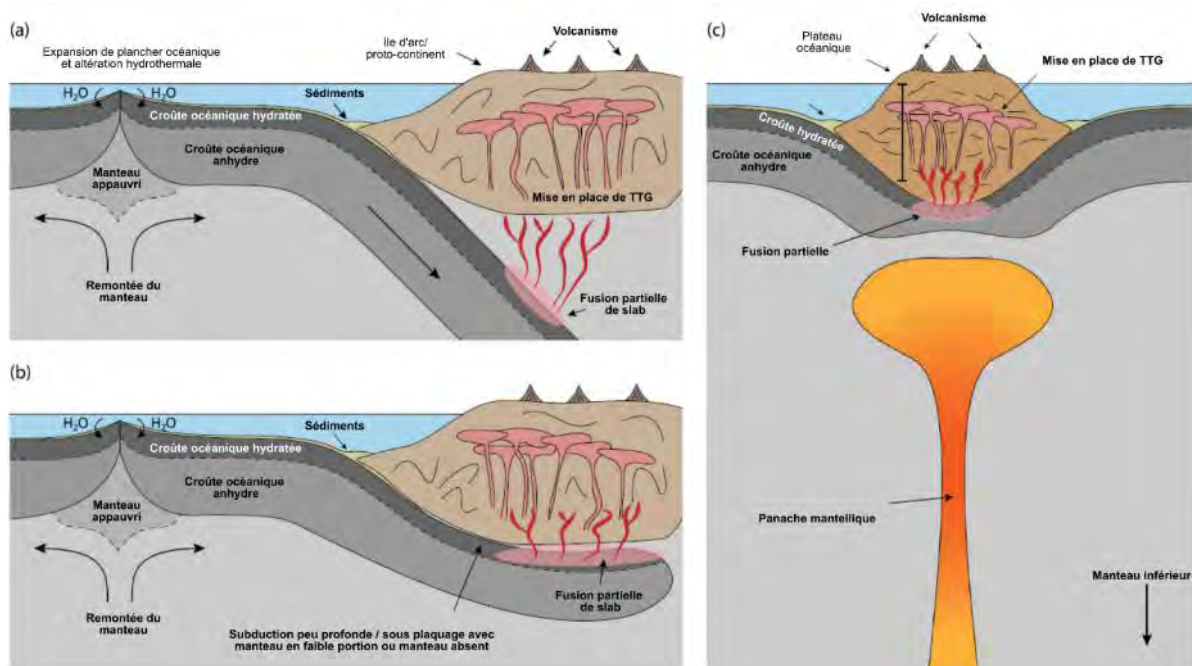


Figure 1-4. Modèles géodynamiques de formations des magmas de type Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) à partir d'une croûte océanique (Palin et al., 2016). a) Fusion partielle profonde et b) Fusion partielle peu profonde de plaque plongeante hydratée en zone de subduction. c) Fusion partielle de la croûte inférieure hydratée à la base d'un plateau

océanique, associé à un panache mantellique intra-plaque. La section du modèle n'est pas à l'échelle.

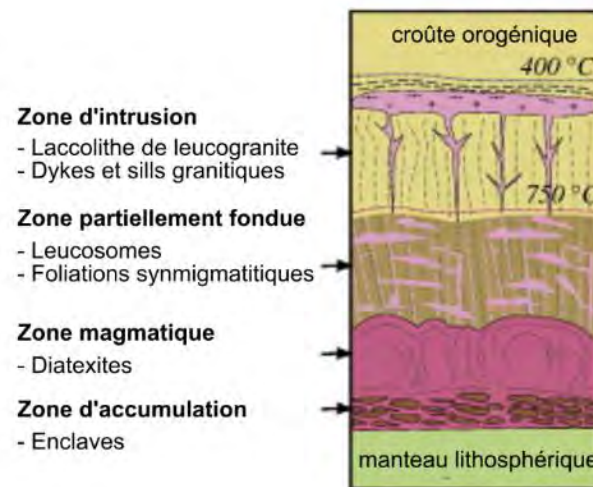


Figure 1-5. Section d'une croûte orogénique indiquant les niveaux de fusion partielle et de magmatisme, d'après Vanderhaeghe (2009).

Dans le cadre du métamorphisme de matériel supracrustal, les réactions dominantes lors de la fusion partielle sont les réactions de déhydroxylation (communément désigné comme de la déshydratation), à des températures supérieures à 650 °C. Elles sont caractérisées par la déstabilisation d'une phase minérale hydratée ou hydroxylée (OH), comme la muscovite, la biotite, l'amphibole, mais également l'épidote, et l'apparition d'une phase anhydre comme cordiérite, grenat ou pyroxène dans les produits, libérant de l'eau préférentiellement partitionnée dans le liquide anatectique (Thompson, 1982 ; Le Breton et Thompson, 1988 ; Rushmer, 1991 ; Wolf et Wyllie, 1994, 1994 ; Gardien et al., 1995, 2000 ; Rapp et Watson, 1995 ; Patiño Douce et Beard, 1995 ; Vielzeuf et Schmidt, 2001, etc.), (Figure 1-6). Ces réactions sont à l'origine de l'augmentation significative de la fraction de liquide silicaté durant l'anatexie.

La présence d'eau dans le protolithe (issu par exemple de la diffusion d'eau depuis un magma saturé) a pour effet de baisser la température de fusion, et de produire des phases péritectiques hydratées, dont la hornblende (Weinberg et Hasalová, 2015 ; Tafur et Diener, 2020), (cf. Tab. 1).

Tableau 1. Exemples de réactions de fusion partielle, inspiré d'après Weinberg et Hasalová, 2015.

	Réaction de fusion	Conditions P-T	Protolithe	Référence
Déshydratation de la muscovite				
1	$Ms + Pl + Qtz = Als + Kfs + Liq$ (Kfs-riche Liq)		Métopélite	(Petó, 1976 ; Thompson, 1983 ; Spear, 1993)
Déshydratation de la biotite				
2	$Bt + Pl + Als + Qtz = Grt/Crd + Kfs + Liq$ (Kfs + Pl dans Liq)		Métopélite	(Le Breton et Thompson, 1988 ; Spear, 1993)
3	$Bt + Pl + Qtz = Opx (+Cpx + Grt) + Liq$		Métopsammitite , métagranitoïde , métonalite	(Wolf et Wyllie, 1994 ; Thompson, 2001 ; Moyen et Stevens, 2006) (Thompson, 1982 ; Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Vielzeuf et Montel, 1994 ; Patiño Douce et Beard, 1995, 1996)
Déshydratation de l'amphibole				
4	$Hbl + Qtz = Pl + Opx + Cpx (+Grt) + Liq$ (Pl-riche Liq)		Métabasalte K-pauvre/Ca-riche	(Wolf et Wyllie, 1994 ; Thompson, 2001 ; Moyen et Stevens, 2006)
5	$Hbl + Pl = Cpx (+Grt + Opx + Amp) + Liq$ (Pl-riche)		Amphibolite	
Déshydratation de l'épidote				
6	$Ep + Qtz = An + Mt + H_2O$	850°C / 10 kbar	Roche méta-volcano-clastique	(Skjerlie et Johnston, 1996)
Réaction en présence d'eau				
7	$Hbl/Bt + Qtz + Kfs/Pl + H_2O = Liq$	~680-690°C / 6 kbar	Tonalite-trondhémite-granodiorite	(Watkins et al., 2007)
8	$Ms + Bt + Kfs + Pl + Qtz + H_2O = Liq$		Métopélite	(Storre et Karotke, 1972 ; Vielzeuf et Schmidt, 2001)
9	$Bt + Pl + Qtz + H_2O = Hbl + Liq$	~750-800°C / 9-11 kbar	Tonalite	(Büsch, 1974)
		~750-850 / 9-12 kbar	Gneiss dioritique	(Slagstad et al., 2005)

10	$Bt + Pl + Qtz + H_2O = Hbl + Liq$	675-750 °C / 6-8 kbar	Granitoïde calco-alcalin	(Reichardt et al., 2010 ; Reichardt et Weinberg, 2012)
11	$Bt + Pl + Qtz + H_2O = Hbl + Kfs + Liq$			
12	$Pl + Qtz + Bt + H_2O = Amp + Pl \pm Sph + Liq$		Orthogneiss	(Sawyer, 2010)
13	$Bt \pm Crd + Pl + Sil + Qtz + H_2O = Grt \pm Kfs + Liq$	700 °C / 4-5 kbar	Métagéolite	(Jung et al., 2000)
14	$Hbl + Pl + Qtz + H_2O = Grt + Cpx + Sph + Liq$	800-805 °C / 8-10 kbar	Amphibolite	(Storkey et al., 2005)
15	$Bt + Qtz + Pl + H_2O = Crd + Grt + Liq$	700-750 °C / 5 kbar	Métasédiments	(Ward et al., 2008 ; Brown, 2013 ; Kisters et al., 2009)
16	$Hbl + Qtz + H_2O = Cpx + Opx \pm Grt + Liq$ $Bt + Qtz + H_2O = Opx \pm Grt \pm Kfs + Liq$	680-700 °C / 6 kbar	Tonalite-trondhjemite-granodiorite	(Watkins et al., 2007)
Réaction de fusion de roches de composition mantellique				
17	$Cpx + Opx + Spl = Ol + Liq$	30-20 kbar / 1200-1400°C	Peridotite (lherzolite à spinel)	(Niu, 1997 ; Wasylenki et al., 2003)
18	$Cpx + Grt + Opx = Ol + Liq$	1370°C / 28 kbar	Picrite	(Ulmer, 1988)

Signification des abréviations : Als : aluminosilicate, Amp : amphibole, An : anorthite, Bt : biotite, Cpx : clinopyroxène, Crd : cordiérite, Ep : épidote, Grt : grenat, Hbl : Hornblende, Kfs : feldspath potassique, Liq : liquide, Ms : muscovite, Mt : magnétite, Opx : orthopyroxène, Ol : olivine, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Sil : sillimanite, Sph : Sphène, Spl : spinelle.

Les réactions de déshydratation se produisent pendant le métamorphisme prograde (enfouissement et/ou réchauffement) lorsque les conditions de températures favorables sont atteintes (Tab. 1). Elles se réalisent également pendant l'évolution rétrograde du métamorphisme, notamment par déstabilisation d'une phase hydratée, ou par remplacement de celle-ci par une autre phase hydratée (Tab. 2). Les réactions ayant une pente positive dans le diagramme P-T (Figure 1-6) sont particulièrement favorisées en décompression, alors que les réactions en présence d'eau (pente négative) sont plutôt favorisées en compression (Weinberg et Hasalová, 2015).

Tableau 2. Exemples de réactions de déshydratation pendant le métamorphisme rétrograde

Réaction	Conditions P-T	Type de roche	Références
1 Cpx + Ph + Qtz = Bt + Pl + Grt + Liq	800-900 °C, 20 – 23 kbar (transition éclogite-amphibolite)	Métagrauwacke	(Auzanneau et al., 2006)
2 Bt + Als + Qtz = Grt + Crd + Kfs + Liq	3-8,5 kbar, 650 – 850 °C	Pélite	(Spear et al., 1999 ; Norlander et al., 2002)
3 Bt + Sil = Grt + Crd + Liq			
4 Grt + Omp + Ep + Rt = Grt2 + Cpx ± Di + Liq	Eclogite	Eclogite mafique	(Song et al., 2014)

Signification des abréviations : Als : aluminosilicate, Bt : biotite, Cpx : clinopyroxène, Crd : cordiérite, Di : disthène, Ep : épidote, Grt : grenat, Kfs : feldspath potassique, Liq : liquide, Omp : omphacite, Ph : phengite, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Rt : rutile, Sil : sillimanite.

Les minéraux accessoires sont également susceptibles de réagir pendant la fusion partielle, et éventuellement former des phases péritectiques (Tab. 3). Leur stabilité est souvent contrôlée par la solubilité dans la phase liquide des éléments les composants, et des autres phases minérales en compétition pour les mêmes éléments (e.g. Watson et Harrison, 1983 ; Harrison et Watson, 1984 ; Montel, 1993 ; Duc-Tin et Keppler, 2015 ; Engi, 2017 ; Kohn, 2017). Ces réactions influencent le fractionnement des métaux rares, d'autant plus que le budget total dans une roche de certains éléments traces est majoritairement contenu dans les minéraux accessoires. Toutefois, en dehors de ces réactions anatectiques, ces accessoires peuvent se former directement par produit de réaction de minéraux majeurs, si les conditions P-T et les conditions de solubilité sont favorables. Par ailleurs, ils peuvent apparaître durant le métamorphisme, en dehors des réactions de fusion partielle (Kelsey et al., 2008 ; Kelsey et Powell, 2011 ; Yakymchuk et Brown, 2014) avant que ne soit atteint le stade de fusion partielle.

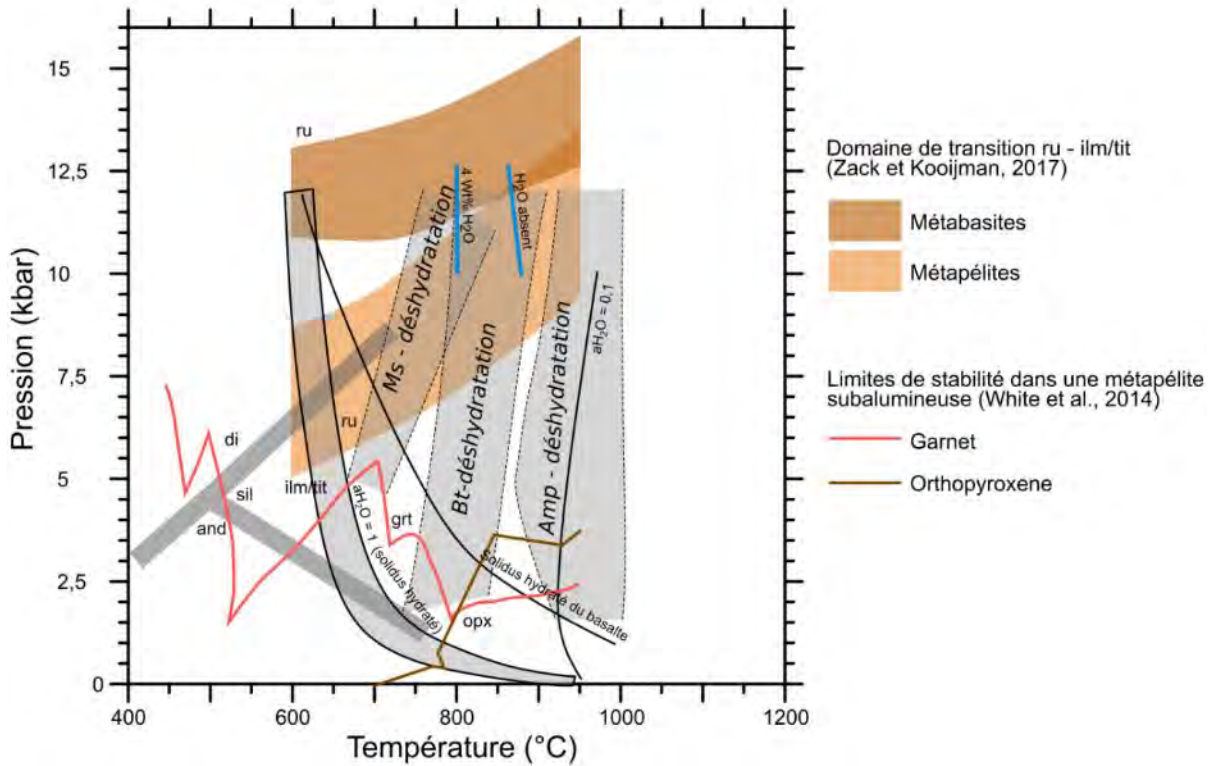


Figure 1-6. Réactions générales de déshydratation dans le diagramme Pression-Température (modifié d'après Weinberg et Hasalová 2015). Les lignes solides bleues montrent la variation de pente de la réaction de fusion en présence et en absence d'eau (Gardien et al., 2000). Les zones de transition de stabilité de l'ilménite/titanite au rutile sont indiquées par les zones oranges et marrons (Zack et Kooijman, 2017). Les limites de stabilité du grenat et de l'orthopyroxène correspondent à une moyenne métapélitique dans le faciès amphibolitique (Ague, 1991 ; White et al., 2014). Abréviations : and = andalousite, di = disthène, ilm = ilménite, sil = sillimanite, tit = titanite, opx = orthopyroxène, ru = rutile.

La distribution des métaux rares entre les phases solides et liquides lors de la fusion partielle est le principal facteur de fractionnement de ces éléments avant cristallisation fractionnée. Le coefficient de fractionnement K_d est utilisé comme indicateur du pouvoir de fractionnement d'un élément en solution par rapport à un minéral.

Tableau 3. Exemples de réactions métamorphiques impliquant des minéraux accessoires

	Réaction	Conditions P-T	Type de roche	Références
	$\text{Mon} + \text{Ms} + \text{Carb} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Aln} + \text{Bt} + \text{Ap} + \text{CO}_2$	~400 °C/ 3 kbar	Métapélites	(Wing et al., 2003)
	$\text{Aln} + \text{Ap} + \text{Ms} + \text{And/Di} + \text{Qtz} = \text{Mon} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$	~400 °C/ 3 kbar	Métapélites	(Wing et al., 2003)
	$\text{Mon} + \text{Chl} + \text{An/Cc} \pm \text{Hem} = \text{Aln} + \text{Xen} + \text{Ap} + \text{Ctd} + \text{Liq}$	420-450 °C / 8-15 kbar	Métapélites/ métacarbonates	(Janots et al., 2008)
	$\text{Mon} + \text{Pl} + \dots = \text{Aln} + \text{Ep} + \text{Tho} + \text{Ap}$	550-600 °C / 4-5 kbar	Métagranitoïde	(Finger et al., 1998)
	$\text{Ap} + \text{Liq}_1 = \text{Mon} + \text{Liq}_2$	750 °C/ 2 kbar	Granite peralumineux	(Wolf et London, 1995)
3	$\text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Di} = \text{Liq} + \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{Qtz} + \text{Rt}$	1050 °C/12 kbar	Schiste pélitique migmatitique	(Gervais et Crowley, 2017)
	$\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Zir}$		Granulite,	(Fraser et al., 1997 ; Degeling et al., 2001)
	$\text{Grt} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Opx} + \text{Zir}$			
Voir aussi Tab. 1 pour réactions avec sphène résiduel (lignes 12, 14)				
Signification des abréviations Aln : Allanite, An : anorthite, And : andalousite, Ap : apatite, Bt : biotite, Carb : carbonate, Cc : calcite, Chl : chlorite, Crd : Cordiérite, Ctd : chloritoïde, Di : disthène, Ep : épidote, Grt : grenat, Hem : Hématite, Kfs : feldspath potassique, Liq : liquide, Ms : muscovite, Mon : monazite, Opx : orthopyroxène, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Rt : rutile, Sil : sillimanite, Tho : thorite, Xen : xénotime, Zir : zircon.				

1.1.2.1.2. Fractionnement induit par la fusion partielle

Les changements chimiques intervenant au cours de la fusion partielle (changement des phases stables, présence de liquide silicaté, réaction à l'équilibre ou en déséquilibre) sont susceptibles de redistribuer les métaux rares entre les différentes phases impliquées. En particulier, la formation de liquide silicaté durant la fusion partielle va faire intervenir les paramètres de compatibilités des différents métaux rares dans leurs fractionnement entre les différentes phases. Ainsi, plusieurs paramètres influençant ce fractionnement peuvent être énumérés :

- Le coefficient de distribution : cette variable est fonction de l'abondance relative des minéraux, et des coefficients de partage relatifs à chaque minéral. Par ailleurs, la présence d'un minéral « puits » pour un éléments ($K_d \gg 1$) peut être suffisante pour

rendre cet élément compatible avec l'ensemble solide ($D > 1$) même si ce minéral est accessoire.

- La concentration de l'élément: la quantité d'élément en solution dans le liquide silicaté peut être plafonnée par les conditions de saturation d'un minéral avec lequel il est fortement compatible (ex : REE avec l'apatite ou la monazite, Zr avec le zircon, cf Watson et Harrison, 1983 ; Harrison et Watson, 1984 ; Pichavant et al., 1992 ; Boehnke et al., 2013). Lorsque les conditions de saturation sont atteintes, une partie l'élément est fractionné dans les minéraux. Une faible concentration de l'élément dans la source est donc favorable à sa dissolution dans la phase liquide.
- La position microtexturale des minéraux porteurs: un minéral en inclusion dans un autre qui ne participe pas à la réaction de fusion partielle ne pourra pas réagir non plus directement avec la phase liquide silicatée, et par conséquent les éléments incompatibles seront préservés dans la phase solide (Sawyer et Barnes, 1988 ; Sawyer, 1991 ; Bea et al., 1994 ; Yakymchuk et Brown, 2014). D'autre part, les phases péritectiques peuvent se situer au contact du liquide silicaté et interagir avec celui-ci tout au long de l'épisode anatectique (Pyle et Spear, 1999 ; Villaseca et al., 2003 ; Dumond et al., 2015 ; Yakymchuk, 2017).
- La compétition entre minéraux porteurs : en présence de plusieurs minéraux puits, la distribution des métaux rares entre les différentes phases va être impactée d'une part par la compatibilité relative avec les différentes phases et d'autres part par les conditions chimiques (diffusion de l'élément dans la phase solide, cinétique de réaction, chronologie de cristallisation. Par exemple, les REE sont des composants majeurs des phosphates, tandis qu'ils sont présents en trace dans les grenats. Cependant, la stabilité des phosphates est sensible à la composition du liquide silicaté, tandis que le grenat se comporte généralement une phase péritectique stable, pouvant incorporer le phosphore

et les REE (Pyle et Spear, 1999 ; Villaseca et al., 2003 ; Dumond et al., 2015 ; Yakymchuk, 2017)

- Les flux de matière: la fusion partielle peut être accompagnée par une ségrégation du liquide silicaté anatectique de sa source et éventuellement par l'entraînement de minéraux péritectiques ou d'assemblage résiduels dans le liquide. Ces échanges peuvent affecter le fractionnement des éléments incompatibles, qui évolue de façon dynamique, par rapport au liquide et aux phases minérales en présence (e.g. Sawyer et Barnes, 1988 ; Watt et Harley, 1993 ; Stevens et al., 2007 ; Yakymchuk, 2017 ; Villaros et Pichavant, 2019).

1.1.2.2. Distribution des métaux rares durant la différenciation magmatique : cristallisation à l'équilibre cristallisation fractionnée

Après la formation d'un liquide silicaté par fusion partielle, sa composition est modifiée par les ajouts (mélanges de magma, assimilation de restites ou de roches hôtes), ou par les retraits (démixtion, cristallisation fractionnée) de matière solide ou liquide, qui le font évoluer en magma (liquide silicaté plus solide en suspension et fluides dissous). Lors du refroidissement, l'incorporation progressive des éléments dans les minéraux en cours de croissance provoque une évolution de la composition du liquide silicaté restant, alors dit résiduel. Lorsque les cristaux restent en contact avec le liquide, la cristallisation est dite « en équilibre ». Lorsque les cristaux sont séparés physiquement du liquide résiduel, le système n'est plus considéré comme en équilibre, et on parle alors de cristallisation fractionnée. La composition d'un magma différencié peut être assimilée à celle d'un liquide résiduel après extraction de phases solides. A l'opposé, l'accumulation des phases solides peut être assimilée à un cumulat magmatique.

Les différentes propriétés de stabilité des minéraux liées aux conditions de température, pression, et à la composition géochimique du magma, engendrent un décalage du démarrage de la cristallisation entre les différents minéraux. La série de Bowen (Bowen, 1913, 1945), établie sur la base de travaux pionniers de pétrologie expérimentale et thermodynamique d'observations naturelles, rend compte de la succession de cristallisation de minéraux majeurs à partir d'un magma initialement basique. La cristallisation de chaque phase retire du liquide les éléments majeurs qui la composent, ainsi que les éléments traces à priori qui sont compatibles, puis ceux qui sont incompatibles avec la progression du fractionnement magmatique. Deux comportements des éléments traces sont prévisibles dans les liquides résiduels. (1) Lorsqu'un élément chimique est compatible avec une phase cristalline initiale, cet élément est partitionné dans la partie solide dès l'apparition des premiers cristaux, et le liquide est rapidement appauvri. (2) Lorsque cet élément n'est compatible avec aucune phase cristalline, il est partitionné dans le liquide résiduel qui s'enrichit progressivement en cet élément.

Ces principes de partitionnement sont des arguments pour discuter des compositions géochimiques en éléments incompatible des magmas, en particulier ceux enrichis en métaux rares comme les granites et pegmatites à métaux rares.

1.1.2.3. Distribution des métaux rares pendant la transition magmatique-hydrothermale

La transition magmatique-hydrothermale se produit lors de la cristallisation et du refroidissement sub-solidus d'un système magmatique. Elle correspond à un état de coexistence à l'état supercritique d'un liquide silicaté avec un liquide hydrosalin (phase la moins dense), (Marignac et Cuney, 1999 ; Badanina et al., 2004 ; Veksler, 2004 ; Salvi et al., 2005 ; Černý et

al., 2005 ; Harlaux et al., 2017 ; Kaeter et al., 2018 ; Ballouard et al., 2020). Au passage du fluide silicaté vers un fluide hydrothermal, la capacité d'un métal à rester dans la phase liquide est définie par sa solubilité.

Au cours de ce stade d'immiscibilité, un fractionnement des éléments se produit entre ces différentes phases selon leurs affinités. Les interactions de ces fluides avec les minéraux peuvent entraîner un métasomatisme du granite et/ou des roches encaissantes, se traduisant par la formation de greisens, de bréchifications, de réseaux de veines hydrothermales et de skarns. Cet épisode hydrothermal est à l'origine de la formation de gisements de type veines, greisens et skarns enrichis en Sn, W (élément lithophiles, HFSE), Cu, Mo (éléments chalcophiles), Mo (élément sidérophile) ou également de l'enrichissement certains HFSE (REE, Zr et Nb) dans les granites et syénites peralcalins (Marignac et Cuney, 1999 ; Černý et al., 2005 ; Salvi et al., 2005).

Lors de la transition magmatique-hydrothermal, le liquide résiduel est enrichi en H₂O et en éléments fortement incompatibles (Li, Rb, Cs, Ta, Sn, ...) dont les fluants B, F and P. Le Cl, dont la solubilité est faible dans les fluides hydrosilicatés, est partitionné dans les fluides aqueux (Kilinc et Burnham, 1972 ; Shinohara et al., 1989 ; Webster, 1992 ; Webster et al., 1999). L'exsolution des liquides hydrosalins permet le transport d'alcalins sous forme de complexe, favorisant un enrichissement en Na et Li des fluides aqueux (Veksler et al., 2002 ; Badanina et al., 2004).

La présence de fluants (B, F, P), de carbonates, et la salinité augmentent la solubilité du W dans les fluides aqueux, complexé sous forme de chlorure, ou de phosphate (Manning et Henderson, 1984). Le Sn est supposé fractionner préférentiellement dans les solutions aqueuses riches en chlorure (Cuney et al., 1992 ; Taylor et Wall, 1992 ; Eugster et Wilson, 1985 ; Eugster, 1986 ; Keppler et Wyllie, 1991).

Bien que les HFSE soient des éléments insolubles, leur solubilité de même que celle des REE est augmentée par la forte concentration de fluorure, carbonate et sulfate dans les fluides hydrothermaux (Boily et Williams-Jones, 1994 ; Salvi et Williams-Jones, 2006 ; Zraisky et al., 2010). Les éléments Ta et Hf sont plus solubles dans la phase silicatée que leurs jumeaux géochimiques Nb et Zr. Ceci a pour conséquence de réduire considérablement les rapports Nb/Ta et Zr/Hf dans les phases silicatées (Gramenitskiy et Shchekina, 1994 ; Veksler et al., 1998). L'amplification du fractionnement du Ta est observable dans les granites peralumineux, dans lesquels les magmas résiduels enrichis en éléments volatils accroissent la solubilité du Ta (Černý et al., 1986), ou encore par cristallisation hors-équilibre des Nb-Ta-oxydes en condition de surrefroidissement (Van Lichtervelde et al., 2018). Le rapport Nb/Ta est par ailleurs proposé comme indicateur de la transition magmatique-hydrothermale (transition à Nb/Ta = 5, Ballouard et al., 2016).

1.1.3. Rôle de minéraux dans le fractionnement pendant la fusion partielle et la différenciation magmatique

1.1.3.1. Les micas

Les micas, plus particulièrement la biotite, peuvent concentrer des LILE comme le Li, Rb et Cs, ainsi que des HFSE comme le Nb et Ta. Les modélisations du fractionnement Nb/Ta, basées sur les estimations expérimentales de coefficient de fractionnement des éléments Nb et Ta dans les micas (Nash et Crecraft, 1985 ; Raimbault et Burnol, 1998 ; Acosta-Vigil et al., 2010), montrent que la muscovite et la biotite fractionnent préférentiellement le Nb par rapport au Ta (Stepanov et al., 2014). Le fractionnement du Nb dans les micas est supérieur à celui de Ta qui a tendance à se concentrer dans le liquide de fusion partielle. Cette incompatibilité relative entraîne une augmentation du rapport Nb/Ta dans le résidu solide riche en biotite lors de

la fusion partielle (Stepanov et Hermann, 2013). La stabilité de ces micas dans la croûte moyenne et dans la croûte inférieure induit donc la formation de restites riches en Nb, et de magmas anatectiques avec un rapport Nb/Ta faible, proche de celui des magmas différenciés (Stepanov et Hermann, 2013). Les REE sont incompatibles avec les micas (Adam et Green, 2006).

1.1.3.2. Le grenat

Le grenat est souvent évoqué comme minéral à l'origine du fractionnement de l'Y et des terres rares lourdes (abrégé HREE) (e.g. Rapp et Watson, 1995 ; Condie, 2005 ; Moyen et Stevens, 2006). Le grenat de composition pyrope-almandin est fréquent dans les roches métamorphiques d'origine sédimentaire, ainsi que dans les roches métamorphiques de composition mafique jusqu'à de très hautes pressions (granulite, éclogite). Il constitue aussi une phase péritectique lors de la fusion partielle associée à la déstabilisation de la muscovite et de la biotite.

Le grenat résiduel piégé dans la zone de fusion partielle est souvent invoqué comme la cause de l'appauvrissement en HREE identifiable dans certains granitoïdes, notamment ceux du type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) (Martin, 1994). La concentration des éléments, HREE, Sc et Y dans le grenat métamorphique est démontrée dans les roches métamorphiques (Martin et al., 2008 ; Guergouz et al., 2018 ; Jannin et al., 2018), les migmatites (Bea et al., 1994) et les granulites (Rubatto, 2002).

1.1.3.3. L'amphibole

Du fait de son statut de minéral majeur, l'amphibole peut constituer un hôte non négligeable des REE, de l'Y et Th, comme c'est le cas dans les granitoïdes (Bea, 1996). A

l'exception de l'Y, et du Ti qui sont incompatibles à compatibles, les autres LILE (Li, Rb, Sr, Ba) et HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) sont faiblement incompatibles avec l'amphibole (Tiepolo et al., 2007). En présence d'un liquide silicaté, mes terres rares légères (abrégées LREE) sont généralement incompatibles (e.g. $0,03 < D < 0,86$ pour le La), alors que les terres rares moyennes (abrégées MREE) et les HREE incompatibles à compatibles (e.g. $0,24 < D < 5,5$ pour le Gd) (données compilées par Tiepolo et al., 2007). Leur coefficient de distribution augmente avec la concentration en SiO₂ (Brophy, 2009) ou avec la température (Vasyukova et Williams-Jones, 2019) et peut franchir le seuil de compatibilité.

Suivant ces coefficients de distribution, la cristallisation de l'amphibole entraîne une diminution des HREE et une augmentation des LREE dans les magmas résiduels, mais la tendance s'inverse pour les LREE avec l'augmentation progressive du SiO₂ dans le liquide. La cristallisation fractionnée résulte alors en des magmas résiduels pauvres en Y et en REE, caractérisés par des rapports Sr/Y et La/Yb élevés (Moyen et al., 2009 ; Liou et Guo, 2019). Le fractionnement relatif des REE sera plutôt marqué par une augmentation du rapport LREE/MREE, et par une stabilité ou une diminution du rapport MREE/HREE. A l'instar des micas, l'amphibole favorise la baisse du rapport Nb/Ta dans la phase liquide (Tiepolo et al., 2007 ; Stepanov et al., 2014).

1.1.3.4. Les phosphates

Ils sont présents dans les roches métamorphiques et magmatiques comme phases accessoires. Ces minéraux peuvent se former durant le métamorphisme prograde ou rétrograde, notamment par déstabilisation de l'allanite (e.g. dans Wing et al., 2003 ; Janots et al., 2008 ; Kelsey et al., 2008 ; Yakymchuk et Brown, 2014 ; Engi, 2017) ou pendant la fusion partielle par réaction incongruente (Wolf et London, 1995 ; Yakymchuk et Brown, 2014 ; Yakymchuk

et Acosta-Vigil, 2019). Les phosphates sont particulièrement riches en REE-Y, qui constituent des composants majeurs de leur structure minérale.

La solubilité de l'apatite dans les magmas felsiques augmente avec la température, et décroît avec l'augmentation du SiO₂ (Harrison et Watson, 1984). Toutefois, cette solubilité est élevée dans les magmas peralumineux (de rapport molaire $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) > 1$, A/CNK) en raison de la formation de complexes entre les cations Al et les anions phosphates (AlPO₄) (Pichavant et al., 1992 ; Bea et al., 1992). Dans les magmas peralcalins, l'existence de complexe alcalin-phosphates peut également augmenter la solubilité de l'apatite (Ellison et Hess, 1988). La durée de dissolution de l'apatite en présence d'eau est relativement courte (300 ans pour un minéral de 500 μm, à 750 °C et à 6% H₂O, Harrison et Watson, 1984), ce qui permet de considérer que cette réaction est rapide, voir instantanée en contexte de fusion partielle.

La solubilité de la monazite et du xénotime est largement inférieure à celle de l'apatite dans les liquides peralumineux, défavorisant ainsi la cristallisation de l'apatite quand la saturation en REE est atteinte (Wolf et London, 1995). La solubilité de la monazite est fonction de la saturation en LREE et de la température (Rapp et Watson, 1986 ; Montel, 1993 ; Skora et Blundy, 2012). Elle est plus élevée dans les liquides peralcalins que dans les liquides metalumineux et peralumineux (Montel, 1986 ; Ellison et Hess, 1988).

Les phosphates jouent un rôle dans le fractionnement des REE au moment de la fusion partielle. Par exemple, durant le métamorphisme de la kinzigite (métapélite) d'Ivrea Verbano, la fusion partielle entraîne une dissolution de l'apatite dans le liquide, tandis que la monazite reste stable en raison de sa solubilité plus faible. L'augmentation du métamorphisme (transition vers le faciès granulite) coïncide avec une augmentation de la quantité de REE dans les leucosomes qui est expliquée par une dissolution progressive de la monazite. (Bea et Montero, 1999). Le xénotime est déstabilisé par la formation de grenat (minéral compatible avec l'Y),

qui collecte alors les HREE au détriment des autres accessoires (monazite, apatite, zircon, xenotime) (Bea et Montero, 1999). Il a été également observé que la formation de monazite résiduelle lors de la fusion partielle entraîne dans le liquide une augmentation du ratio LREE/HREE, une augmentation du rapport U/Th, et dans des cas extrêmes une anomalie négative en Nd (Stepanov et al., 2012).

1.1.3.5. L'allanite et l'épidote

Les LREE, ainsi que l'U et le Th, sont compatibles avec l'épidote et l'allanite (pôle enrichi en REE du groupe minéral de l'épidote), (Petrík et Broska, 1994) qui ont un rôle prépondérant dans le fractionnement de ces éléments en contexte métamorphique ou magmatique (Frei et al., 2004, et références incluses).

L'épidote est fréquente dans les paragenèses métamorphiques de roches métapélitique à metabasique, de faciès schiste vert à amphibolite (Deer et al., 1982), dans lesquelles elle est un réservoir important pour les LREE (Domanik et al., 1993 ; Tribuzio et al., 1996 ; Sassi et al., 2000) et le Zr (Frei et al., 2004) . Dans les éclogites, l'allanite peut contenir jusqu'à 90 % du budget total en LREE, Th, et U (Hermann, 2002).

L'épidote peut aussi être d'origine magmatique, dans des roches métalumineuses (TTG, monzogranite) où elle est souvent un indicateur de cristallisation à haute pression $P > 5$ kbar (Schmidt et Poli, 2004). L'allanite, hôte majeur des LREE avec la monazite, est prédominante sur cette dernière dans les magmas métalumineux, et dans les pegmatites abyssales enrichies en LREE, alors qu'elle est souvent absente dans les magmas peralumineux (Bea, 1996 : 199 ; Broska et al., 2000 ; Ercit, 2005 ; Turlin et al., 2017). Sa cristallisation précoce contribue à l'appauvrissement en LREE des magmas résiduels (Miller et Mittlefehldt, 1982). L'allanite

incorpore préférentiellement le La par rapport au Th, et provoque alors une augmentation du rapport Th/La dans le liquide avec lequel elle est en équilibre (Hermann et Rubatto, 2009).

1.1.3.6. L'ilménite, le sphène et le rutile

Présente dans les roches magmatiques et métamorphiques, l'ilménite est stable préférentiellement au sphène à faible pression, température élevée ($> 450-750^{\circ}\text{C}$) et en milieu réducteur (Frost et al., 2001). Le fractionnement du Nb par l'ilménite est faible dans les magmas mafiques ($D_{\text{Nb}} \sim 2,3$ dans les basaltes andésitiques, Green et Pearson, 1987). Il atteint des valeurs significatives dans les magmas felsiques ($D_{\text{Nb}} \sim 48,6$ dans la rhyolite, Ewart et Griffin, 1994) mais négligeables par rapport au rutile. Les REE sont incompatibles avec l'ilménite dans les liquides basaltiques (Paster et al., 1974 ; Zack et Brumm, 1998) tandis qu'ils sont compatibles dans les liquides silicatés les plus acides (Mahood et Hildreth, 1983).

Le sphène est stable sous des conditions de pression inférieure aux conditions de stabilité du rutile, et relativement basses dans les roches basiques par rapport aux roches plus acides : 3-14 kbar en système basaltique (Liou et al., 1998), entre 5-19 kbar dans la métadacite (Spencer et al., 2013), 15-25 kbar dans la métarhyolite (Menold et al., 2009). La stabilité du sphène est dépendante de l'activité du Ca. Il peut coexister avec le rutile dans un magma pauvre en Ca (Angiboust et Harlov, 2017). Le sphène est un réservoir pour les REE lourdes et légères, et les éléments Y, Ta, U et Th qui peuvent être concentrés jusqu'à l'ordre de quelques milliers de ppm (Bea et Montero, 1999 ; Prowatke et Klemme, 2005 ; Kohn, 2017), mais dont le fractionnement est minime comparativement à celui du rutile (Green et Pearson, 1987).

Le rutile métamorphique est stable à haute pression à plus de 15 kbar, et est particulièrement présent dans les éclogites (Zack et al., 2002 ; Xiong et al., 2005). Il se forme en remplacement de l'ilménite ou du sphène durant le métamorphisme prograde (Angiboust et

Harlov, 2017 ; Zack et Kooijman, 2017). Le rutile est un hôte majeur pour les éléments Nb et Ta (D_{Nb} et D_{Ta} entre 100 et 500, Foley et al., 2000). L'existence de rutile résiduel dans la zone de fusion partielle est souvent évoquée comme origine des anomalies-types en Nb-Ta observées dans les TTG et plus généralement dans les roches magmatiques d'arcs, suggérant une origine de ces roches par fusion partielle de matériel mafique à pression supérieure à 10 kbar (Rudnick et al., 2000 ; Hoffmann et al., 2011) ou par fusion partielle d'un matériel présentant déjà ces anomalies. Le fractionnement relatif D_{Nb}/D_{Ta} augmente avec la température, la concentration en SiO_2 , et diminue avec la concentration d'eau dans le mélange (Schmidt et al., 2004 ; Xiong et al., 2011). Il en résulte que le rapport Nb/Ta peut varier positivement ou négativement dans les liquides anatectiques selon la concentration en eau et le degré de fusion partielle (Xiong et al., 2011).

1.1.3.7. Le zircon

La croissance du zircon peut se produire à la fois au cours du métamorphisme (trajet prograde, culminant ou rétrograde, durant la fusion partielle), au cours de la cristallisation magmatique, et ainsi qu'au cours d'un épisode hydrothermal (Watson et Harrison, 1983 ; Degeling et al., 2001 ; Rubatto, 2002 ; Hoskin, 2005 ; Kelsey et al., 2008 ; Martin et al., 2008 ; Yakymchuk et Brown, 2014 ; Guergouz et al., 2018). Il est particulièrement sensible la géochimie des liquides, ce qui se manifeste par le développement d'une zonation compositionnelle interne, oscillatoire ou diffuse, éventuellement remplacée ou altérée par des épisodes de croissance successifs (Corfu et al., 2003 ; Hoskin et Schaltegger, 2003). Le zircon est un hôte majeur pour particulièrement pour les HFSE (Hf, Y, REE, U, Th, Nb et Ta), par substitution avec l'élément Zr dans sa structure cristalline (Hoskin et Schaltegger, 2003).

Le fractionnement zircon/roche totale des REE augmente de façon exponentielle avec l'enrichissement des REE dans la roche totale (Chapman et al., 2016). Dans les roches granitiques, alors que les MREE et HREE sont compatibles avec le zircon, les LREE peuvent être appauvries dans le zircon comparativement à la roche totale (Nardi et al., 2013 ; Chapman et al., 2016). Le zircon peut alors contribuer significativement à l'appauvrissement des HREE et Y en contexte magmatique (Murali et al., 1983 ; Heaman et al., 1990 ; Bea, 1996 ; Belousova et al., 2002 ; Hoskin et Schaltegger, 2003 ; Grimes et al., 2015). La cristallisation du zircon contribue à l'augmentation du rapport Th/U et à la diminution du rapport Zr/Hf dans la phase liquide, du fait de la compatibilité des éléments U et Zr (Schaltegger et Davies, 2017). Par contre en contexte métamorphique et lors de la fusion partielle, le pouvoir fractionnant du zircon est restreint par la compétition avec le grenat et la monazite, avec qui les REE ont une forte affinité (Martin et al., 2008 ; Guergouz et al., 2018).

La forte concentration en LREE dans les zircons est souvent associée à une origine hydrothermale de ces minéraux (Hoskin, 2005), ou à une contamination liée à la métamictisation (Whitehouse et Kamber, 2002), ou encore à une substitution associant le phosphore (substitution xenotime (Hanchar et al., 2001 ; Hoskin et Schaltegger, 2003 ; Reid et al., 2011). Le fractionnement des HREE diminue avec l'augmentation de la température (Rubatto et Hermann, 2007 ; Burnham et Berry, 2012).

1.2. Les pegmatites comme source de métaux rares

1.2.1. Définition

Une roche pegmatitique est une roche cristalline de texture très grossière à cristaux géants, qui constitue une variante texturale de roche magmatique comme le gabbro, la syénite ou le granite, avec laquelle il est souvent associé spatialement (Dill, 2015 ; London, 2018). Les

pegmatites se distinguent des roches magmatiques par leur hétérogénéité texturale, leur volume plus réduit, et éventuellement une grande variété d'espèces minérales. London (2018) définit trois (3) critères de reconnaissance des pegmatites: (1) une taille de grain élevée et très variable, avec particulièrement une augmentation de taille du bord vers le cœur de l'unité, (2) une abondance en minéraux à texture graphiques, à intercroissance, ou présentant de nombreux critères de croissance directionnelle, (3) une zonation spatiale, y compris dans les zones monominérales.

La texture graphique, qui correspond à des intercroissances de quartz dans les mégacristaux de feldspath, est une caractéristique unique aux pegmatites. Par ailleurs, elle les distingue des veines hydrothermales dans lesquelles on peut trouver des similarités texturales avec les pegmatites (texture grossière, croissance directionnelle des minéraux).

1.2.2. Caractéristiques pétrographiques, spatiales et métallogéniques

Les pegmatites se rencontrent en général sous forme de zones à contours diffus dans un massif magmatique interprétées comme des zones de ségrégation de liquide ou d'accumulation de cristaux, ou d'essaim de dykes pouvant être à la fois intrusifs dans un massif magmatique, ou dans des roches encaissantes métamorphiques ou magmatiques. Dans les massifs magmatiques, les zones de ségrégation peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de mètres dans la coupole des intrusions (stocksheider ou corps à texture marquée par une cristallisation unidirectionnelle). A cet effet, un granite est dit pegmatitique lorsqu'il présente texturalement une évolution graduelle entre un faciès magmatique grenu à fin et un faciès à gros cristaux (taille centimétrique à décimétrique) graphiques, ou une variation de faciès (litage aplitique, intercroissances, ...). Les essaims de dykes forment en général un réseau organisé à l'intérieur et/ou autour d'un pluton, dont les dykes peuvent cristalliser jusqu'à une dizaine de kilomètres

verticalement par rapport au pluton (Baker, 1998). Dans les roches très compétentes, ou en régime de déformation fragile, ces veines forment des filons discordants, tandis que dans les zones de faible compétence ou de déformation semi-ductile à ductile, elles forment des veines concordantes et discordantes à contours diffus qui peuvent être boudinées formant des chapelets (Vanderhaeghe, 1999, 2001 ; Bons et al., 2004 ; Butler et Torvela, 2018 ; Druguet, 2019).

L'hétérogénéité texturale des corps pegmatitiques se manifeste par la présence de zonations internes texturales et minéralogiques, de litages parallèles ou complexes, et / ou de cavités miarolitiques (Figure 1-7). La zonation interne est soulignée par une zone de bordure à cristaux orienté perpendiculairement aux contact et texture graphique, une zone intermédiaire à texture plus équante, cristaux plus grossiers, riche en feldspath potassiques, quartz, aluminosilicates à lithium et phosphate, et enfin une zone intérieure quasiment composée de quartz massif (London, 2014). Ce type de zonation est concentrique, ou symétrique dans les corps pegmatites (Figure 1-7), mais peut être litée dans les pegmatites se mettant en place à des profondeurs relativement faibles (London, 2018). D'autres part, des niveaux aplitiques souvent dominés par les plagioclases, peuvent alterner avec les textures grossières pegmatitiques, parfois de façon rythmique (London, 2018). Les cavités miarolitiques sont particulièrement observées dans des pegmatites mise en place dans des conditions de pression relativement faible. Il faut également noter que certaines pegmatites ne possèdent pas de zonation interne, bien qu'ayant un texture grossière avec des cristaux de très grande taille (Swanson, 2012 ; Barros et al., 2020).

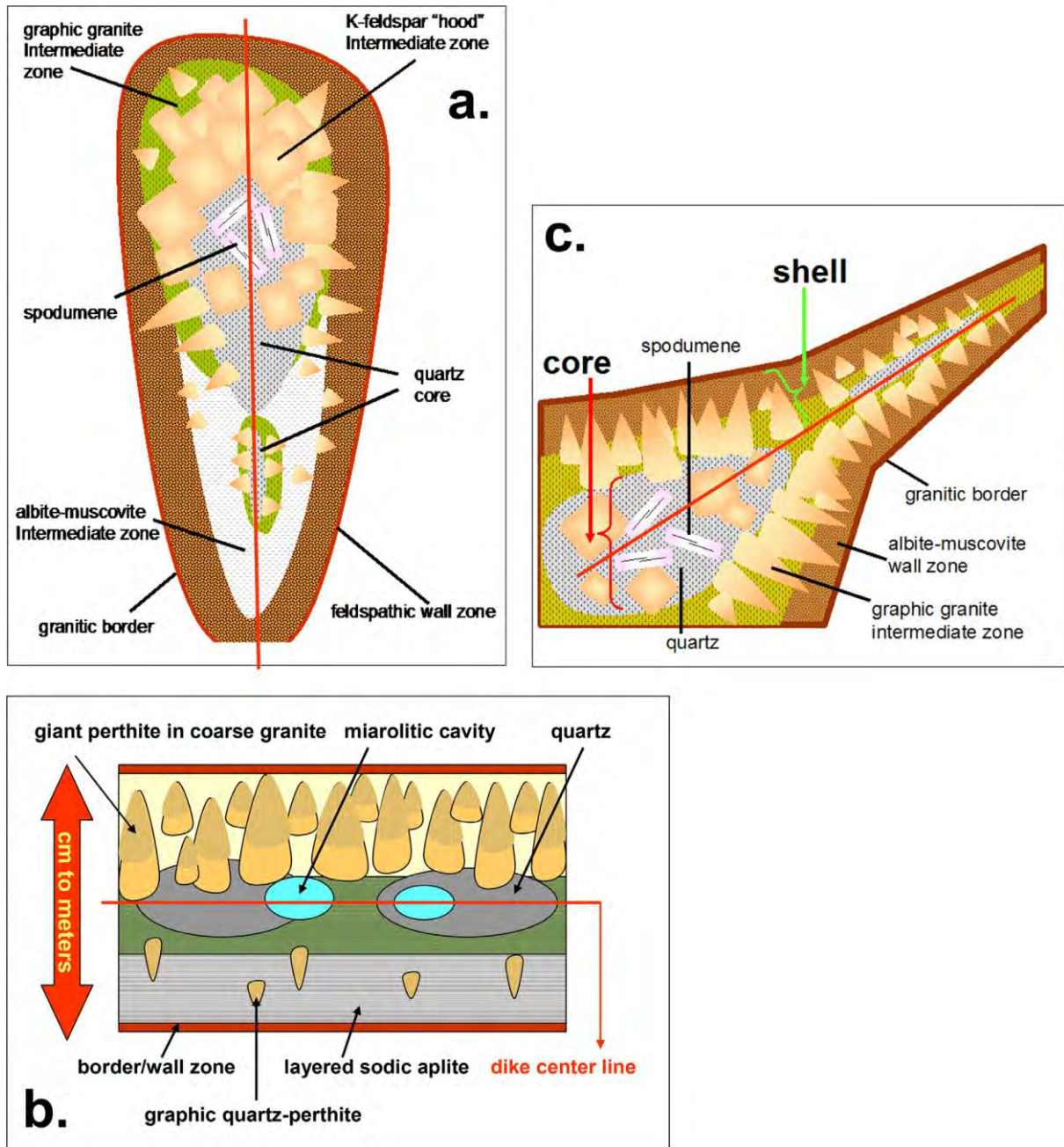


Figure 1-7. Représentations schématiques de zonations dans des pegmatites complexes, modifié d'après London (2018) selon les interprétations de Jahns et Burnham, 1969, et Uebel (1977). (a) Zonation interne, bilatéral et symétrique, dans un corps pegmatitique. La partie supérieure est plus massive et plus potassique. (b) Zonation dans une pegmatite subhorizontale, avec développement d'aplite sur la base, de cristaux grossiers au sommet, et de poches miarolitiques dans la partie centrale. (c) Zonation dans une zone de rétrécissement d'un corps pegmatitique (Uebel, 1977). La zone rétrécie est moins zonée et grossière que la zone interne.

A l'échelle régionale, les champs de pegmatites peuvent présenter une zonation, communément concentrique, qui se manifeste par une variation de la minéralogie sur le plan de la composition modale, par apparition ou disparition de phase minérale accessoire et/ou exotique, ou par une variation géochimique de l'enrichissement en éléments traces (Černý, 1991c). Cette zonation est souvent expliquée comme résultant d'un fractionnement chimique croissant avec l'éloignement par rapport à la source (Černý et al., 1985).

Les pegmatites constituent des sources de matières premières tels que les minéraux industriels (quartz, feldspathoïdes, corindon, micas, phosphates, etc.), les métaux rares (Li, Rb, Cs, REE, U, Zr, Nb, Ta, etc.), et les pierres gemmes (Dill, 2015). D'autres métaux peuvent être présent auxiliairement en forte concentration (As, Bi, Zn, Mo, Cu, etc.), sans toutefois présenter un intérêt économique (Dill, 2015). Une pegmatite est dite à métaux rares lorsqu'elle contient un ou plusieurs métaux rares en concentration anormale ou d'intérêt économique.

1.2.3. Classification des pegmatites à métaux rares

1.2.3.1. Classification générale des pegmatites

La classification établie par Ginsburg et al. (1979), Černý et Ercit (2005) repose en premier lieu sur les conditions de pression et de température de mise en place des pegmatites, puis sur les tendances d'enrichissement éléments traces. Elle distingue 5 classes: la classe Abyssale, la classe Muscovite, la classe Muscovite – Métal rare, la classe Métal rare, et la classe Miarolitique (Tab. 4). Chacune de ces classes peut être définie en sous classe, identifiée sur la base de l'enrichissement géochimique en élément traces (Li, Be, U, REE), et sur la base des espèces minérales minéralisées (Tab. 4).

La classe Abyssale (AB) regroupe les pegmatites qui se mettent en place dans des zones de métamorphisme de haut grade, faciès amphibolite supérieur à granulite. Ces pegmatites

correspondent à des produits de fusion partielle (association avec des leucosomes ou des granites anatectiques), qui forment un réseau continu de veines aux contours plus ou moins diffus, concordantes ou discordantes avec la structure des encaissants métamorphiques (gneiss, amphibolite). Les pegmatites abyssales minéralisées sont majoritairement des enrichies en HFSE (U, Th, Y, REE, Nb, Zr).

Les pegmatites de la classe Muscovite (MS) sont encaissées dans des roches métamorphiques (schiste vert à amphibolite) de gradient Barrovien (MP/MT). Elles sont stériles en métaux rares, mais sont recherchées pour leur potentiel en minéraux industriels (micas, quartz, feldspath).

Les pegmatites de la classe Muscovite-Métal rare (MSREL), tout comme les MS, forment typiquement des veines discordantes sur la structure de leurs hôtes métamorphique de gradient Barrovien. Elles sont enrichies en Li, Be, ou en HFSE (REE, Y, Ti, U, Th, Nb-Ta ...). Leurs liens avec un granite parent est souvent évoqué du fait de leur distribution autour de plutons, avec occasionnellement une zonation régionale (Černý et al., 1985).

La classe Métal rare (REL) est dominée par des pegmatites provenant de la différenciation de granites. La sous-classe de pegmatites REL-REE est caractérisée par des enrichissements en HFSE souvent associés à des granites post-tectoniques ou anorogéniques, de nature metalumineuse à peralumineuse, qui se mettent en place à des niveaux structuraux variables, pour la plupart en contexte tectonique d'extension (Černý, 1991b, 1991c). La sous classe de pegmatites REL-Li est par contre caractérisée par des enrichissements en LILE, Li, P, F et quelques HFSE, et une association à des granites peralumineux syn à post orogéniques dont une grande partie est associée à un contexte tectonique compressif (Černý, 1991b, 1991c).

La classe Mirolitique (MI) regroupe des pegmatites formées par piégeage dans des cavités de phases gazeuses, exsolvées d'un corps pegmatitique, ou par exsolution d'une phase

gazeuse en fin de cristallisation, en condition de relativement faible profondeur ($P < 3$ kbar). Elles sont caractérisées par des enrichissements en HFSE particulièrement dans les pegmatites associées à des granites anorogéniques, ou à des enrichissements en éléments fluants et volatils (Li, Be, B, F).

Tableau 4. Classification des pegmatites (Ginsburg et al., 1979 ; Černý et Ercit, 2005 ; Ercit, 2005)

Classe	Sous-classe	Elément traces enrichis	Environnement métamorphique	Type	Sous-type	Famille pétrogénétique dominante
Abyssale (AB)	AB-HREE	HREE, Y, Nb, Zr, U, Ti	HP, HT (4-9 kbar, 700-800°C), faciès amphibolite supérieur à granulite			Non affiliés à NYF
	AB-LREE	LREE, U, Th, Ti				
	AB-U	U, Th, Zr, LREE				
	AB-BBe	B, Be				
Muscovite (MS)			HP, MT (5-8 kbar, 580-650 °C), faciès amphibolite			Généralement non affiliés
Muscovite-Métal rare (MSREL)	MSREL-REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta	MP-HP, (3-7 kbar, 520-650°C), faciès amphibolite			NYF
	MSREL-Li	Li, Be, Nb				
Métal rare (REL)	REL-REE	Be, Y, REE, U, Th, Nb>Ta, F	MP-HP, MT (2-4 kb, 500-650 °C) Schiste vert supérieur à amphibolite	allanite-monazite, euxénite, gadolinite		NYF
	REL-Li	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F		béryl	béryl-colombite, béryl-colombite-phosphate	LCT
				complexe	spodumène, pétalite, lépidolite, elbaïte, amblygonite	
				albite-spodumène		
				albite		
Miarolitique (MI)	MI-REE	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb, F	P < 3 kbar Peu profond/ subvolcanique à schistes vert	topaze-béryl gadolinite-fergusonite		NYF
	MI-Li	Li, Be, B, F, Ta > Nb		béryl-topaze, MI-spodumène, MI-pétalite, MI-lépidolite		LCT

1.2.3.2. Les familles pétrogénétiques

Cette autre classification repose sur la signature géochimique des pegmatites (enrichissement en éléments traces), qui est fortement corrélée avec la minéralogie, mais aussi de la nature géochimique des granites associés (Fersman, 1940 ; Černý, 1991b, 1991c ; Černý et Ercit, 2005). Elle comprend trois familles désignées par les éléments enrichis dans les pegmatites représentatives de ces familles: la famille Lithium-Césium-Tantale (LCT), la famille Niobium-Yttrium-Fluor (NYF) et la famille mixte LCT+NYF (Tab. 5).

Tableau 5. Familles pétrogénétiques des pegmatites granitiques (Černý et Ercit, 2005)

Famille	Classe dominante	Signature géochimique	Contexte géodynamique des granites associés	Composition des granites associés	Source
NYF	REL-REE MI-REE	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	Syn, tardi à post-orogénique ; anorogénique ;	Subalumineux à métalumineux, type A et type I ; peralcalin	Granulites de croûte moyenne à inférieure, manteau métasomatisé
LCT	REL-Li MI-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B, P, F)	Syn à tardi-orogénique	Peralumineux Type S, I, ou mixte S+I	Croûte moyenne et supérieur non appauvrie, et socle gneissique
Mixte LCT+NYF		Mixte	Post-orogénique à anorogénique	Subalumineux à faiblement peralumineux	Protolithes mixtes, ou contamination de matériel supracrustal par des granites NYF

1.2.3.2.1. La famille LCT

Elle regroupe des pegmatites enrichies en éléments LILE (Li, Rb, Cs,) en éléments volatils (Be, P, F), en Sn, Ta > Nb. La minéralogie de ces pegmatites est caractérisée par la présence de tourmaline, béryl, micas lithinifères (lépidolite, polyolithionite, ...), grenat (spessartine-almandin), spodumène, pollucite, apatite, colombo-tantalite, cassitérite. Les

granites parents associés sont issus de magmas peralumineux majoritairement de type S, dérivant de la fusion partielle de métasédiments (Chappell et White, 2001), et plus rarement de type I (Černý et Ercit, 2005).

1.2.3.2.2. La famille NYF

Elle est caractérisée par un enrichissement des pegmatites en Nb>Ta, Ti, Y, REE, Zr, U, Th et F, qui sont majoritairement des HFSE. Les pegmatites NYF sont généralement pauvre en P. Elles peuvent posséder une minéralogie très variée, qui comprend le grenat (spessartine-almandin-grossulaire), la fluorine, des oxydes de Fe-Ti-Mn (ilménorutile, pyrophanite), des oxydes de Nb-Ta-REE (allanite, euxénite, aeschynite, polycrase, samarskite, fergusonite, pyrochlore, uraninite, ...), des silicates (thorite, eudyalite, steenstrupine, ...). Elles sont associées à des granites-parents de type anorogénique ou type A (Loiselle et Wones, 1980 ; Collins et al., 1982 ; Whalen et al., 1987 ; Frost et al., 2001), subalumineux à metalumineux de type I, ou à des granites et syénites de complexe peralcalins (Černý et Ercit, 2005 ; London, 2018).

1.2.3.2.3. La famille mixte LCT+NYF

Cette famille regroupe par défaut les pegmatites dont les critères ne permettent pas de discriminer leurs appartenances à la famille LCT ou NYF. Ces pegmatites présentent un mélange hybride de caractéristiques de pegmatites LCT et NYF. Les tendances d'enrichissement observées dans ces familles sont très variables.

Les différentes caractéristiques structurale, minéralogique et géochimique des pegmatites à métaux rares sont prises en compte par les deux types de classifications générale et pétrogénétique. L'étude des relations structurales des pegmatites avec leurs encaissants et

des faciès magmatiques associés a abouti à l'élaboration de modèle de formations évoquant la fusion partielle ou la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée.

protolithes très enrichis, sont requis obtenir des pegmatites enrichies en éléments incompatibles (Stewart, 1978 ; Shearer et al., 1985 ; London et al., 2012a ; Simmons et al., 2016), (Figure 2-1.b). En contexte de gradient géothermique élevé (intrusion des pegmatites dans un milieu froid), le surrefroidissement sub-liquidus, qui est une des conditions nécessaires pour l'obtention des textures pegmatitiques par cristallisation, nécessite la migration des liquides silicatés sur une grande distance (> 5 km, voir Rubin, 1995, Baker, 1998). London (2018) estime que cette migration est difficilement réalisable pour de faibles volumes de liquide anatectique. De même, il est suggéré qu'un massif plutonique non affleurant ou situé plus en profondeur puisse constituer la réelle source des pegmatites (Norton et Redden, 1990 ; Martin et De Vito, 2005 ; Stilling et al., 2006). Certains auteurs évoquent une genèse des pegmatites par fusion partielle, à proximité ou en marge de magma anatectique cogénétiques (Stewart, 1978 ; Shearer et al., 1985 ; Martin et De Vito, 2005).

2.1.2. Modèle par différenciation magmatique

Le modèle magmatique, qui est le plus évoqué dans la littérature, propose que les pegmatites sont les derniers termes différenciés provenant de la cristallisation fractionnée d'un granite fertile (Černý, 1991c). La ségrégation des liquides-fluides résiduels magmatique lors de la cristallisation fractionnée du granite résulte en la formation de pegmatite proximale moins enrichie, tandis que les fluides qui s'échappent du massif forment un réseau de pegmatites autour du massif granitique (Figure 2-1.a). La différenciation des pegmatites est croissante avec l'éloignement du massif granitique et crée une zonation régionale des enrichissements en métaux rares (Figure 2-1.a). Ce modèle est décrit et démontré pour les pegmatites de type LCT associées à granites peralumineux de type S (Jahns et Burnham, 1969 ; Černý, 1991c ; Shearer et al., 1992 ; Mahood et al., 1996 ; London, 2008 ; Černý et al., 2012 ; London et al., 2012a ; Breiter et al., 2018 ; Galliski et al., 2019), et aussi pour des pegmatites de type NYF associés

aux granites anorogéniques (Černý, 1991b, 1991c ; Foord et al., 1995 ; Martin et De Vito, 2005 ; London, 2008), metalumineux (Novák et al., 2011) ou à des granites peralcalins (Miller, 1996 ; Schmitt et al., 2002 ; Kynický et al., 2011 ; Vasyukova et Williams-Jones, 2014 ; Estrade et al., 2018).

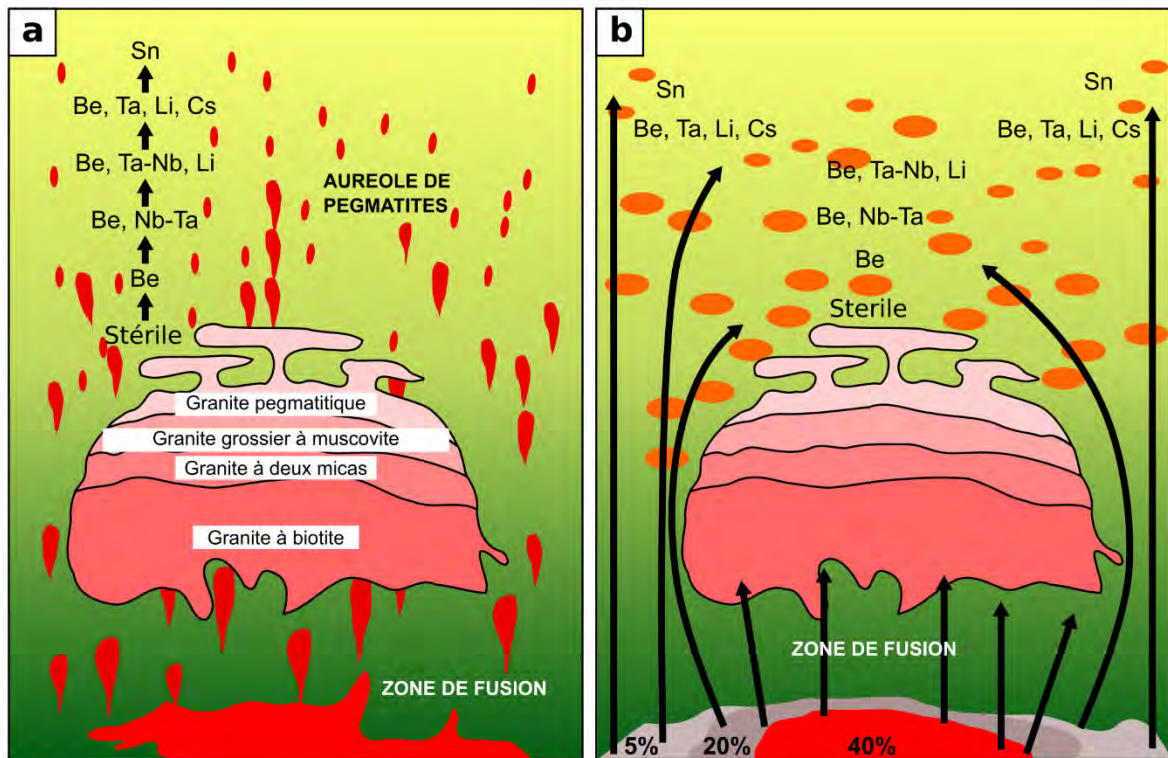


Figure 2-1. Modèles pétrogénétiques de formation des pegmatites (illustrations modifiées d'après Shearer et al., 1992). (a) Modèle de formation de pegmatites par différenciation d'un granite d'origine anatectique, et modèle de zonation régionale géochimique (Černý, 1991c ; Shearer et al., 1992). (b) Modèle de formation des pegmatites par fusion partielle à plusieurs degrés d'anatexie.

Néanmoins, des observations faites sur certaines occurrences de pegmatites ne sont pas en faveur de l'hypothèse de la différenciation magmatique. Par exemple, il existe des pegmatites à métaux rares, encaissées dans des roches métamorphiques, mais sans présence d'un pluton à l'affleurement qui pourrait en constituer la source (Shaw et al., 2016 ; Müller et

al., 2017). Les rapports de masse ou volume entre certains plutons identifiés comme parent, et des champs de pegmatites associés très étendus ou très enrichis montre que ces plutons sont quantitativement insuffisant pour produire ces pegmatites par cristallisation fractionnée (Stewart, 1978 ; Norton et Redden, 1990). Certaines signatures géochimiques de ces pegmatites associées à des plutons ne peuvent être expliquées par des processus de différenciation et cristallisation fractionnée de ces plutons (Martins et al., 2012 ; Deveaud et al., 2015 ; Robles et al., 2016). Des écarts temporels entre des plutons granitiques et des pegmatites associées sont souvent rapportés, avec des ordres de grandeurs de plusieurs dizaines de millions d'années et sont utilisés comme argument pour infirmer le lien génétique entre ces granites et pegmatites (Melleton et al., 2012 ; Goodenough et al., 2014 ; Müller et al., 2017). Pour ces différents cas de figure, l'hypothèse de l'origine directe des pegmatites par fusion partielle a été évoquée.

2.2. Problématique

La formation de pegmatite par différenciation d'un pluton fertile est argumentée par les relations structurales de terrain entre pegmatites et pluton source, ainsi que par l'évolution géochimique par cristallisation fractionnée qui aboutit à l'enrichissement des liquides résiduels pegmatitiques (Jahns et Burnham, 1969 ; Černý, 1991b ; Shearer et al., 1992 ; London, 2008 ; Černý, 1991b, 1991c ; Černý et al., 2012 ; London et al., 2012a ; Breiter et al., 2018 ; Galliski et al., 2019 ; Foord et al., 1995 ; Vasyukova et Williams-Jones, 2019 ; Kynicky et al., 2011). Bien que de multiples cas de pegmatites à métaux rares soient attribués à une origine par fusion partielle, non seulement la thèse de l'origine granitique n'est pas pour autant récusée, mais surtout les deux modèles sont susceptible de coexister dans un même contexte (Stewart, 1978). Nous avons énuméré les limites du modèle de formation anatectique des pegmatites, parmi lesquelles un taux de fusion partielle faible requis pour l'enrichissement en métaux rares dans des liquides anatectiques, la difficulté pour de faibles volumes de magma de migrer

suffisamment loin de leur source pour atteindre les conditions de surrefroidissement requises, ou la présence hypothétique d'un granite source caché (Stewart, 1978 ; Shearer et al., 1985 ; Norton et Redden, 1990 ; Martin et De Vito, 2005 ; Stilling et al., 2006 ; London et al., 2012a ; Simmons et al., 2016). Les pegmatites présumées d'origine anatectique présentent des variétés d'enrichissement et appauvrissement en LILE, HFSE et éléments volatils, qui peuvent être regroupés sous les signatures LCT, NYF, mixte LCT+NYF (Ercit et al., 2005 ; Martin et De Vito, 2005). Le fractionnement des incompatibles LILE et HFSE étant contrôlé par les conditions de fusion partielle, la minéralogie et la composition géochimique du protolithe, il est difficile d'établir un modèle consensuel de formation de ces pegmatites. Les nombreuses études sur la fusion partielle des roches métamorphiques (métapélites, amphibolites, gneiss, etc.) ou les études sur les conditions de solubilité et diffusion des minéraux porteurs en métaux rares montrent la complexité et la variabilité du fractionnement des métaux rares dans les liquides anatectiques (Bea et al., 1994 ; Johannes et al., 1995 ; Bea et Montero, 1999 ; Kelsey et al., 2008 ; Martin et al., 2008 ; Nehring et al., 2009 ; Sawyer, 2010 ; Reichardt et al., 2010 ; Guergouz et al., 2018). Par contre, des travaux expérimentaux reproduisant ces enrichissements par fusion partielle d'assemblages métamorphique font notoirement défaut. L'enrichissement en métaux rares des liquides anatectiques reste alors un processus dont les mécanismes restent à être élucidés.

2.3. Objectifs

Pour étudier la question de l'origine anatectique ou plutonique des pegmatites granitiques à métaux rares, nous nous sommes intéressés à une occurrence connue de pegmatites à métaux rares dans le domaine Paléoprotérozoïque du Craton Ouest Africain (CAO). Le champ de pegmatites de Mangodara (sud-ouest du Burkina Faso) est associé à un contexte régional métamorphique, anatectique et magmatique. Cette association de contextes

nous permet d'examiner les hypothèses de cristallisation fractionnée ou de fractionnement par fusion partielle par rapport aux roches plutoniques et aux roches migmatitiques identifiées. Les hypothèses de l'origine des pegmatites à métaux rares par différenciation magmatique, et ou par fusion partielle sont évaluées à partir du contexte lithostructural, géochimique et géochronologique des pegmatites à métaux rares.

L'objectif des travaux entrepris est de préciser les conditions et mécanismes pouvant aboutir à la formation de pegmatites enrichies en métaux rares dans le district de Mangodara. Pour ce faire, nous avons définis les objectifs spécifiques suivants:

- Positionner les pegmatites du district de Mangodara dans leur contexte géologique régional intégrant les unités lithologiques, les relations structurales, et le gradient métamorphique,
- Caractériser la signature géochimique des pegmatites,
- Etablir une chronologie des occurrences de pegmatites et des lithologies encaissantes,
- Identifier l'âge relatif et absolu de cristallisation-refroidissement de ces pegmatites,
- Elaborer un modèle pétrogénétique de formation des pegmatites de Mangodara.
- Discuter le contexte de formation des pegmatites de Mangodara, en comparaison avec les occurrences connues dans le Craton Ouest Africain.

2.4. Méthodologie

L'investigation et la caractérisation du champ de pegmatites de Mangodara a été réalisée à travers une approche pluri-disciplinaire la cartographie de terrain, la description pétrographique macroscopique et microscopique, l'analyse géochimique, la micro-analyse minéralogique, et la géochronologie.

Tableau 6. Récapitulatif des travaux effectués dans le cadre de l'étude des pegmatites de Mangodara

Cartographie géologique	
Compilation bibliographique	Synthèse de la bibliographie et des travaux précédents effectués dans le cadre des activités du Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina Faso (BUMIGEB)
Travaux de terrain	<p>Description pétrographique des affleurements, échantillonnage, inventaire et description des filons de pegmatites, mesure des orientations, description des roches encaissantes</p> <p>74 jours cumulés de terrain : 18 Janvier 2017 – 24 Janvier 2017, 13 Février 2017 – 17 Février 2017, 24 Février 2017 – 26 Février 2017, 11 Mai 2017 – 02 Juin 2017, 06 Mai 2018 – 01 Juin 2018, 16 Juillet 2018 – 18 Juillet 2018, 10 Juillet 2019 – 17 Juillet 2019 ;</p> <p>Près de 366 points d'observations</p>
Identification des lithofabriques sur images aériennes et satellitales	Interprétation de l'imagerie Google, multispectrale (LANDSAT-8, Sentinel 2), données géophysiques aéroportées magnétiques et radiométriques (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).
Etude pétrogénétique et géochimique des pegmatites et leurs roches encaissantes	
Caractérisation pétrographique des pegmatites et leurs roches encaissantes	Réalisation de lames polies : Laboratoire Géoressources et Environnement (LAGE), Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou, Burkina Faso ; Atelier Roches, Géoscience Environnement Toulouse (GET), Toulouse,

	<p>France ; Thin Section Lab, Toul, France ; Terrae Genesis, Peccavillers, France.</p> <p>Observations microscopiques en lumière transmises et réfléchies</p> <p>Observations au microscope électronique à balayage (Jeol 6360LV, Toulouse, France)</p> <p>Observations à la cathodoluminescence (Cathodoluminescence à cathode chaude Lumic HC6-LM couplé à microscope Olympus XC-10, Géoscience Environnement Toulouse (GET), Toulouse, France ; TESCAN Vega 3, Georessources, Nancy, France ;</p>
<p>Caractérisation géochimique des pegmatites et leurs roches encaissantes</p>	<p>Broyage/concassage d'échantillon pour réalisation d'analyse en roche totale : Laboratoire Géoresources et Environnement (LAGE), Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou, Burkina Faso; Laboratoire du BUMIGEB, Ouagadougou, Burkina Faso; Service de broyage GET, Toulouse, France.</p> <p>Analyse en roche totale (prestation): Eléments majeurs au spectromètre d'émission optique à plasma à couplage inductif à l'aide du Thermo Fischer iCap6500, éléments traces au spectromètre de masse à plasma à couplage inductif Thermo ICapQ, au Service d'Analyses des Roches et des Minéraux (SARM), Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, France ; éléments majeurs au spectromètre de fluorescence X PANalytical Axios Wavelength Dispersive, éléments traces à l'ablation laser –</p>

	<p>spectromètre de masse à plasma à couplage inductif Agilent 7700, au Central Analytical, Université de Stellenbosh, Afrique du Sud.</p> <p>Micro-analyse à la microsonde électronique sur lame mince : Cameca SXFive Center Raimond Castaing, Toulouse, France ; Cameca SX100, GeoRessources, Nancy, France</p> <p>Micro-analyse à l’ablation-laser : Ablation laser - Spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif Geolas Pro – Agilent 7500, GeoRessources, Nancy, France.</p>
Datation absolue	<p>Datation U-Pb sur zircon et apatite sur lame polie et section polie : analyse à l’ablation-laser – spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif, Agilent 7700x. Q-ICP-MS, système d’ablation ESI NWR193UC, GeOHeLiS Analytical Platform, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, France.</p>
Modélisations thermodynamiques et géochimiques	<p>Modélisation thermodynamique avec Theriak Domino, v 11/03/2020</p> <p>Représentations graphiques avec Matplotlib (Python).</p>

2.4.1. La cartographie géologique

Elle a été réalisée sur les périodes de Janvier, Février, Mai et Juin 2017, Mai, Juin et Juillet 2018, et Juillet 2019, sur une durée cumulée de 74 jours. La zone d’étude a été définie sur la base des anciens travaux pionniers relatant la présence de pegmatites (Serre, 1964 ; Marcelin et Serre, 1971) ainsi que rapports internes de travaux d’exploration entrepris par le Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB). Notre travail a consisté à préciser

la nature des lithologies décrites, préciser les limites des différentes formations, inventorier et décrire les différents filons de pegmatite. En plus de la description macroscopique, des mesures structurales de fabriques (foliation magmatique, schistosités, linéation, orientations des filons) ont été effectuées pour appuyer l'interprétation structurale régionale. L'interprétation des contours lithologiques et des fabriques structurales a été affinée en utilisant la télé-imagerie (Google Earth, LANDSAT-8, Sentinel-2), mais également par identification-interprétation des linéaments extraits des données géophysiques aéromagnétiques du projet SYSMIN (Bureau des Mines et de la Géologie, acquises en 2003). La méthode d'analyse utilisée, inspirée de Chardon et al. (2020) consiste cartographier les linéaments magnétiques et leurs points de convergences, et interpréter leurs orientations par rapport aux contours lithologiques, et aux fabriques identifiées sur le terrain.

2.4.2. L'analyse pétrographique et géochimique

Un échantillonnage des pegmatites et de leurs roches encaissantes a été réalisé pour entreprendre les études pétrographiques et micro-analytiques. Les échantillons de différents faciès de pegmatites et de différentes lithologies de roches encaissantes ont été choisis pour la confection de lames minces polies. De même, quelques échantillons des pegmatites et des différents encaissants ont été sélectionnés pour la réalisation d'analyse géochimique en roche totale.

La description pétrographique des roches a été effectuée par observation macroscopique préalable des échantillons, puis par microscopie polarisante en lumière transmise et réfléchie, et microscopie électronique à balayage sur lame polie. L'identification des minéraux opaques a été assistée à l'aide de la microscopie électronique à balayage.

Les travaux de micro-analyse ont consisté à effectuer des analyses ponctuelles sur des minéraux, initialement identifiés par la microscopie optique, ou la microscopie électronique à balayage. Les éléments majeurs ont été quantifiés à la microsonde électronique, et les éléments traces ont été quantifiés à l'ablation laser couplée à la spectrométrie de masse.

2.4.3. La datation géochronologique

Des analyses isotopiques U-Pb ont été effectuées sur des minéraux de zircon et apatite sur lame polie et sur plot, en vue de contraindre des âges absolus. Les lames minces réalisées sur les échantillons de deux roches encaissantes (gneiss granodioritique, gneiss tonalitique-trondhjémitique) et un type identifié de pegmatite (pegmatite de type titanite-allanite). Les échantillons ont été observés à la microscopie optique, et à la microscopie électronique à balayage (MEB), en vue d'identifier les cibles potentielles d'analyse.

Les cristaux analysés ont été caractérisés au MEB, avec l'appareil Jeol 6360LV (GET, Toulouse, France), ainsi qu'à la cathodoluminescence avec l'appareil TESCAN Vega 3 (Georessources, Nancy, France). Les analyses des isotopes U et Pb pour la datation ont été effectués à l'ablation laser, et spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif, sur un appareil Agilent 7700 Quadrupole, couplé avec un laser à excimère ESI NWR193UC (Géosciences Rennes, Rennes, France). La durée d'analyse comprend environ 20s d'enregistrement du bruit de fond, 60 s d'ablation au laser, et 10s de « wash-out ». Le protocole analytique d'analyse du zircon est détaillé par (Ballouard et al., 2015), et celui de l'apatite par (Pochon et al., 2016).

La réduction des données isotopiques pour les datations a été réalisée à l'aide du logiciel GLITTER (Van Achterbergh et al., 2001). L'âge U-Pb sur zircon a été calculé à l'aide du logiciel ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 1999), par intercept de la discordia avec un niveau de

confiance à 95 %, et prise en compte des erreurs sur les constantes de décroissance. Les âges U-Pb sur apatite ont été calculés à l'aide du logiciel ISOPLOT, par intercept de la Discordia dans la représentation de Tera-Wasserburg (Tera et Wasserburg, 1972). Aucune correction du plomb commun n'a été réalisée. La précision des analyses sur zircon a été contrôlée avec les zircons de référence de Plešovice ($338,7 \pm 3,3$ Ma (Sláma et al., 2008)). Celle des analyses sur apatite a été vérifiée avec les apatites de référence de Durango (33 ± 2 Ma, MSWD = 0,68 (McDowell et al., 2005) et de McClure (intercept à ± 5 Ma, MSWD= 1,9 (Thomson et al., 2012)).

Les détails analytiques des analyses sont précisés en Annexe A.

2.5. Plan du manuscrit

La Première Partie est un état de l'art des connaissances sur les pegmatites à métaux rares dans le Craton Ouest Africain. Le contexte régional du Craton Ouest Africain est d'abord présenté dans le Chapitre 3. Par la suite dans le Chapitre 4, des occurrences connues de pegmatites minéralisées sont énumérées, avec leurs attributs pétrologiques connus (famille pétrogénétique, datation géochronologique, etc.). Les caractéristiques géochimiques du magmatisme dans le CAO sont ensuite exposées en vue de mettre en évidence les tendances métallogéniques probables en termes de métaux rares, et aussi les contextes géodynamiques de formation de ces pegmatites. La question du lien avec la fusion partielle est abordée dans la discussion de ce chapitre.

La Partie II s'intéresse spécifiquement aux travaux centrés sur le champ de pegmatites de Mangodara. Le Chapitre 5 présente le contexte géologique du district de Mangodara et une interprétation des relations pétrogénétique entre ces unités. Il met en relief la position structurale des pegmatites à métaux rares du district de Mangodara par rapport aux différentes unités

lithologiques caractérisant un gradient métamorphique allant de roches volcano-sédimentaires en faciès schistes verts à des gneiss migmatitiques et comprenant la trilogie tonalite-trondhjémite-granodiorite. Cette analyse est complétée par la géochimie des éléments majeurs et traces sur roche totale afin d'identifier les éventuelles affinités entre faciès et de distinguer les différentes séries magmatiques. Ces caractéristiques permettent de souligner le rôle de fusion partielle, de la ségrégation solide-liquide et de la cristallisation fractionnée sur la genèse des pegmatites à métaux rares du district de Mangodara.

Le Chapitre 6 aborde plus en détail la question de la nature pétrogénétique des pegmatites de Mangodara et permet de tester et de développer les hypothèses formulées à partir des observations de terrain et des données géochimiques sur roche totale. Après la description de leur pétrographie et leur minéralogie, les résultats d'analyse géochimique sur minéraux majeurs et accessoires de ces pegmatites sont décrits et comparés avec ceux de quelques roches encaissantes. Ces résultats servent à identifier la famille pétrogénétique des pegmatites identifiées, ainsi que la composition de leurs sources.

Le Chapitre 7 apporte des données géochronologique et thermochronologique sur les pegmatites et leurs encaissants, obtenus par la méthode U-Pb in-situ sur zircon et apatite. Les dates obtenues sur les pegmatites et les gneiss encaissants complètent celles disponible dans la littérature, et permettent de discuter les conditions de mise en place, de cristallisation et de refroidissement de ces pegmatites.

Enfin, la partie III (Chapitre 8) revient sur la problématique de l'origine anatectique versus plutonique des pegmatites à métaux rares à la lumière des nouvelles données acquises sur le district de Mangodara. Ensuite, les perspectives de recherche des résultats obtenus sont présentées.

PARTIE II : Contexte géodynamique
paléoprotérozoïque des pegmatites à métaux rares du
Craton Ouest-Africain

Chapitre 3. Géologie générale du Craton Ouest Africain

Introduction

Le Craton Ouest Africain (CAO) couvre un vaste domaine qui occupe le Maghreb occidental jusqu'à la Côte Ouest-Africaine Atlantique (Figure 3-1). Il est partiellement recouvert par le bassin intracratonique de Taoudéni (Ghienne, 2003 ; Villeneuve, 2005) qui le sépare en deux domaines baptisés « dorsale de Réguibat » au Nord, et « dorsale de Léo » au sud (Figure 3-1). Deux fenêtres cratoniques situées à l'Ouest de dorsale de Léo (frontière sénégal-malienne) forment les boutonnières de Kédougou-Kéniéba et Kayes, rattachées à cette dorsale (Bassot, 1969 ; Ndiaye et al., 1989 ; Abouchami et al., 1990). Le CAO est bordé à l'Est de la dorsale de Léo par les bassins néoprotérozoïques à cambriens des Voltas (e.g., Affaton, 1987 ; Porter et al., 2004 ; Carney et al., 2010) et du Gourma (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978 ; Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1983 ; Miningou et al., 2017), et au Nord de la dorsale de Réguibat par le bassin de Tindouf (Ghienne, 2003 ; Villeneuve, 2005).

Le district de Mangodara, où nous avons mené nos investigations, est situé dans la dorsale de Léo. Après une présentation générale de la géologie de la dorsale de Léo, nous effectueront une synthèse de son évolution géodynamique.

3.1. La dorsale de Léo

La dorsale de Léo est composée d'un noyau Archéen, appelé domaine Kénéma-Man (partie sud-Ouest), auquel des terrains d'âge Paléoprotérozoïque ont été tectoniquement accrétés pour constituer le domaine Baoulé-Mossi (Camil, 1984 ; Lemoine, 1988 ; Milési, 1989 ;

Feybesse et al., 2006 ; Pouclet et al., 2006 ; Baratoux et al., 2011 ; Grenholm, 2019 ; Grenholm et al., 2019a). Les deux domaines sont séparés par l'accident majeur de Sassandra (Figure 3-2) (Lemoine, 1988). Le domaine Archéen de Kénéma-Man est un assemblage de complexes gneissique à migmatitique, de faciès métamorphique amphibolitique à granulitique, et des ceintures de roches supracrustales, intrudées par des granitoïdes (Papon et Lemarchand, 1973 ; Macfarlane et al., 1981 ; Tysdal et Thorman, 1983 ; Ekhanine et al., 1994 ; Kouamelan, 1996 ; Rollinson, 2016). Les âges U-Pb sur zircon et les âges modèles Nd des gneiss les plus anciens, de même que les âges U-Pb hérités dans des zircons de granitoïdes tardifs indiquent un démarrage de la croissance crustale à 3600-3500 Ma (Barth et al., 2002 ; Thiéblemont et al., 2001, 2004). Ces terrains ont subi une remobilisation continue tout le long de l'Archéen, qui est mise par les âges magmatiques et métamorphiques U-Pb sur zircons des granitoïdes et des gneiss. Initialement, deux épisodes majeurs de croissance crustal étaient définis sur la base des données géochronologique: l'évènement Léonien entre 3300 et 3000 (Cahen et al., 1984 ; Thiéblemont et al., 2004 ; Kouamelan et al., 2015 ; Eglinger et al., 2017), et l'évènement Libérien entre 2900 et 2700 Ma (Kouamelan et al., 1997 ; Bering, 1998 ; Barth et al., 2002 ; Thiéblemont et al., 2004 ; Rollinson, 2016 ; Eglinger et al., 2017). Cependant, les compilations récentes démontre que cette croissance crustale s'effectue de manière continue entre 3500 Ma et 2800 Ma (De Waele et al., 2015 ; Rollinson, 2016 ; Gunn et al., 2018). De même au Paléoproterozoïque, une remobilisation des terrains archéens est identifié dans les contacts du noyau archéen avec le domaine Baoulé-Mossi, représenté par des âges magmatiques et métamorphiques éburnéen dans le domaine Archéen (e.g. Feybesse et Milési, 1994 ; Kouamelan et al., 1997 ; Thiéblemont et al., 2004 ; Pitra et al., 2010 ; Gouedji et al., 2014).

Le Domaine Paléoproterozoïque Baoulé-Mossi est un assemblage de ceintures de roches vertes et de séries métasédimentaires de formes allongées ou lenticulaires, alternant avec des domaines à dominante gneissique et granitique (complexes de gneiss-granitoïde, CGG),

(Milési, 1989 ; Fabre et al., 1990 ; Vidal et al., 2009 ; Baratoux et al., 2011 ; Grenholm et al., 2019a) (Figure 3-2).

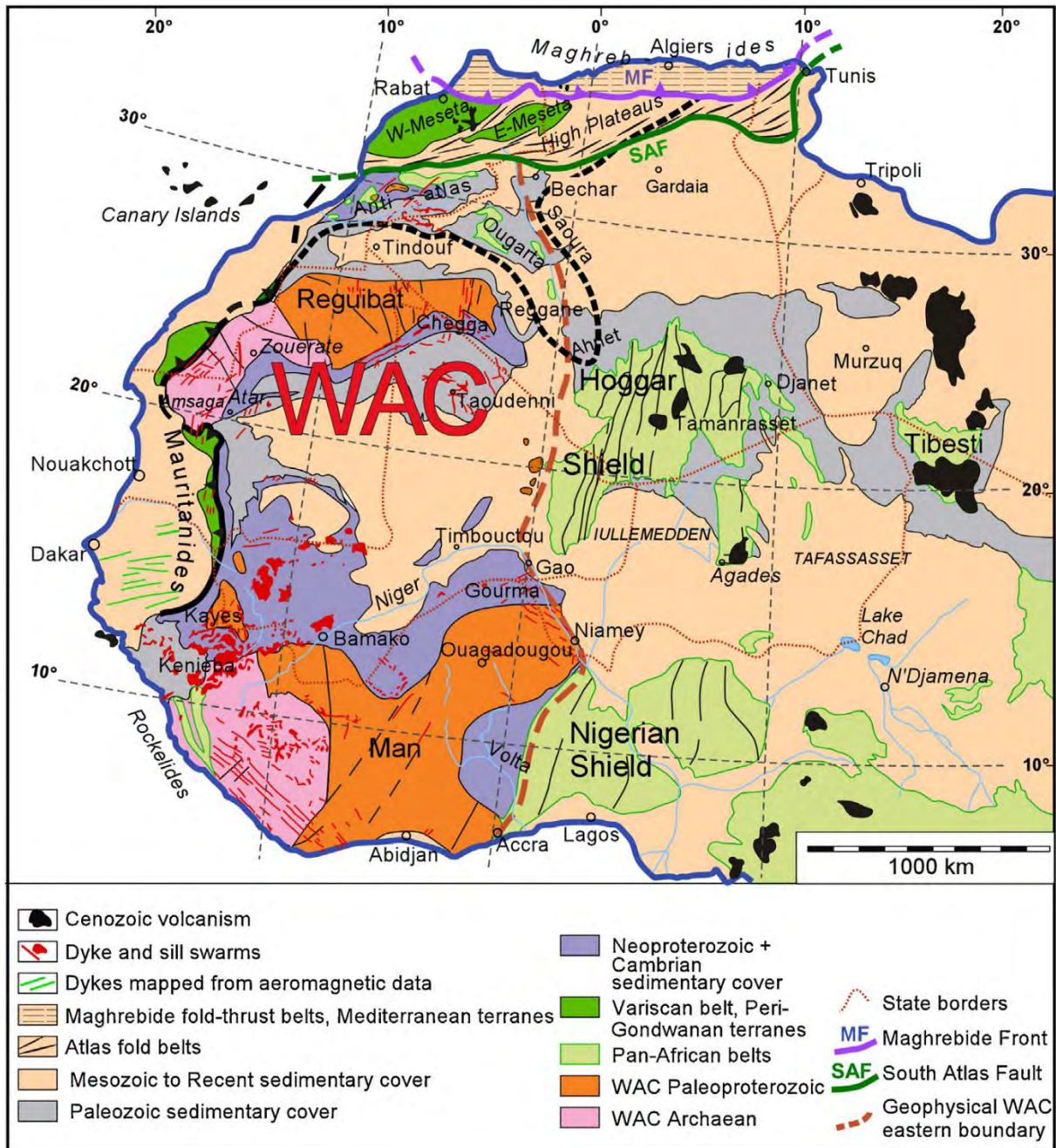


Figure 3-1. Carte géologique simplifiée de l'Afrique du l'Ouest et du Nord. Le contour du Craton Ouest Africain est délimité par la frontière géophysique à l'Est (pointillé couleur ocre), la frontière de la Ceinture Varisque au Nord et la Chaîne des Mauritanides à l'Ouest (pointillé noir). Extrait de Youbi et al., (2013).

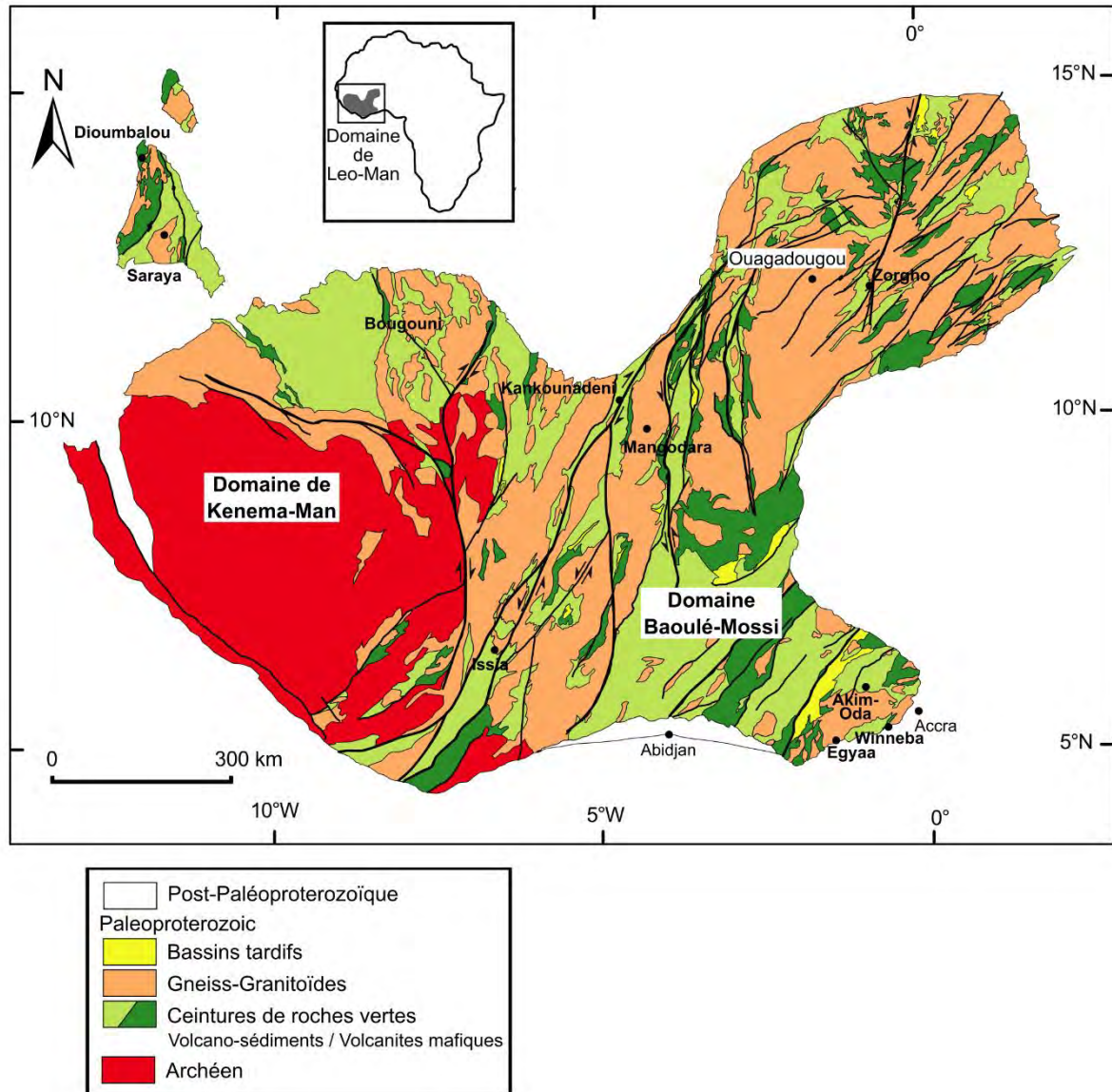


Figure 3-2. Cartographie lithostructurale simplifiée du Domaine de Léo (modifiée d'après Milési et al., 2004, et Block et al., 2015)

3.2. Lithologies du domaine Baoulé-Mossi

Les lithologies des ceintures de roches vertes correspondent à une succession d'unités volcanique à sédimentaire, qui se sont mises en place et déposées durant le cycle volcanique birimien (2200 – 2150 Ma) et durant le cycle bandamien (2117 – 2080 Ma, voir Figure 3-3), (Milési, 1989 ; Leube et al., 1990 ; Ledru et al., 1991 ; Hirdes et al., 1996 ; Baratoux et al., 2011

; Grenholm et al., 2019a ; Mériaud et al., 2020). Les roches birimiennes sont composées d'une série volcanique à dominante mafique (basalte, andésite), et felsique (rhyolite, tuf acide), d'une série volcano-sédimentaire composée de dépôt détritiques (grauwackes, silts, quartzites) et volcanoclastiques (pyroclastites, brèches), et d'une série détritique (grauwackes, grès, siltites, argilites). Certains auteurs considèrent les séries sédimentaires comme la base de la série birimienne (Milési, 1989 ; Ledru et al., 1991), d'autres comme des faciès contemporains latéraux (Leube et al., 1990), ou encore comme la couverture des séries volcaniques (Tagini, 1971 ; Vidal et Alric, 1994 ; Pouclet et al., 1996 ; Baratoux et al., 2011 ; Mériaud et al., 2020). Les âges U-Pb sur zircon détritique des métasédiments de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba entre 2200 et 2100 Ma permettent de trancher le débat en faveur d'un dépôt des sédiments postérieurement à la mise en place de la série volcanique (Kone et al., 2020). Les unités birimiennes ont été déformées et métamorphisées au cours de l'orogénèse éburnéenne. Le gradient métamorphique va du faciès schiste vert à amphibolite atteignant la fusion partielle. Le cycle bandamien se manifeste par un volcanisme mafique à intermédiaire, d'affinité calco-alcaline et tholéitique, qui se produit à la fin de l'orogénèse éburnéenne (Hirdes et al., 1996 ; Hirdes et Davis, 2002 ; Gasquet et al., 2003 ; Mériaud et al., 2020). Dans les ceintures de roches vertes, des unités des protolithes composés de sédiments clastiques forment des méta-bassins dont les unités supérieures, identifiées au type Tarkwaïen, sont des sédiments tardifs (molasses, dépôts fluviaux-deltaïques ou sédiments d'eaux peu profondes), d'âge de dépôt entre 2130 et 2100 Ma (Bonkougou, 1994 ; Bossière et al., 1996 ; Pigois et al., 2003 ; Koffi et al., 2016 ; Lebrun et al., 2017 ; Grenholm et al., 2019b) (Figure 3-3).

Les CGG sont majoritairement composés de gneiss et granitoïdes, mais abritent de nombreux lambeaux d'amphibolites, de schistes et de paragneiss (Castaing et al., 2003). Les propositions de classification pétro-géochimique et chronologique de ces gneiss-granitoïdes (Castaing et al., 2003) aboutissent à l'identification de trois grandes familles:

- Les granitoïdes à amphibole (2200 – 2150 Ma), (Lompo, 2009) sont pétrographiquement comparables aux faciès de l'ensemble tonalitique de Castaing et al. (2003), et aux granitoïdes du Premier Episode Magmatique (ME1) de Baratoux et al (2011) (Figure 3-3). Ce sont des gneiss à amphibole et biotite généralement foliés, localement migmatitiques. Ils forment des massifs étendus à l'intérieur des CGG, dont les contacts ne sont pas bien définis.
- Les granitoïdes à biotites (2150 – 2130 Ma), (Lompo, 2009) sont pétrographiquement comparables aux granites de première génération de Castaing et al. (2003), et au Deuxième Episode Magmatique (ME2) de Baratoux et al. (2011) (voir Figure 3-3). La composition de ces granitoïdes s'étale de la granodiorite au granite à biotite, avec localement de l'amphibole ou de la muscovite. Ils forment des massifs sub-circulaires à elliptiques qui recoupent la première génération de granitoïdes.
- Les granitoïdes tardifs (2120 – 2080 Ma) sont pétrographiquement comparables aux granites de seconde génération de Castaing et al. (2003), et au Troisième Episode Magmatique (ME3) de Baratoux et al. (2011) (voir Figure 3-3). Cette catégorie comprend les plutons de granite potassique à biotite non déformés, ainsi que les plutons de granite alcalin dont la mise en place est tardive par rapport aux épisodes de déformation.

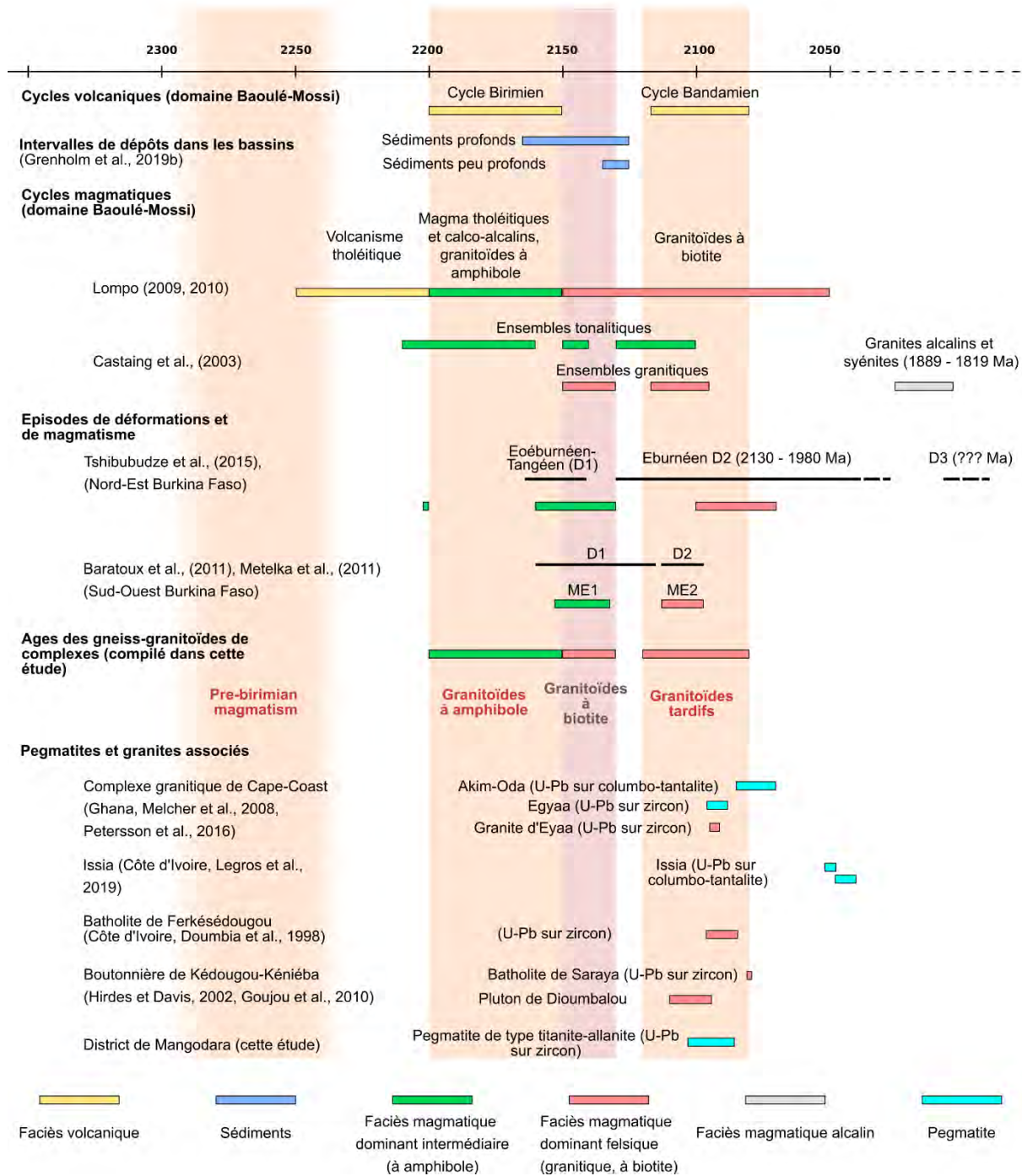


Figure 3-3. Chronologie du contexte géologique du volcanisme et du plutonisme, et occurrences de pegmatites dans le domaine Baoulé-Mossi

3.3. Evolution géodynamique et structurale

Les signatures isotopiques des zircons (Lu-Hf) provenant des unités birimiennes et des granitoïdes intrusifs du domaine Baoulé-Mossi, ainsi que les signatures isotopiques des roches totales (Nd-Sr), montrent que le magmatisme birimien est essentiellement juvénile (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Doumbia et al., 1998 ; Gasquet et al., 2003 ; Tapsoba et al., 2013a ; Block et al., 2016a ; Parra-Avila et al., 2017a ; Labou et al., 2020). L'héritage Archéen est minime, localisé à proximité de la zone de transition avec le noyau Archéen. (Leube et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Egal et al., 2002 ; Petersson et al., 2016, 2018 ; Eglinger et al., 2017). L'accrétion de la croûte birimienne a été attribuée à un volcanisme bimodal (tholéitique et calco-alcalin) (Milési, 1989 ; Ledru et al., 1991 ; Ngom et al., 2010 ; Baratoux et al., 2011 ; Lambert-Smith et al., 2016) provoqué par des panaches mantelliques (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Pouclet et al., 2006 ; Lompo, 2009 ; Augustin et Gaboury, 2017), ou par un rifting intra-cratonique aboutissant à l'ouverture d'océans ou de bassins d'arrière-arc (Leube et al., 1990 ; Vidal et Alric, 1994), qui a ensuite évolué vers un volcanisme d'arc (Sylvester et Attoh, 1992 ; Ama Salah et al., 1996 ; Béziat et al., 2000 ; Dampare et al., 2008 ; Soumaila et al., 2008 ; Baratoux et al., 2011 ; McFarlane et al., 2019a ; Labou et al., 2020), (Figure 3-4). Le volcanisme birimien est daté entre 2200 et 2160 Ma. Toutefois, quelques âges U-Pb sur zircons détritiques de séries métasédimentaires, ainsi que quelques âges sur zircons magmatiques compris entre 2300 et 2250 Ma suggèrent une amorce précoce de la croissance crustale avant la formation de la croûte birimienne (Gasquet et al., 2003 ; Soumaila et al., 2008 ; De Kock et al., 2011 ; Tshibubudze et al., 2013 ; Anum et al., 2015 ; Parra-Avila et al., 2017b ; Wane et al., 2018 ; Grenholm et al., 2019a).

La structure du domaine Baoulé-Mossi est modelée durant l'orogénèse accréctionnaire-collisionnelle éburnéenne entre 2200 et 1960 Ma. La déformation est induite par l'amalgamation de systèmes d'arcs (e.g. Sylvester et Attoh, 1992 ; Vidal et Alric, 1994 ; Ama

Salah et al., 1996 ; Hirdes et Davis, 2002 ; Feybesse et al., 2006, 2006 ; Pouclet et al., 2006 ; De Kock et al., 2012 ; Petersson et al., 2016) et la collision de la croûte Paléoprotérozoïque Baoulé-Mossi avec le noyau Archéen, entre 2200 et 2000 Ma, au cours de laquelle s'intensifie l'activité plutonique (e.g. Feybesse et al., 2006 ; Baratoux et al., 2011 ; Perrouty et al., 2012 ; Block et al., 2016a, 2016b ; Wane et al., 2018 ; Grenholm et al., 2019a), (Figure 3-4 et Figure 3-3-5). Un pic de métamorphisme dans le faciès amphibolite est atteint entre 2160 et 2120 Ma (Block et al., 2016b). La déformation Eburnéenne a été décrite avec différents modèles tectoniques. Certains auteurs évoquent une tectonique tangentielle polyphasée, avec un démarrage de la déformation par un régime de compression E-W à NW-SE (D1, cycle Eoeburnéen, Tangaien ou Burkinien), (Lemoine et al., 1990 ; Baratoux et al., 2011 ; Perrouty et al., 2012 ; Tshibubudze et al., 2015). Elle se poursuit avec un régime de transpression NW-SE à compression N-S, avec ouverture et remplissage de bassins en zone de transtension locale, qui correspond à la phase accrétionnelle-collisionnelle éburnéenne (Feybesse et al., 2006 ; Vidal et al., 2009 ; Perrouty et al., 2012 ; Lebrun et al., 2017 ; McFarlane et al., 2017 ; Grenholm et al., 2019a). Une phase tardive est caractérisée par un régime de compression NW-SE, qui se manifeste par des cisaillements dextres et des failles de chevauchement (Feybesse et al., 2006 ; Perrouty et al., 2012 ; Block et al., 2016b ; McFarlane et al., 2017 ; Grenholm et al., 2019a). Alternativement, d'autres auteurs suggèrent une prédominance de la tectonique verticale avec dans un premier temps le développement d'instabilités gravitaires marquées par des diapirs dont le cœur est magmatique et l'enveloppe est composée des séries birimiennes, et une évolution vers un régime transcurrent correspondant à un raccourcissement régional NW-SE (Nikiema, 1992 ; Feybesse et al., 2006 ; Lompo, 2009, 2010 ; Vidal et al., 2009) (Figure 3-4.). Le schéma structural des zones de cisaillement a été décrit comme un réseau anastomosé qui accommode la déformation progressive au cours de la collision, avec un raccourcissement NW-SE et un fluage latéral NE-SW (Chardon et al., 2020).

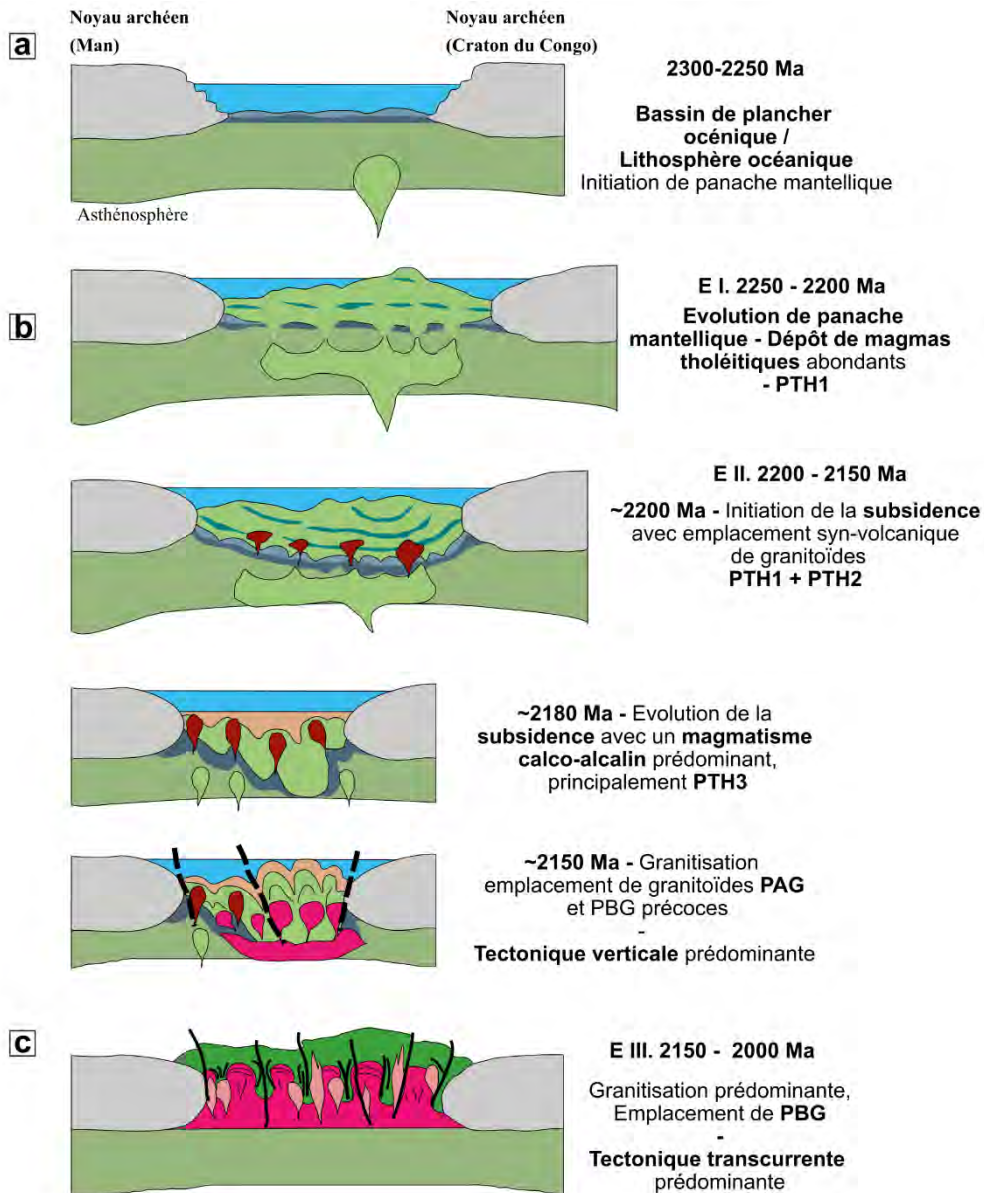


Figure 3-4. Evolution géodynamique du Craton Ouest African (modifié d'après Lompo, 2010). Les échelles verticales ne sont pas respectées. (a) Contexte précoce: bassin de plancher océanique, avec bordures des noyaux archéens de Man, et probablement du Craton Congolais. (b) Evènement magmatique I (E I) de panache mantellique avec dépôt de tholéites paléoprotérozoïques précoces (PTH1 ; évènement de subsidence (E II) avec dépôt de tholéites (PTH2 et PTH3) et emplacement de granitoïdes à amphiboles (PAG) en contexte tectonique dominant vertical. (c) Evènement magmatique III (E III) avec mise en place de granitoïdes à biotite ± muscovite (PBG) en tectonique transcurrente.

La collision s'achève avec une phase d'exhumation et de refroidissement, précisée par les âges Ar-Ar entre 2050 et 1950 Ma, sur amphibole, biotite et muscovite (Lüdtke et al., 1998a ; Pigois et al., 2003 ; Gueye et al., 2007 ; Tapsoba et al., 2013b ; White et al., 2014 ; Augustin et al., 2017).

Le contexte géodynamique du magmatisme est généralement contraint à partir des relations avec les déformations éburnéennes, et les âges chronologiques autour de l'orogénèse éburnéenne. Concernant les critères structuraux, les unités magmatiques présentant des évidence de déformation (forme elliptique suggérant une forte influence des contraintes régionales, foliations concordant avec les directions régionales des fabriques structurales, zones de cisaillements et structures S-C à l'intérieur des massifs, mylonite ...) sont considérées comme syn à tardi-tectonique, -cinématique ou -orogénique (Pons et al., 1992, 1995 ; Lompo et al., 1995 ; Hirdes et Davis, 1998 ; Gasquet et al., 2003). Le contexte tardi-orogénique est aussi évoqué lorsque les déformations identifiées sont caractéristiques d'un état solide à température basse ou moyenne (Naba et al., 2004). Les unités en forte discordance structurale avec leurs encaissants (massif circulaires, à forte discordance angulaire des bordures avec les fabriques planaires régionales massif) et non déformés (texture dominante magmatique, à fabrique planaire peu développée ou concordante à la forme du pluton) sont plutôt considérées

comme post-orogénique (Witschard, 1965 ; Bassot, 1966 ; Lemoine et al., 1990 ; Turner et al., 1993 ; Traoré, 2011).

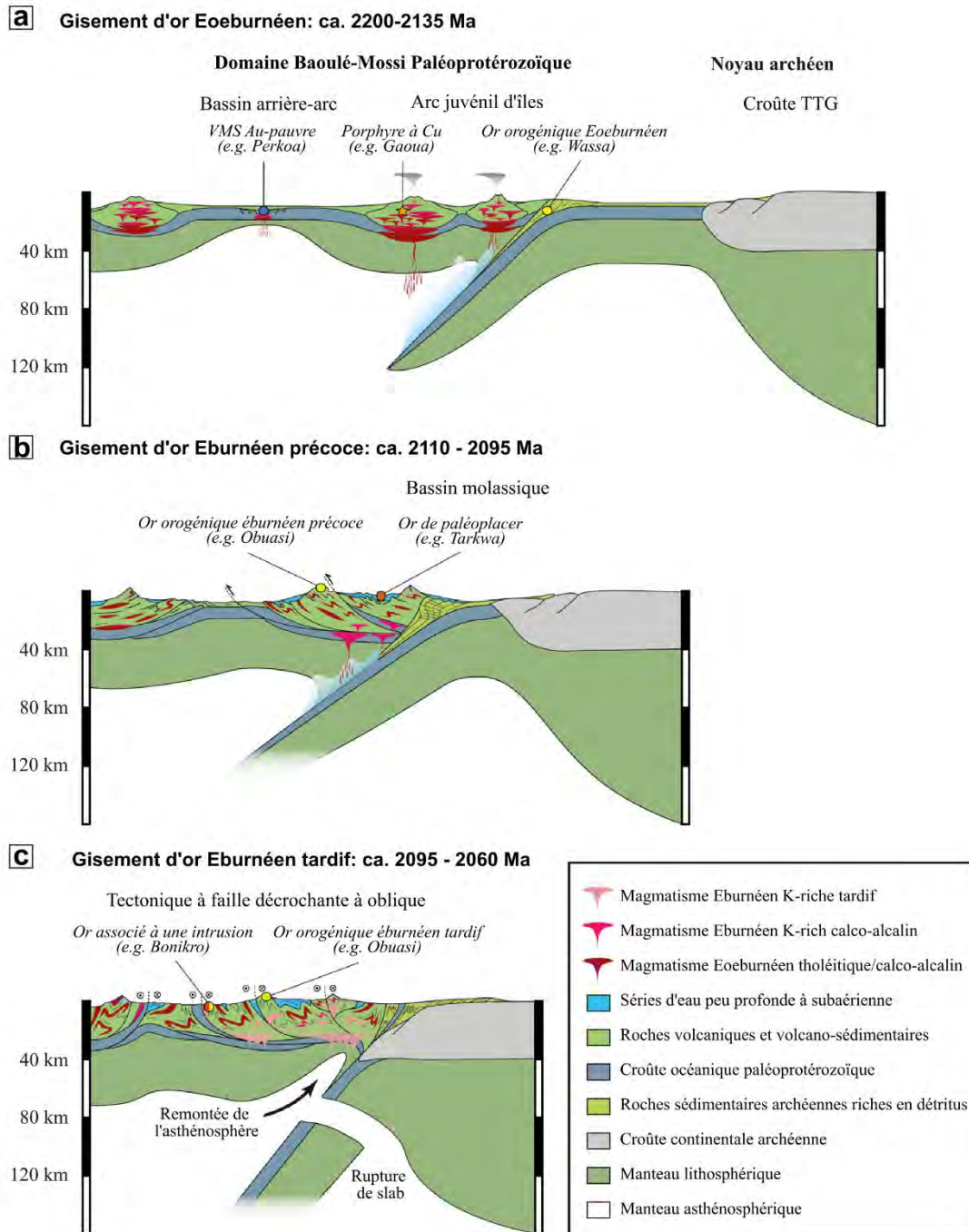


Figure 3-3-5. Evolution géodynamique du Craton Ouest Africain et épisodes métallogéniques de concentration en or (modifié d'après Masurel et al., 2021). (a) L'Eoeburnéen, (b) l'Eburnéen précoce et (c) l'Eburnéen tardif.

Les critères chronologiques sont plutôt fondés sur les périodes d'intensité de cristallisation et de métamorphisme de la déformation éburnéenne, dont le pic est estimé entre 2160 dans la partie orientale du domaine Baoulé-Mossi (Boher et al., 1992 ; Tshibubudze et al., 2015 ; Grenholm et al., 2019a), et entre 2130 Ma et 2100 Ma dans la partie centrale et occidentale (Oberthür et al., 1998 ; Perrouy et al., 2012 ; White et al., 2014 ; Block et al., 2015, 2016b ; Petersson et al., 2016). Ainsi, la période entre 2150 Ma et 2100 Ma est majoritairement attribuée à la phase syn-orogénique (Hirdes et Davis, 1998). La période entre 2100 Ma et 2050 Ma est identifiée comme tardi-orogénique (Hirdes et Davis, 1998 ; Fontaine et al., 2017) à post orogénique (McFarlane et al., 2011 ; Dabo et al., 2017).

Le contexte anorogénique a surtout été évoqué pour des intrusions ultramafiques tardives d'âge non identifiées (Hirdes et al 1996), ou l'intrusion de provinces magmatiques de dykes mafiques, au Mésoprotérozoïque, Néoprotérozoïque et au Trias-Jurassique (Ernst et al., 2008 ; Youbi et al., 2013 ; Jessell et al., 2015 ; Tapsoba et al., 2018 ; Baratoux et al., 2019).

Chapitre 4. Contexte géologique des pegmatites à métaux rares du domaine Baoulé-Mossi

Introduction

La répartition des pegmatites à métaux rares en familles pétrogénétiques et en classes de pegmatites a donné lieu à des tentatives d'attribution de chaque catégorie à un contexte géodynamique dans lesquels leur genèse se produit (Černý, 1991a ; Dill, 2015). Černý (1991a), en réutilisant les critères de Condie (1989), identifie le contexte géodynamique en comparant l'âge de cristallisation des pegmatites avec celui du pic orogénique, attribué à la fin du métamorphisme prograde (fin de la cristallisation des minéraux progrades), à la fin de la déformation ductile, ou encore à l'âge correspondant au pic des conditions métamorphiques P-T. Ainsi, on constate que les pegmatites LCT, souvent associées aux magmas peralumineux, se forment en contexte syn-orogénique (pic métamorphique) à tardi-orogénique (jusqu'à 20 Ma après le pic orogénique). Les pegmatites NYF sont plus fréquentes en contexte post-orogénique (entre 20 et 50 Ma après le pic orogénique), et en contexte anorogénique (plus de 50 Ma après le pic orogénique, Černý, 1991a). Toutefois, de multiples exceptions à ces tendances sont relevées globalement. Par exemple, les pegmatites NYF associées au leucogranite de type-A du lac de Bonnet (Province Supérieure du Bouclier Canadien Archéen, sud-Est Manitoba) (Černý, 1989a), se cristallisent en contexte syn à tardi-orogénique, de même que les pegmatites de Fellingsbro-Stockholm (1782 ± 6 Ma par méthode U-Pb sur zircon dans une roche intrusive associée, province des Svécofennides, Paléoprotérozoïque), (Wilson et al., 1986 ; Patchett et al., 1987 ; Öhlander et Zuber, 1988).

Martin et De Vito (2005) ont attribué la formation des pegmatites LCT à l'activité magmatique calco-alkaline associée à un contexte de subduction, tandis que les pegmatites NYF sont attribuées à un contexte tectonique extensif associés aux suites magmatiques felsiques de rift (granite peralcalin, syénite, syénite néphélinique, carbonatite). Ces hypothèses qui sont largement élaborées à partir d'exemples Phanérozoïques de pegmatites d'origine plutonique ne sont pas forcément applicables sur la période couvrant l'Archéen et le Paléoproterozoïque, en raison de la différence des processus géodynamiques actifs durant ces périodes. En effet, l'Archéen est décrit avec une production importante de croûte juvénile en comparaison avec le Phanérozoïque, un géotherme plus élevé, une lithosphère moins épaisse et une croûte moins rigide (e.g. dans Martin et Moyen, 2002 ; Korenaga, 2006 ; Chardon et al., 2009 ; Cagnard et al., 2011 ; Gerya, 2014 ; Ganne et al., 2018). Les modèles tectoniques évoqués pour la période Archéenne suggèrent que la formation de croûte océanique est contrôlée par des phénomènes de convection dans la croûte inférieure ou dans le manteau, impliquant la délamination, le plongement et le recyclage de morceaux de croûte (Van Thienen et al., 2004 ; Bédard, 2018). L'activité des panaches mantelliques à la base de la croûte, et la fusion partielle dans la croûte inférieure, conduisent à des processus de diapirisme et sagduction, et aboutissent à une structuration de la croûte en dômes (gneiss, granites) et bassins supracrustaux (Collins et al., 1998 ; Van Kranendonk et al., 2004 ; Kranendonk et al., 2007 ; Shirey et Richardson, 2011). L'ensemble de ces mécanismes dominés par des mouvements verticaux est qualifié de tectonique verticale. Certains auteurs ont caractérisé les orogènes précambriens, alors dit « chauds » par des attributs tels qu'un magmatisme juvénile intense, un épaissement homogène de la croûte, une extrusion verticale et un fluage latéral accommodé des réseaux anastomosés de zones de cisaillement subverticales (Chardon et al., 2009, 2011). Le métamorphisme dans les ceintures de ces orogènes est presque monotone, de grade HT-BP (Brown, 1993 ; Gerya, 2014). Pour les périodes précambriennes, la fusion partielle observée

dans la croûte inférieure et moyenne peut s'étendre sur des durées très longues couvrant des dizaines de millions d'années (Turlin et al., 2018 ; Vauchez et al., 2019 ; Vanderhaeghe et al., 2019), pouvant être induite par la décroissance des éléments radioactifs dans la croûte (Vanderhaeghe et al., 2019).

Entre l'Archéen et le Paléoprotérozoïque, un changement progressif des mécanismes tectoniques va aboutir à l'apparition de la tectonique des plaques. Les plus anciennes évidences (bassin d'avant-pays, séquence sédimentaire de marge passive, rifting continental, faille transcurrente, éclogites) sont datées entre 3,2 Ga et 2,5 Ga (Condie et Kröner, 2008 ; Van Kranendonk, 2011), mais le régime tectonique moderne s'installe massivement pendant le Néoprotérozoïque, souligné par la généralisation de généralisation des marqueurs de subduction (présence de prismes d'accrétion, d'ophiolites, d'éclogites, et roches d'ultra-haute-pression indiquant une subduction profonde) (Condie et Kröner, 2008 ; Gerya, 2014 ; Lenardic, 2018). Ce régime tectonique, dit tectonique des plaques, se manifeste par des mouvements horizontaux des plaques, la subduction des plaques océaniques, des gradients métamorphiques culminant au grade BT-HP, et des rifts continentaux. La déshydratation de la croûte océanique en subduction libère des fluides dans le manteau, qui subit une fusion partielle et produit des magmas calco-alcalins. En contexte d'épaississement crustal, la croûte orogénique moyenne à inférieure est affectée par la fusion partielle, ce qui a pour effet de modifier la viscosité de ces niveaux et favoriser le fluage latéral ou l'effondrement gravitaire suivant les conditions aux limites de ces croûtes, et le développement d'instabilités gravitaires (Vanderhaeghe, 2009).

Des dissimilarités sont aussi observées dans la géochimie du magmatisme au cours des ères géologiques (Martin et Moyen, 2002 ; Johnson et al., 2019). Le magmatisme Précambrien est dominé par des faciès intermédiaires de type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG), caractérisés géochimiquement par une composition métalumineuse, riche en silice ($\text{SiO}_2 > 70\%$) en soude ($\text{Na}_2\text{O} > 6\%$), des anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et un fractionnement des

terres rares lourdes ($(La/Yb)_N > 15$, normalisation par rapport aux chondrites, Masuda, 1968). Après 3 Ga, la composition des magmas mafiques évolue avec une diminution du MgO, une augmentation en alcalins (Na, K), une augmentation du rapport La/Yb et une diminution en MgO, qui résultent du refroidissement du manteau et de la diminution du taux de fusion partielle du manteau (Keller et Schoene, 2012 ; Ganne et al., 2018). Les magmas felsiques évoluent avec une diminution du rapport Na_2O/K_2O , du rapport La/Yb, et de l'anomalie en Europium Eu/Eu^* , qui pourraient traduire une augmentation des profondeurs de fusion partielle, ou une cristallisation fractionnée à haute pression (Keller et Schoene, 2012). Le changement de régime géodynamique vers une tectonique moderne des plaques permet l'émergence d'un magmatisme calco-alcalin de type arc, et d'un magmatisme continental calco-alcalin métalumineux à peralumineux en contexte collisionnel, qui évolue vers des séries potassiques en fin de collision (Martin et Moyen, 2002 ; Johnson et al., 2019 ; Laurent et al., 2014). Les granites de type A sont relativement rares sur les périodes Archéennes et Paléoprotérozoïques (Feio et al., 2012 ; Cunha et al., 2016), et certains d'entre eux, bien que caractérisés comme anorogénique, sont en réalité formés en contexte syntectonique (Feio et al., 2012). L'attribution des familles pétrogénétiques à des contextes géodynamiques pourrait donc ne pas être valable pendant la période Précambrienne, et devrait nécessiter une réévaluation des conditions orogéniques permettant la formation des pegmatites.

Dans le Craton Ouest Africain (CAO), le régime géodynamique de l'orogénèse Eburnéenne est discuté entre une tectonique archaïque verticale (Pons et al., 1992 ; Vidal et Alric, 1994 ; Lompo, 2009 ; Vidal et al., 2009) et une tectonique horizontale (Liégeois et al., 1991 ; De Kock et al., 2011 ; Ganne et al., 2012 ; Augustin et Gaboury, 2017 ; Wane et al., 2018 ; Grenholm et al., 2019a ; McFarlane et al., 2019a). L'étude des pegmatites à métaux rares dans le CAO a abordé l'origine anatectique ou plutonique de ces pegmatites, mais sans s'intéresser à la question du contexte géodynamique favorable à leurs formations (e.g. dans

Allou, 2005 ; Nude et al., 2011). La connaissance des pegmatites à métaux rares dans le CAO Paléoprotérozoïque reste encore préliminaire, comparativement aux gisements d'or orogénique dont les contextes géodynamiques sont plus largement décrits (Goldfarb et al., 2001 ; Béziat et al., 2008 ; Le Mignot et al., 2017 ; Masurel et al., 2017, 2021). Après une description du contexte géologique du CAO Paléoprotérozoïque, nous dresserons un état de lieux des connaissances sur les pegmatites à métaux rares du domaine Baoulé-Mossi. Par la suite, nous discuterons des contextes orogéniques de formation de ces pegmatites.

4.1. Gisements de pegmatites à métaux rares du domaine Baoulé-Mossi

4.1.1. Les pegmatites d'Egyaa et d'Akim-Oda (Sud-Ouest Ghana)

Les pegmatites d'Egyaa et d'Akim-Oda sont localement associées au complexe granitique de Cape Coast orienté NE-SZ (Figure 4-1 et Figure 4-2). Dans le district d'Egyaa, elles sont intrusives à la fois dans les granites et les encaissants schisteux en bordure sud du batholite. Également dans le district d'Akim-Oda, elles sont observées en bordure nord de ce même complexe granitique (Nude et al., 2011). Les pegmatites des deux localités sont composées de quartz, feldspath, béryl, et accessoirement grenat, apatite, tourmaline, colombo-tantalite, spodumène et rare biotite. La colombo-tantalite est mise en évidence dans la régolithe associée aux pegmatites altérées d'Akim-Oda (Nude et al., 2011). La datation par méthode U-Pb sur des colombo-tantalites de placers à Kokobin, près d'Akim-Oda, a donné des âges entre 2085 et 2070 Ma (Melcher et al., 2008). Dans le district d'Egyaa, la datation d'une pegmatite à muscovite donne un âge à 2092 ± 4 Ma (U-Pb sur zircon), tandis que l'encaissant granitique est daté à 2093 ± 2 Ma (U-Pb sur zircon) (Petersson et al., 2016). Ces âges correspondent à une phase de mise en place tardi-éburnéenne (Figure 3-3).

Ces pegmatites ont une composition géochimique de granite de type S (calco-alcalin, potassique, peralumineux, faible rapport $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{tot}}) < 0.5$). Elles ont été interprétées

comme des produits de différenciation de granites issus de la fusion partielle de métasédiments (Nude et al., 2011).

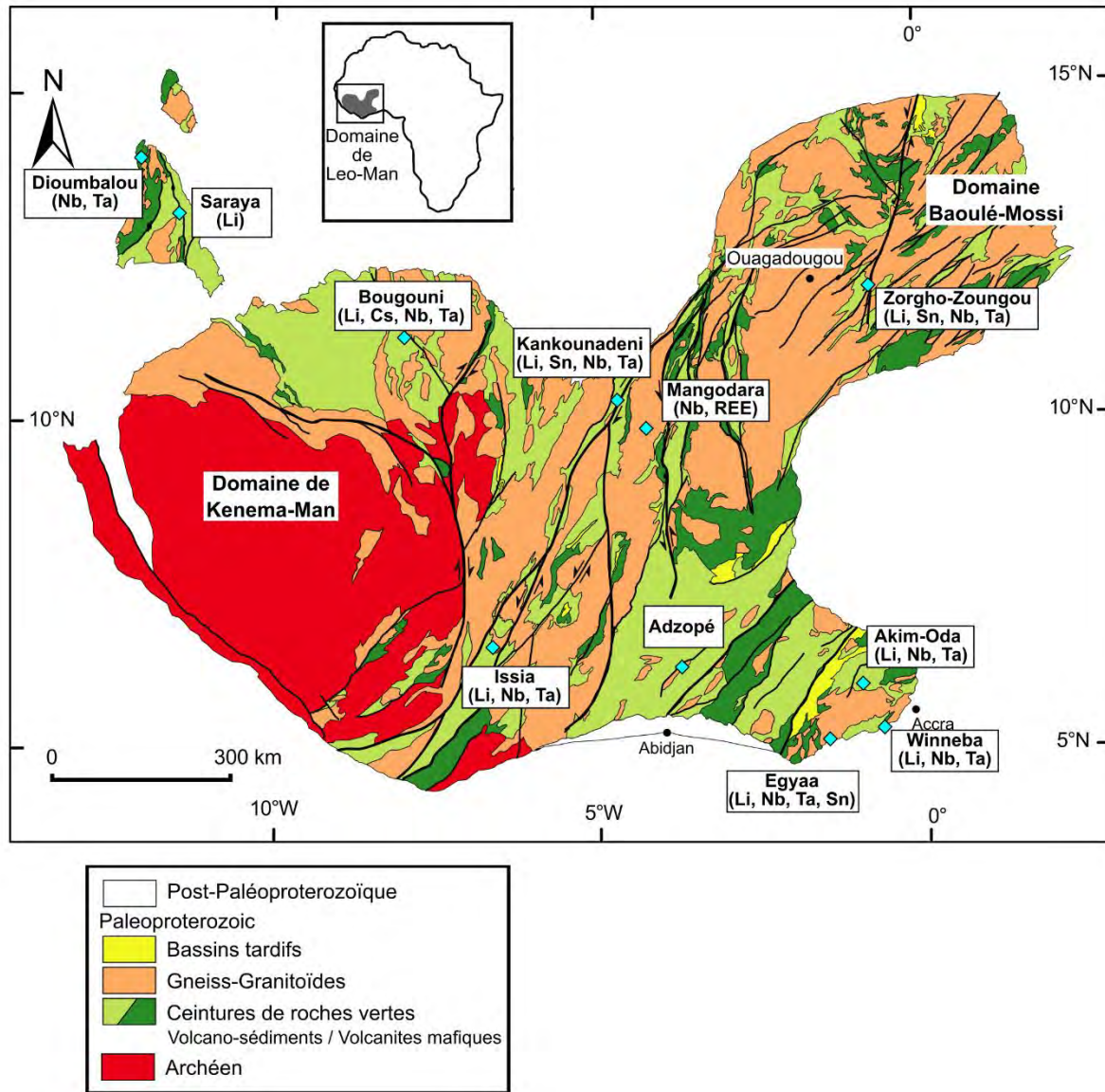


Figure 4-1. Occurrences de pegmatites à métaux rares dans le domaine Baoulé-Mossi, et indices métalliques associés (entre parenthèses). Modifié d'après (Block et al., 2015).

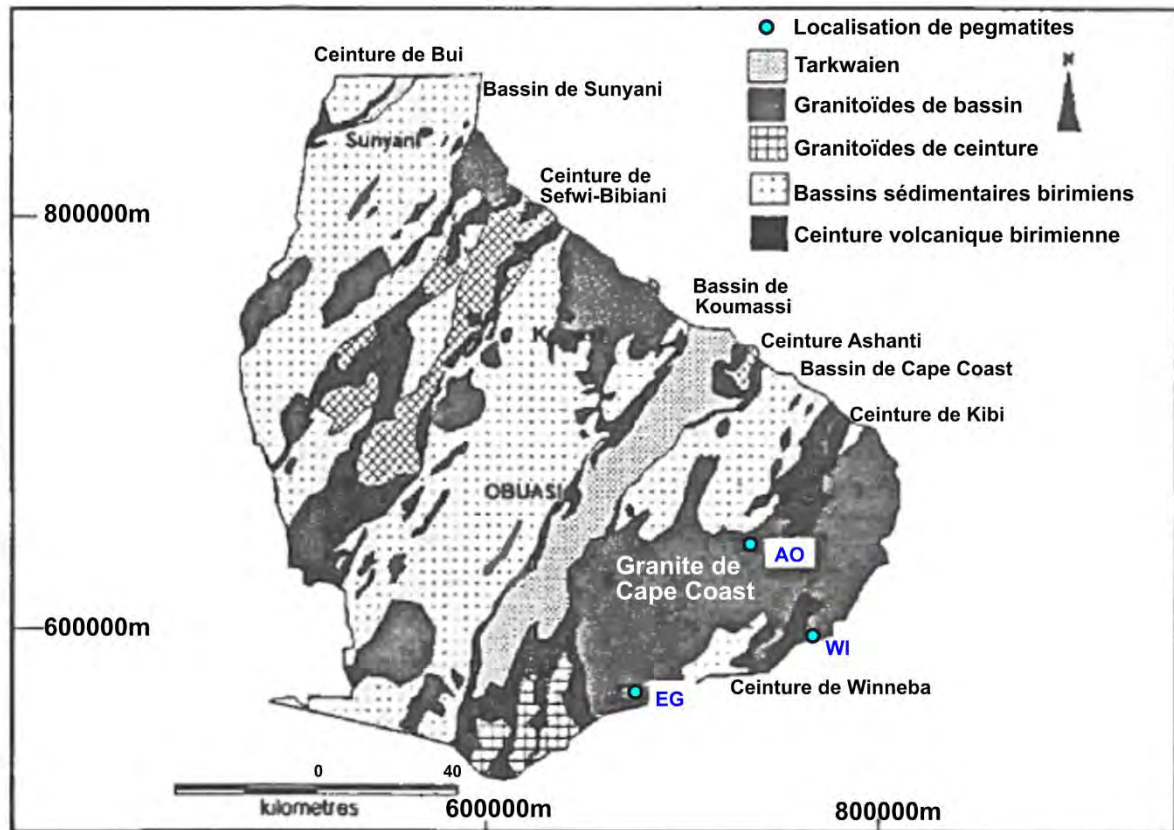


Figure 4-2. Carte géologique du domain paléorpotérozoïque du Sud-Est Ghana (modifié d'après Nude et al., 2011). AO = Akim-Oda, EG = Egyaa, WI = Winneba.

4.1.2. Les pegmatites de Winneba (Sud-Ouest Ghana)

Au sud du complexe granitique de Cape Coast, des champs de pegmatites ont été signalés le long de la côte atlantique entre Saltpond, Mandkwazi et Winneba, intrusifs dans les séries métavolcaniques et métasédimentaires (amphibolite, schiste à hornblende, schiste à staurotide, schiste à quartz-mica, épidote,) et des granites (faciès peralumineux à Mandkwazi, voir Figure 4-1 et Figure 4-2), (Chalokwu et al., 1997 ; Adams, 2013). Les schistes encaissants les pegmatites de Mandkwazi sont affectés par un métamorphisme de faciès schiste vert atteignant le faciès amphibolite à épidote.

Les pegmatites de Winneba-Mandkwazi sont composées de feldspath, quartz et micas, et accessoirement béryl, spodumène, grenat et tourmaline. Elles contiennent également des minéraux porteurs de métaux rares tels que la cassitérite, la colombo-tantalite, l'ixiolite, et le rutile. La géochimie en roche totale de ces dernières montre un enrichissement en Li, Be et Sn, et un appauvrissement en Rb, Th, Y et REE. Les pegmatites à spodumène de Winneba sont enrichies en Li, Rb, Cs, Ta, Sr et Ba.

4.1.3. Les pegmatites d'Issia (Côte d'Ivoire)

Elles forment un champ de pegmatite distribuées autour du granite d'Issia, intrusifs dans une série de micaschistes à staurotide et de schistes de la série méta-sédimentaire d'Hana Lobo (Figure 4-1 et Figure 4-3), (Papon et Lemarchand, 1973 ; Ouattara, 1999 ; Allou, 2005). Le granite d'Issia est un granite peralumineux leucocrate à deux micas, de type S, daté à 2106 ± 78 Ma (isochrone Rb-Sr), (Allou, 2005 ; Allou et al., 2005) sur roche totale, tandis que les datations sur monozircon (U-Pb par dissolution) donnent un âge à 1951 ± 11 Ma, puis après seconde évaporation deux âges à 2305 ± 17 Ma et 2212 ± 7 Ma (Kouamelan, 1996). Le plus jeune âge a été interprété comme résultant d'une perte de plomb en concomitance avec la mise en place d'un magmatisme alcalin (Kouamelan, 1996). Les âges anciens ont par contre été justifiés par l'existence de cœur archéen hérité (Kouamelan, 1996). L'étude structurale du granite d'Issia révèle qu'il s'est mis en place le long des structures de la phase de déformation D2. Deux autres massifs granitiques moins évolués et plus déformés sont présents autour du granite d'Issia, mais les pegmatites sont uniquement distribuées autour du granite d'Issia.

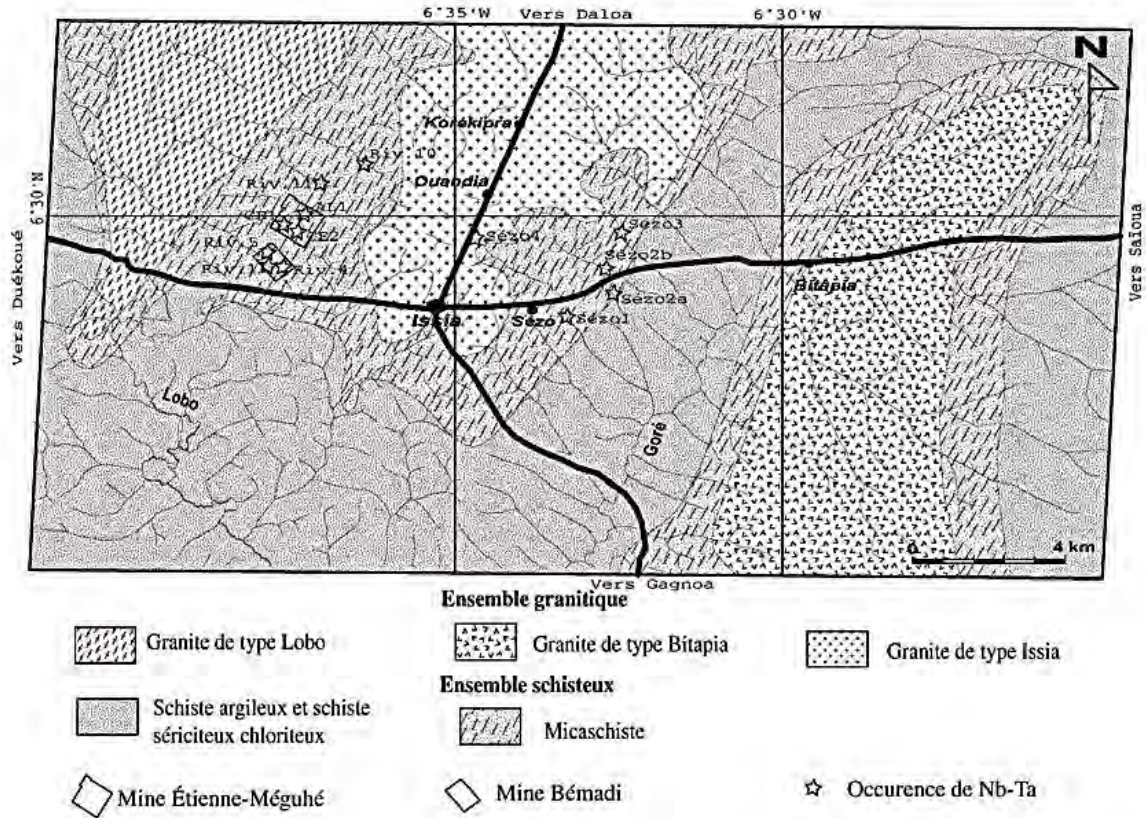


Figure 4-3. Carte géologique du permis d'exploitation d'Issia (d'après Allou et al., 2005)

Sur la base de la minéralogie et de la structure interne, les pegmatites ont été regroupées en types, distribuées de façon zonale autour du granite d'Issia:

- Les pegmatites à muscovite « stériles » (type A): elles sont intrabatholitiques, et contiennent accessoirement la tourmaline, le grenat et l'apatite.
- Les pegmatites à Be (type B): elles sont intra et péribatholitiques, et contiennent la tourmaline.
- Les pegmatites zonées à Be-Ta-Nb (type C), sont encaissées dans la zone de métamorphisme de contact du granite d'Issia. Elles contiennent accessoirement la tourmaline, la colombo-tantalite, le béryl et l'apatite.

- Les pegmatites à Ta-Nb-Be-Li (type D): elles affleurent dans les micaschistes mais sont éloignées du granite d'Issia. Elles possèdent les mêmes caractéristiques que les pegmatites de type C, mais elles se différencient par une greisenisation soulignée par les amas de micas lithinifères.

La concentration en Li dans ces pegmatites est mise en évidence par la présence de spodumène dans les pegmatites de type D. Les oxydes de Nb-Ta identifiés dans ces pegmatites ont des compositions oscillant entre manganotantalite, ferrotantalite et ferrotapiolite. La colombo-tantalite des placers d'Issia a été datée autour de 2050 Ma (U-Pb à 2054 ± 2 Ma et 2042 ± 4 Ma par spectrométrie de masse des ions secondaires (Legros et al., 2019). Ces âges correspondent à la phase tardi- à post-orogénique du cycle éburnéen.

Ces pegmatites ont été interprétées comme issues des fluides résiduels différenciés provenant de la cristallisation du granite d'Issia (Allou et al., 2005).

4.1.4. Les pegmatites de Saraya (boutonnière de Kédougou-Kéniéba)

Dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, le champ de pegmatites de Saraya est composé de filons intrusifs dans le batholite de Saraya, ainsi que dans les séries métasédimentaires de Dialé-Daléma (Figure 4-1 et Figure 4-4). La série de Dialé-Daléma est composée de métapélites, métagrauwackes et rares niveaux de marbres avec une foliation dominante d'orientation générale NNE-SSW (Ledru et al., 1991 ; Delor et al., 2010 ; Goujou et al., 2010).

Le batholite de Saraya est un assemblage de massifs coalescents de composition dominante granitique, agencés sur plus de 100km suivant une direction NNE-SSW (Pons et al., 1992 ; Ndiaye et al., 1997 ; Goujou et al., 2010 ; Delor et al., 2010), (Figure 4-4). Un âge à 2079 ± 2 Ma est obtenu sur zircon d'un massif granodioritique dans ce batholite, par méthode U-Pb

sur zircon (Hirdes et Davis, 2002). Sa lithologie est caractérisée dans sa partie septentrionale (s.s. le massif de Saraya) par un cœur monzogranitique à biotite et/ou muscovite et des bordures leucogranitiques à muscovite et grenat. Quelques massifs satellites de composition granodioritique à granitique bordent le massif au Sud-Ouest (granodiorite de Darsalami), à l'ouest (granodiorite de Bambou) et au Nord (granodiorite de Moussala). La géochimie des faciès granitique indique une source magmatique métalumineuse de type S, attribuée à la fusion partielle de métasédiments (Ndiaye et al., 1997). Une auréole de contact s'étend autour du massif et est caractérisée par des porphyroblastes de staurotide dans des micaschistes à muscovite, biotite et grenat (Ndiaye, 1986 ; Ndiaye et al., 1989). La batholite de Saraya se serait formé par gonflement et mise en place diapirique de plusieurs plutons le long d'une faille structurale majeure, durant la phase de déformation transcurrente D2 (Pons et al., 1992).

Les filons de pegmatites sont intrusifs dans le batholite, et jusqu'à quelques km autour du massif granitique. Ils sont composés de quartz, feldspath, muscovite et biotite faiblement lithinifères, grenat, tourmaline et apatite. La granodiorite de Moussala dans l'extrémité Nord-Est du batholite abrite des filons de pegmatites à spodumène. L'association spatiale de ces pegmatites avec le batholite de Saraya suggère un lien génétique.

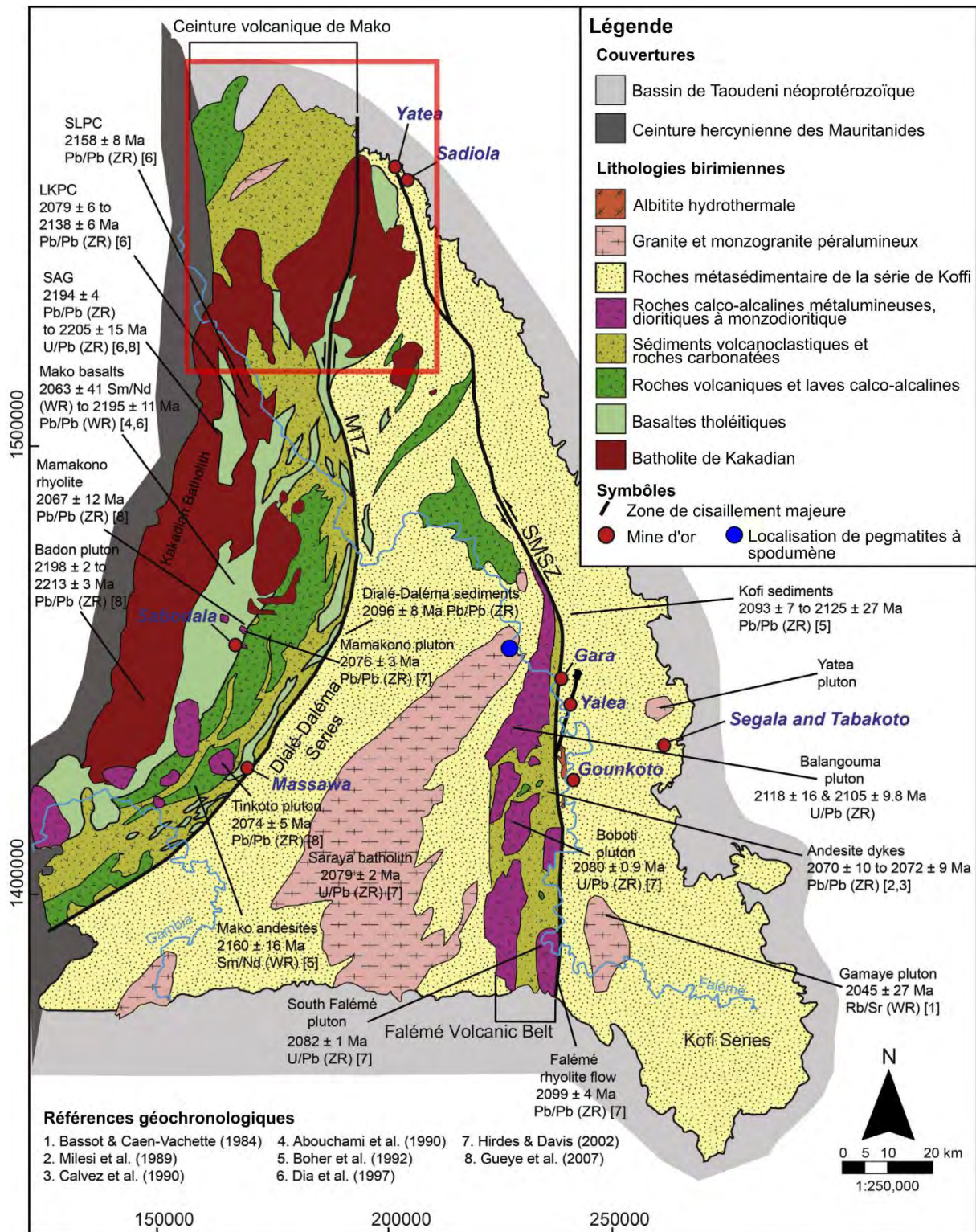


Figure 4-4. Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (extrait de Lambert-Smith et al., 2016, modifiée d'après Lawrence et al., 2013). SMSZ : zone de cisaillement Sénégal-Mali, MTZ = Zone transcurrente principale. Le rectangle rouge indique la localisation du district de Dioumbalou (voir paragraphe ci-dessous, 4.1.5)

4.1.5. Les pegmatites de Dioumbalou (boutonnière de Kédougou-Kéniéba)

Les pegmatites de Dioumbalou forment un champ qui s'étend autour du pluton de Dioumbalou, jusqu'à une distance de 7 km du massif, dans le Nord-Est de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Figure 4-1 et

Figure 4-5). Le pluton de Dioumbalou constitue un massif en forme de dôme elliptique, intrusif dans la série méta-volcanique de Mako dans des micaschistes, paragneiss, orthogneiss et migmatites (Dioh, 1986 ; Gueye et al., 2007). Il est daté à 2102 ± 8 Ma par isotopie U-Pb sur zircon (Goujou et al., 2010). Un métamorphisme de contact est marqué par des assemblages staurotide-disthène à l'ouest et staurotide-sillimanite dans les micaschistes.

Le pluton de Dioumbalou est majoritairement composé d'une granodiorite porphyroïde à mégacristaux de microcline, avec localement de l'amphibole. La composition géochimique principaux faciès correspond à des trondhjémites et à des adamellites majoritairement métalumineuses (Dioh et al., 2006). Un faciès peralumineux observé en bordure du pluton est constitué d'un granite hololeucocrate à muscovite et grenat. Bien que ces deux faciès soient considérés comme appartenant au même massif, il n'est pas exclu qu'ils correspondent à deux magmas différents. Ce leucogranite a par ailleurs été interprété comme résultant de la ségrégation du produit de fusion partielle in-situ dans le domaine ductile de la croûte continentale (Gueye et al., 2007).

Des éluvions à colombite et des blocs de greisens à lépidolite ont été mis en évidence dans la zone (Dioh, 1986). Alors que les filons de pegmatites en bordure du granite ont été attribués à la mise en place du granite, les filons éloignés pourraient être associés à une métasomatose potassique (Dioh, 1986). Les pegmatites de Dioumbalou sont minéralisées en colombite (Nb > Ta, teneur estimée entre 30 et 50 g/m³, et réserves estimées entre 3 et 5 t, Ognar, 1960). Elles sont aussi minéralisées en galène et molybdénite, qui ont été attribués à une altération hydrothermale postérieure.

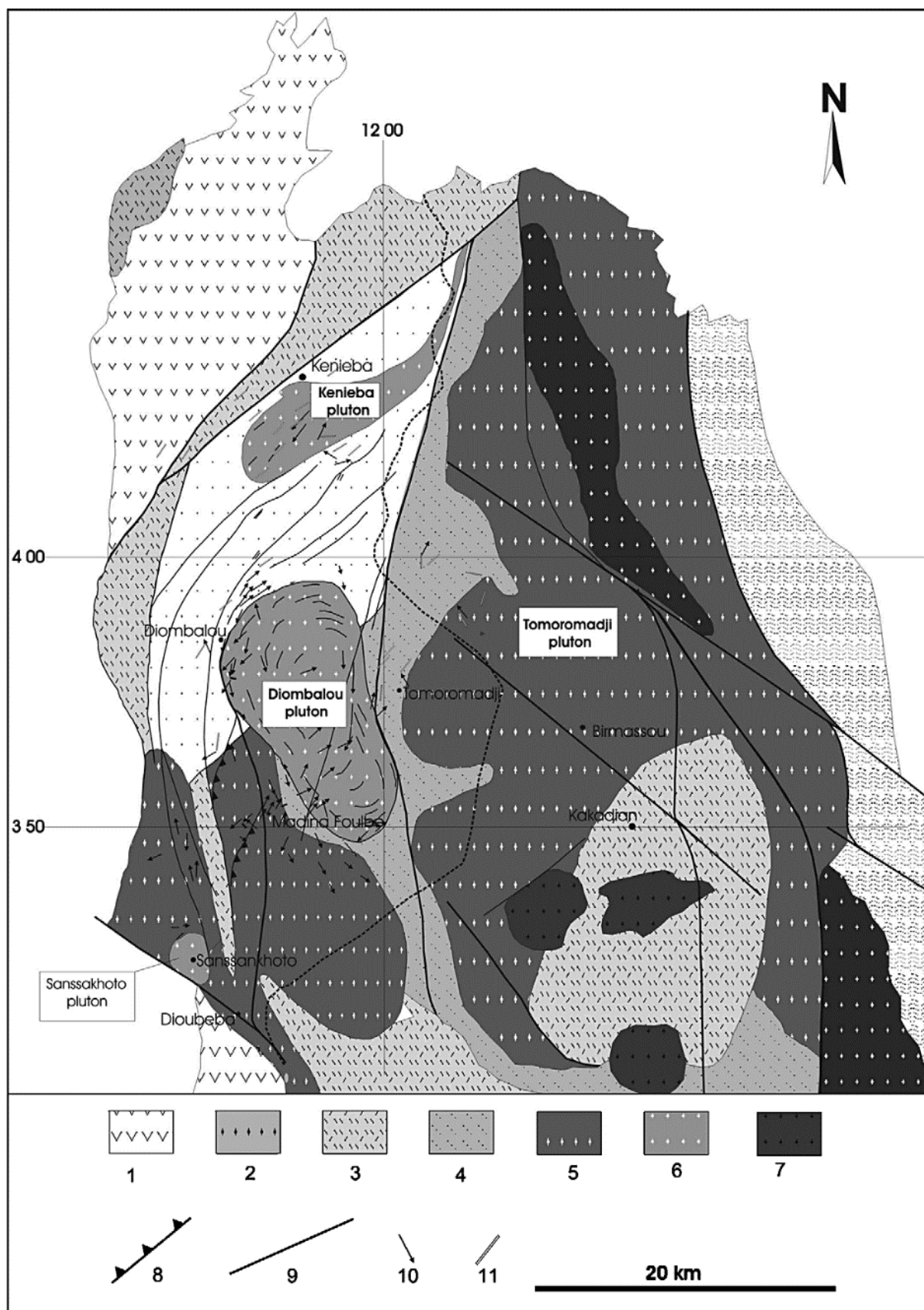
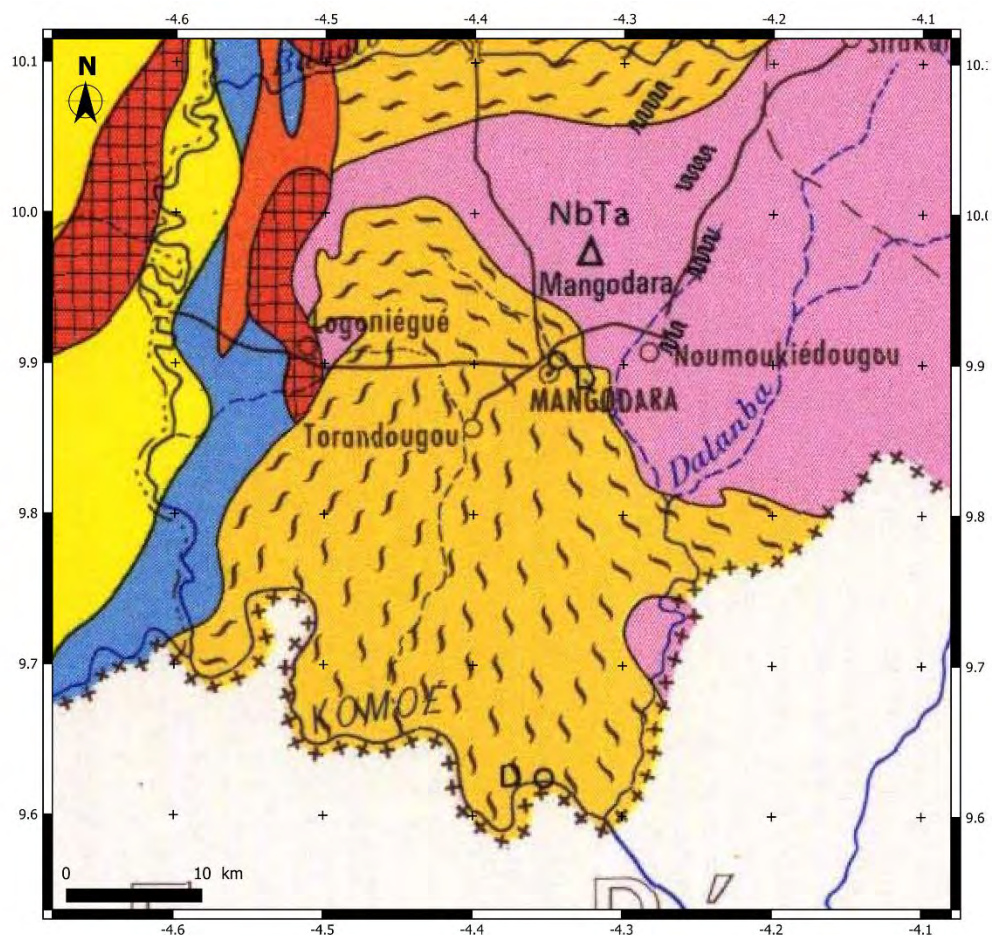


Figure 4-5. Carte géologique simplifiée du district de Dioumbalou (Gueye et al., 2008). 1: Roches intrusives de Badon – 2: Andésites – 3: Volcano-sédiments – 4,5,6 et 7: Granitoïdes – 8: Faille chevauchante - 9: Faille transformante – 10: Linéation – 11: Pegmatite. Voir Figure 4-4 pour localisation dans boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

4.1.6. Autres occurrences

Au Burkina Faso, l'existence de pegmatites sodiques et quartzo-feldspathiques à cassitérite, spodumène, tourmaline, grenat et apatite est signalée à Zorgho-Zoungou (Castaing et al., 2003). De même à Kankounadéni, la partie extrême Nord du batholite granitique de Ferkéssédougou présente des pegmatites à cassitérite, colombo-tantalite ($Ta > Nb$), tourmaline, grenat, béryl, muscovite et quartz (Castaing et al., 2003 ; Giovenazzo et al., 2018). A Mangodara, la présence de pegmatites à zinnwaldite, colombite, cassitérite, uraninite a été rapportée (Serre, 1964 ; Marcelin et Serre, 1971 ; Castaing et al., 2003 ; Hottin et Ouedraogo, 1975) (Figure 4-6). La liste des gisements à l'échelle du territoire burkinabè n'est pas établie de façon exhaustive, mais le potentiel est réel.

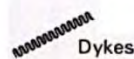
Au Mali, des indices à Li associés à des pegmatites à spodumène ont été mis en évidence dans le district de Bougouni. Ces pegmatites sont intrusives dans des granites ainsi que leurs encaissants métasédimentaires (Bassot et al., 1981 ; Feybesse et al., 2006). Les travaux menés par les compagnies d'exploration minières ont conclu à une estimation des ressources totales 103,2 Mt à 1,34 % de Li sur le projet de Goulamina (Birimian Limited, 2018), et 21,3 Mt de ressources totales à 1,11 % Li_2O sur le projet de Bougouni (Kodal Minerals Plc, 2020).



Légende



Granodiorites, granites calco-alcalins



Dykes

a) Intrusions précoces



Secteurs à prédominance de métavolcanites et pyroclastites acides



Métavolcanites neutres à basiques



Migmatites gneissiques à biotite



Migmatites et granites indifférenciés

Figure 4-6. Extrait de la carte géologique au 1/1 000 000 du Burkina Faso, localisé dans le district de Mangodara (Hottin et Ouedraogo, 1975)

4.2. Contexte géodynamique, pétrogenèse et mise en place des pegmatites à métaux rares

4.2.1. Familles pétrogénétiques des pegmatites

Nous avons utilisé les descriptions de pegmatites disponibles dans la littérature comme base pour identifier leurs familles pétrogénétiques (Tab. 7). Le style de minéralisation à spodumène, cassitérite, et l'association des pegmatites avec des granites peralumineux suggèrent l'appartenance de la plupart de ces pegmatites à la famille LCT (pegmatites d'Egyaa, Akim-Oda, Winneba, Issia, Saraya). Un constat est que ces pegmatites supposées LCT montrent une association régionale avec des plutons granitiques intrusifs dans les séries métasédimentaires (Saraya, Issia, Kankounadéni) ou en marge des CGG, (Egyaa, Akim-Oda).

Dans le cas des pegmatites de Dioumbalou et de Mangodara, la géochimie semble indiquer un enrichissement plus important en Nb par rapport au Ta, avec un enrichissement probable en U dans le cas de Mangodara. De ce fait, ces occurrences pourraient appartenir à la famille de pegmatites NYF, ou mixte LCT+NYF. Des investigations supplémentaires sur ces pegmatites permettraient d'étayer leur affinités pétrogénétiques.

Tableau 7. Occurrences de pegmatites à métaux rares dans le domaine Baoulé-Mossi, et leurs caractéristiques structurales et pétrogéochimiques

Localité/Champ de pegmatite	Caractéristiques *
Egyaa, Akim-Oda, Winneba	Encaissants granitiques et métasédiments (schistes) <u>Associés à granites peralumineux type S</u> <u>Apatite, colombo-tantalite</u> <u>Enrichissement Li, Sn, Rb, Be, Ta</u>

	<u>Appauvrissement en Y, Th, REE</u>
Issia	Encaissants granitiques et métasédimentaires (schistes) <u>Enrichissement Li, Ta > Nb, Be</u>
Saraya	Encaissants granitique et métasédimentaires <u>Associés à granite à 2 micas peralumineux, pauvre en REE, Zr</u> <u>Apatite, colombo-tantalite, tourmaline</u> <u>Enrichissement en Li (spodumène)</u>
Zorgho	<u>Minéralisation à Li (spodumène), Sn (cassitérite)</u> Apatite
Kankounadéni	Encaissants granitiques et schistes volcano-sédimentaires à sédimentaires <u>Minéralisation à Li (spodumène), Sn (cassitérite)</u>
Dioumbalou	Encaissants granitiques, migmatitiques et métasédimentaires <i>Associé à du granite métalumineux ou peralumineux</i> <i>Nb > Ta</i>
Mangodara	Encaissants gneissiques et magmatiques <i>Enrichissement en Li, REE, U ?</i>

* En souligné: caractéristique en faveur d'une affinité pétrogénétique LCT. En italique: caractéristique en faveur d'une affinité pétrogénétique NYF ou mixte LCT+NYF

4.2.2. Caractères géochimiques et contexte géodynamique du magmatisme felsique dans le domaine Baoulé Mossi

Le magmatisme felsique dans le domaine Baoulé-Mossi se produit majoritairement sur une période couvrant le dépôt des séries volcano-sédimentaires birimiennes jusqu'à la fin de la déformation Eburnéenne (2,2 – 1,92 Ga, Lambert-Smith et al., 2016 ; Parra-Avila et al., 2017b ;

Grenholm et al., 2019b). Les unités magmatiques du domaine Baoulé Mossi sont composées des roches volcaniques basique à felsique, des roches plutoniques intermédiaire à felsique qui intrudent les séries birimiennes, et de massifs à l'intérieur des complexes de gneiss-granitoïdes, aux contours nets ou indéterminés. Du fait de leur similitude chronologique et géochimique avec les plutonites circonscrits et les volcanites dans les ceintures de roches vertes, les roches plutoniques des CGG sont considérées comme des équivalents du volcanisme birimien et du volcanisme bandamien, mais cristallisés à différentes profondeurs de la croûte (Hirdes et al., 1996 ; Mériaud et al., 2020). L'examen pétrographique et géochimique des granitoïdes du domaine Baoulé-Mossi permet de discerner 4 catégories: les granitoïdes sodiques, les granitoïdes potassiques, les granitoïdes peralumineux et les granitoïdes alcalins. Après la description de ces différentes catégories, nous établirons les tendances d'enrichissement en métaux rares qui peuvent être attendus de ces faciès par différenciation magmatique.

4.2.2.1. Les granitoïdes calco-alcalins sodiques et potassiques

Le groupe des granitoïdes sodiques correspond aux granitoïdes calco-alcalins (NaCG) de Doumbia et al. (1998) au type Finéssigué et Dabakala de Gasquet et al. (2003), aux granitoïdes à amphibole paléoprotérozoïque (PAG) de Lompo (2010), et aux évènements magmatiques ME2/ME3 de Metelka et al. (2011). Il comprend des gneiss et de granites très souvent foliés, avec l'amphibole comme minéral ferro-magnésien majeur (Doumbia et al., 1998 ; Lompo, 2010 ; Baratoux et al., 2011). Ces faciès correspondent à une génération de roches plutoniques qui se mettent en place dès 2200 Ma, mais se poursuit jusqu'à la fin de l'épisode collisionnel (2020 Ma). Ils ont été interprétés comme des produits de fusion partielle de roches mafiques (amphibolites, écloğites ou granulites mafiques), (Doumbia et al., 1998).

Le groupe des granitoïdes potassiques correspond aux granitoïdes calco-alcalins (KCG suivant la nomenclature de Barbarin, 1999) de Doumbia et al., 1998, aux granite type non différencié ou type Sarala de Gasquet et al., 2003, aux granitoïdes à biotite ± muscovite (PBG) de Lompo, 2010, et aux évènements magmatique ME3 de Metelka et al. (2011). Les lithologies de ce groupe ont des compositions granitiques, riches en K, et caractérisés par une rareté de l'amphibole au détriment de la biotite. Les plus tardifs forment des intrusions circulaires à elliptique, et non déformées. Ils constituent une seconde génération de granitoïdes qui se mettent en place entre 2150 Ma et 1950 Ma.

Les granitoïdes sodiques et potassiques possèdent une composition métalumineuse, à faiblement peralumineuse pour les faciès les plus différenciés (Fig 11). Leurs signatures en éléments traces sont typiques du magmatisme calco-alcalin d'arc (Ama Salah et al., 1996 ; Doumbia et al., 1998 ; Castaing et al., 2003 ; Baratoux et al., 2011 ; Parra-Avila et al., 2019 ; Ilboudo et al., 2021), mais aussi des TTG (Gasquet et al., 2003), avec un enrichissement en LREE et LILE, un appauvrissement relatif en HREE, et des anomalies négatives en Nb, Ta, et Ti par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Ces granitoïdes sont néanmoins très peu différenciés, et n'atteignent pas de concentration élevée en HFSE: i.e. 102 ppm Nb dans un monzogranite (Est Guinée, Egal et al., 2002), 52 ppm Ta dans des granodiorites de la ceintures de roches vertes de Sefwi, Ghana, Hirdes et al., 2007).

Le champ de pegmatite de Dioumbalou demeure le seul cas documenté de pegmatites à métaux rares dans le CAO, associé à une intrusion magmatique d'affinité métalumineuse. Le pluton de Dioumbalou a été interprété comme une intrusion syn-tectonique diapirique, provoquée par un épaissement crustal suivi par un réchauffement de la croûte (Gueye et al., 2008). Sa structure en dôme elliptique (

Figure 4-5) est acquise en régime extensif qui correspond à la phase d'exhumation (Gueye et al., 2008). Toutefois, le lien pétrogénétique entre les pegmatites de Dioumbalou et le faciès métalumineux du pluton reste à être prouvé, car le leucogranite situé dans la bordure du

pluton est alternativement proposé comme source potentielle des pegmatites de Dioumbalou (Dioh, 1986 ; Gueye et al., 2008).

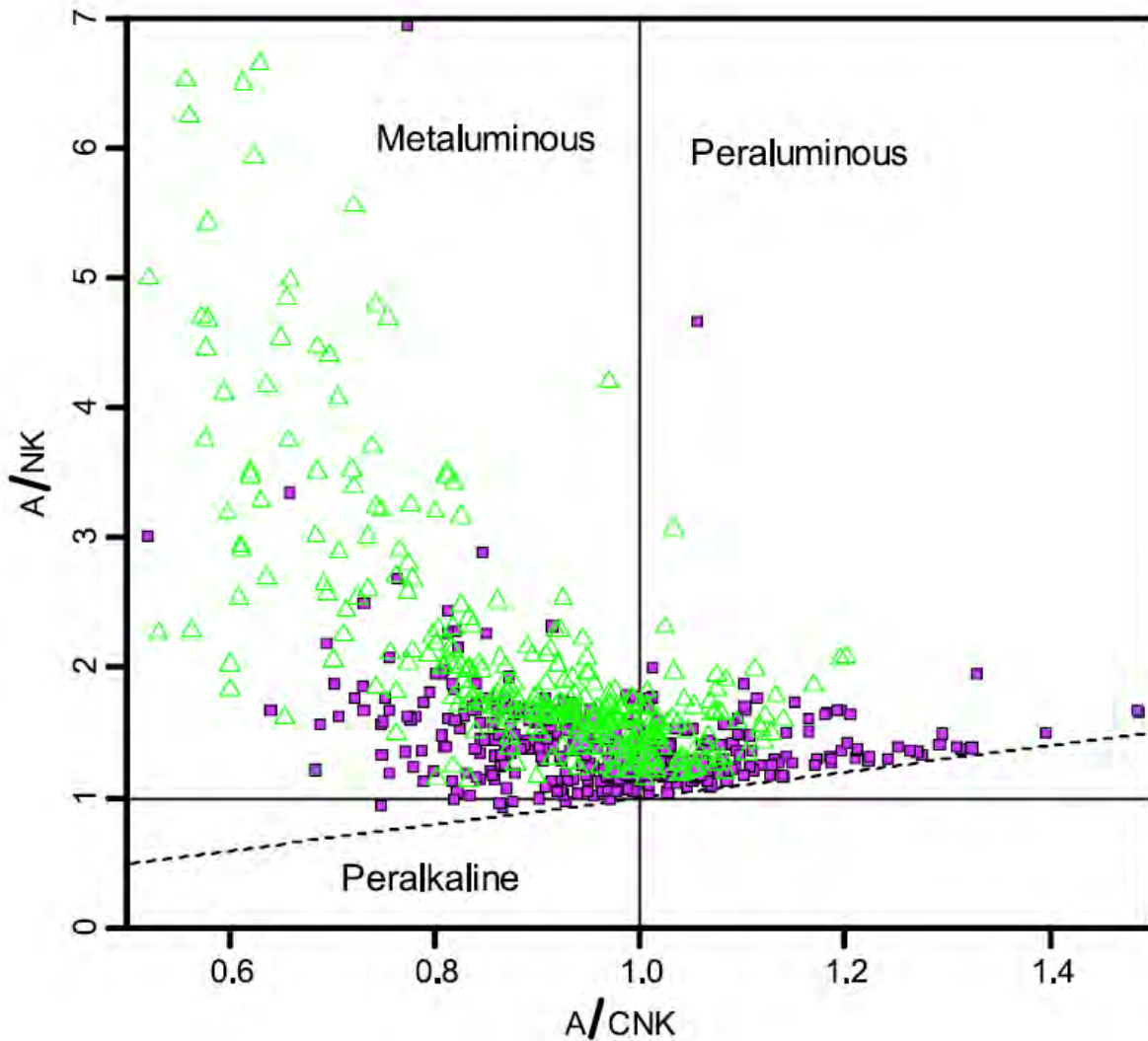


Figure 4-7. Représentation dans le diagramme de Shand (1943) de la composition géochimique des roches intrusives du domaine Baoulé-Mossi. Le figuré du triangle vert représente les roches intrusives datées avant 2,15 Ga, qui sont majoritairement métalumineuses à faiblement peralumineuses. Le figuré carré plein mauve représente les roches intrusives datées après 2,15 Ga, qui contiennent les unités les plus peralumineuses (figure et compilation de Grenholm et al., 2019)

4.2.2.2. *Les granitoïdes peralumineux*

La mise en place des plutons peralumineux se produit entre 2095 Ma et 2080 Ma (Hirdes et al., 1996, 2007 ; Doumbia et al., 1998 ; Petersson et al., 2016 ; Grenholm et al., 2019a). Les granitoïdes attribués à ce groupe forment des batholites ou des plutons soit intrusifs dans les séries métasédimentaires, soit mis en place au contact des séries métasédimentaires et des CGG. Ils ont une composition peralumineuse et contiennent la biotite comme minéral ferromagnésien majeur (Junner, 1940 ; Leube et al., 1990 ; Hirdes et Davis, 2002). Le batholite de Ferkéssédougou (Côte d'Ivoire) et le batholite de Saraya (boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal, paragraphe 4.1.4) sont des exemples représentatifs de ce groupe.

Le batholite de Ferkéssédougou correspond à des massifs granitiques à deux micas, qui s'étendent sur un corridor NNE-SSW sur plus de 500 km, et une extension latérale maximale de 50 km, de la ceinture de roches vertes de Banfora (Sud-Ouest Burkina Faso) jusqu'à la ceinture de roches vertes Hana-Lobo (Sud-Ouest Côte d'Ivoire). Il est encaissé majoritairement dans des métasédiments affectés par un métamorphisme de faciès schiste vert à amphibolite au contact du batholite (Doumbia et al., 1998). La présence de gneiss migmatitiques (biotite, grenat, cordiérite, sillimanite, amphibole) associés aux granites à deux micas est localement reportée (Papon et Lemarchand, 1973 ; Doumbia et al., 1998 ; Ouattara, 1999), Figure 4-8). Une datation géochronologique par méthode U-Pb sur monazite de ce massif donne un âge de 2094 ± 6 Ma (Doumbia et al., 1998). Le batholite de Ferkéssédougou a été interprété comme une intrusion syn-cinématique (Tagini, 1971 ; Ouattara, 1999) mise en place le long d'un cisaillement crustal (Doumbia et al., 1998 ; Ouattara, 1999 ; Allou, 2005), (voir Figure 4-8), et initié par un flux thermique, issu d'un magmatisme sous plaque et/ou d'un contact tectonique entre deux lithosphères d'épaisseurs différentes entraînant la formation corridor de chaleur, ou un ajout d'eau provenant de sources enfouies (Doumbia et al., 1998).

Le pluton de Gamaye, dans la série métasédimentaire de Koffi (partie malienne de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba), est un monzogranite peralumineux à biotite, et accessoirement allanite, apatite, zircon, rutile et magnétite. Il est intrudé par des veines de pegmatite à tourmaline. Il est daté à 2045 ± 27 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale (Lambert-Smith et al., 2016). Ce pluton est présenté comme la source d'une altération hydrothermale observée dans le gisement d'or voisin de Loulo (20 km au Nord du pluton), caractérisée par une forte concentration en B et W et attribuée à des fluides peralumineux (Lawrence et al., 2013). Une altération hydrothermale identifiée le gisement d'or voisin de Loulo (20 km au nord du pluton), et caractérisée par une forte concentration en B et W, serait associée à des fluides peralumineux provenant de ce massif.

Ces granites peralumineux intrusifs dans les séries métasédimentaires sont différenciables des granites peralumineux formant des corps aux contours diffus au sein des CGG, qui au regard des relations structurales, ont été interprétés comme issus de la fusion partielle de protolithes de type TTG (Hirdes et al., 1996 ; Doumbia et al., 1998 ; Naba et al., 2004) plutôt que de la fusion de métasédiments. Ces granites peralumineux de CGG sont structurellement associés au magmatisme calco-alcalin potassique.

Les granites peralumineux interviennent en fin de régimes locaux d'extension dans un contexte global de transpression, donnant lieu à des dépôts de sédiments dispersés entre 2150 et 2100 Ma (Feybesse et al., 2006 ; Grenholm, 2019 ; Kone et al., 2020). McFarlane et al. (2019b) ont suggéré une origine des leucogranites à deux micas et muscovite par fusion partielle des métasédiments en contexte syntectonique de collision d'arcs océaniques. D'autres auteurs suggèrent plutôt un contexte post-collisionnel, suggéré par la déformation peu prononcée des massifs (fluidalité magmatique dominante et linéation minérale peu marquée), (Allou, 2005). Au regard de la relation structurale et de la géochimie peralumineuse de ces massifs, la fusion partielle des métasédiments paraît être la source probable de ces granitoïdes. La formation des

granites peralumineux d'origine anatectique est alors favorable à la genèse de pegmatites de type LCT.

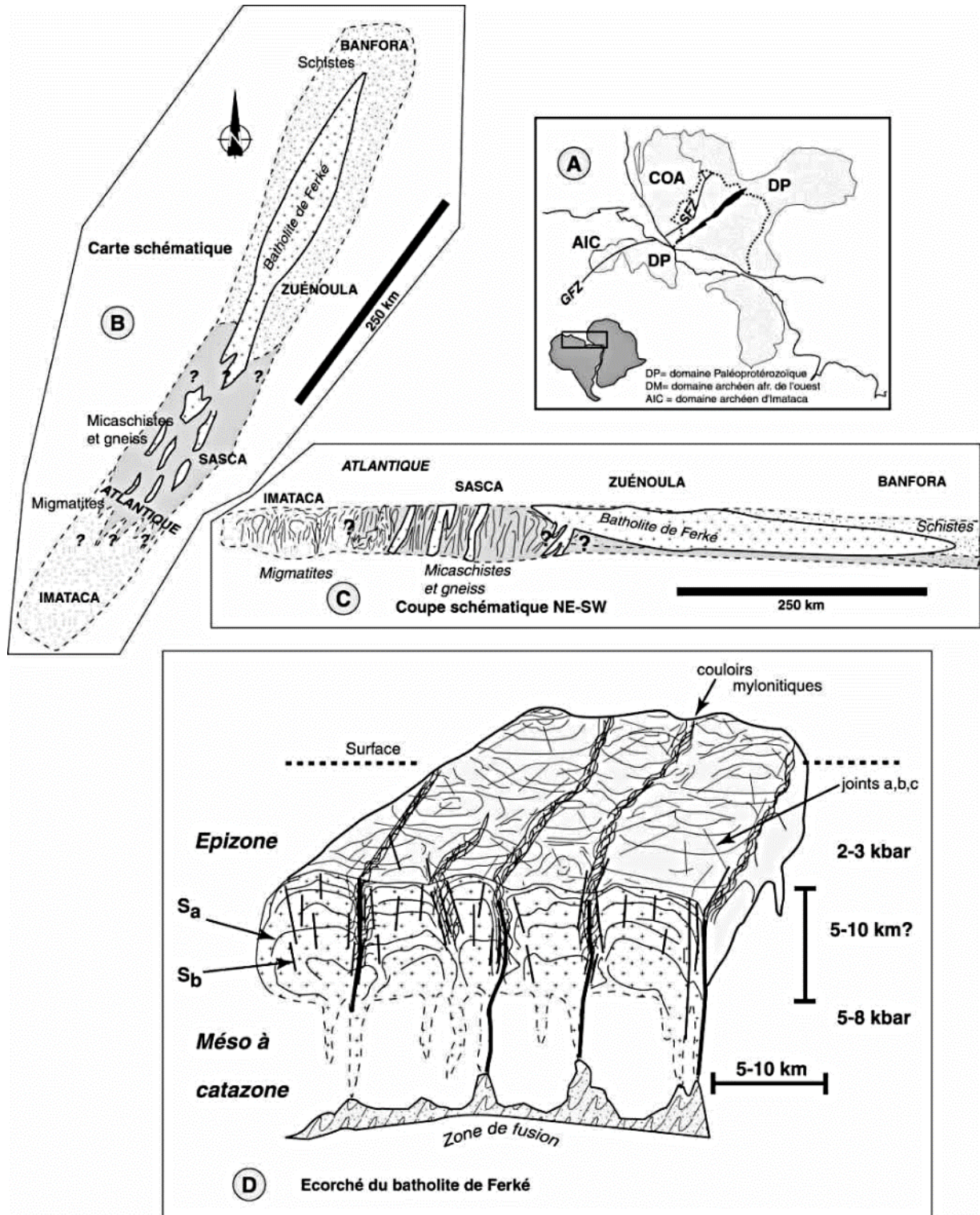


Figure 4-8. Interprétation de la formation du batholite de Ferkéssédougou (Ouattara, 1999). A. Localisation du batholite dans le domaine cratonique Ouest-Africain et Guyanais. B et C. Interprétation structurale. D. Implications sur l'épaisseur et la profondeur de la zone de fusion partielle.

4.2.2.3. Les granitoïdes alcalins

Le magmatisme alcalin est peu documenté à l'échelle du domaine Baoulé-Mossi (Fig 11), mais il est représenté par des massifs granitiques à syénitiques de faible étendue (surface de quelques km²) ou des réseaux filoniens (Arnould, 1960 ; Papon et Lemarchand, 1973 ; Gamsonré, 1975 ; Wenmenga, 1986 ; Lemoine et al., 1990 ; Morel et Alinat, 1993 ; Doumbia et al., 1998 ; Castaing et al., 2003 ; Traoré, 2011). Quelques massifs alcalins de Dolbel (Sud-Ouest Niger), Ninakri (Côte d'Ivoire) Wayen, Déou, Sataba et Zogoré (Burkina Faso) ont fait l'objet d'études structurales et/ou géochimiques plus détaillées.

Le batholite de Dolbel (Sud-Ouest Niger) est un assemblage de plutons de forme elliptique, disposés sur une direction NW-SE, et recoupant la fabrique des roches vertes qui les encaissent (Pons et al., 1995 ; Pupier et al., 2008). La lithologie dominante de ces plutons est un granite de type métalumineux à amphibole et clinopyroxène. Sa signature REE est caractérisée par un enrichissement en LREE relativement aux HREE ($(La/Yb)_N = 4,4 - 7,0$), un spectre des MREE concave, et une anomalie positive en Eu. Elle est pauvre en REE ($\Sigma REE = 13,6-42,2$ ppm) (Pupier et al., 2008). Les plutons de Dolbel ont été interprétés comme des intrusions syntectoniques, guidées par des zones d'ouvertures parallèles à la contrainte compressive principale régionale (Pons et al., 1995).

Dans la partie Sud-Ouest du batholite de Ferkéssédougou, le district de Ninakri, une syénite à quartz, clinopyroxène et amphibole sodique, et une syénite à néphéline sont intrusives dans les micaschistes à staurotide (Morel et Alinat, 1993 ; Doumbia et al., 1998). Elles ont des

similitudes avec les granitoïdes calco-alcalins (fractionnement élevé LREE/HREE, $(La/Yb)_N = 30-80$, anomalie négative en Nb-Ta comparativement au manteau primitif). Néanmoins, la syénite à quartz est plus riche en REE ($\Sigma REE = 350-630$ ppm) comparativement à la syénite à néphéline ($\Sigma REE = \sim 90$ ppm) (Doumbia et al., 1998). Les syénites ont un rapport Sc/Y plus faible qui suggère un fractionnement par du pyroxène résiduel au moment de la fusion partielle du protolithe de ces magmas (Doumbia et al., 1998). Elles sont interprétées comme des magmas évolués tardi-collisionnels, intrusifs à la fin de la période marquée par une augmentation de température ayant abouti à la formation des granites peralumineux. Ce contexte, associé avec l'affinité calco-alcaline, permet de réfuter l'hypothèse d'une origine anorogénique de ces syénites (Morel et Alinat, 1993 ; Doumbia et al., 1998).

Le complexe magmatique de Wayen (centre, Burkina Faso) est intrusif dans un CGG, au contact d'un granite à biotite et amphibole à l'est, et une lentille de metabasalte à l'ouest (Hottin et Ouedraogo, 1975 ; Traoré, 2011 ; Castaing et al., 2003). C'est un assemblage composé d'une syénite à pyroxène et amphibole calcique, d'une métalave porphyritique et d'un granite fin à grenu à amphibole calcique. La composition géochimique de ces unités est peralcaline à métalumineuse, avec un fractionnement LREE/HREE élevé ($(La/Yb)_N = 7-17$ dans la syénite, 8-10 dans les métalaves porphyritique, et 73,38 dans le granite à biotite et amphibole), et une concentration intermédiaire en REE ($\Sigma REE = 54-62$ ppm dans la syénite) (Traoré, 2011). Dans les diagrammes de Whalen et al., (1987), les différentes unités du complexe se trouvent dans le domaine des granites de type A. Néanmoins, le complexe de Wayen a été interprété comme témoignant d'un magmatisme tardi-orogénique, caractérisé par un volcanisme alcalin intrusif dans une structure de type « pull-apart », qui évolue en magmatisme durant la fermeture de la structure en distension (Traoré, 2011).

Le granite de Déou (Nord Burkina Faso), recoupe des séries birimiennes (orthoamphibolites, métavolcanites, métasédiments) ainsi que des TTG (Traoré, 2011). C'est

un granite alcalin de texture grenue et parfois à grain fin, à amphibole calcique et biotite, et de composition géochimique métalumineuse, proche du domaine peralcalin selon les critères de Shand (1943). Il est relativement riche en REE ($\Sigma\text{REE} = 217\text{--}367$ ppm), et possède un fractionnement LREE/HREE modéré ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3,34\text{--}5,03$), (Traoré, 2011). Sa composition géochimique se situe dans le domaine des granites de type A dans les diagrammes de Whalen et al., (1987) et dans le domaine des granites intraplaques. Du fait de la discordance des structures à l'intérieur du massif comparativement aux encaissants, ce granite a été interprété comme une intrusion post-orogénique.

En somme, le magmatisme alcalin dans le CAO se manifeste en contexte syn – à tardi-orogénique. Les âges Rb/Sr à 1819 ± 25 Ma dans le district de Ouagadougou (Wenmenga, 1986), et K/Ar à 1889 ± 27 Ma dans le district de Boulsa (Castaing et al., 2003) indiquent une tendance de mise en place tardive de ces plutons. Mais seul le granite de Déou se distingue des autres massifs alcalins par son contexte structural qui suggère un caractère post-orogénique. Globalement, le magmatisme calco-alcalin reste associé à la fin de l'épisode orogénique Eburnéen, mais ce magmatisme est en partie associé à un contexte syn-cinématique.

La littérature ne fait pas cas de contribution ou contamination par du matériel mantellique dans la géochimie des granitoïdes alcalins. Ces observations laissent supposer que ces magmas alcalins proviennent uniquement de la fusion partielle de matériel crustal (Collins et al., 1982 ; Černý, 1992). La stabilisation du craton à la fin de l'orogénèse Eburnéenne n'aurait donc pas été propice à l'installation d'un contexte favorable aux magmas anorogéniques, comme par exemple la formation de rifts.

Aucun de ces massifs décrits ne présente de minéralisation en métaux rares, excepté les massifs alcalins du district de Djibo où la présence de fluorine est notifiée (Castaing et al., 2003).

4.2.3. Fusion partielle et relation avec les granitoïdes

Certains massifs granitiques peralumineux sont structurellement ou localement associés à des migmatites. Au sud du batholite de Ferkéssédougou, des gneiss migmatitiques sont décrits en bordure du granites à deux micas, et abritent des injections de granites à deux micas (Doumbia et al., 1998 ; Ouattara, 1999). De même à Saraya, une foliation gneissique marquant les contours du batholite est brièvement décrite dans les travaux de Pons et al. (1992).

Ces associations lithologiques suggèrent un enracinement des massifs batholitiques peralumineux, avec des zones de fusion partielle de paragneiss (voir Figure 4-8.C et D) (Ouattara, 1999 ; Allou et al., 2005). Cette hypothèse est cohérente avec la nature peralumineuse des granites intrusifs dans les séries métasédimentaires, et l'affinité LCT des pegmatites qui en découlent. La proximité de ces massifs avec des zones de fusion partielle (voir exemple Figure 4-8) est cohérente avec une source anatectique des pegmatites associées à ces massifs.

La cas du pluton de Dioumbalou est particulier, du fait de sa forme en dôme elliptique, mais aussi de l'existence rapportée d'une auréole migmatitique/leucogranitique autour du massif (Pawlig et al., 2006 ; Gueye et al., 2008). La pétrographie des pegmatites à muscovite et grenat, distribuées autour du massif, est plus compatible avec le faciès leucogranitique comme source, plutôt que le faciès interne métalumineux (granodiorite). Le leucogranite est par ailleurs évoqué comme produit de fusion partielle in situ (Gueye et al., 2008) sans précision sur la nature du protolithe. Dans ce cas de figure, la genèse des pegmatites de Dioumbalou pourrait être liée à un cas de fusion partielle ou de ségrégation autour d'un dôme, dont la source est à rechercher entre les encaissants métamorphiques et le faciès granodioritique du pluton.

La présence de migmatites est fréquemment notifiée dans les CGG (Arnould, 1960 ; Vidal et Alric, 1994 ; Hirdes et al., 1996 ; Ndiaye et al., 1997 ; Gasquet et al., 2003 ; Gueye et al., 2008 ; Baratoux et al., 2011 ; Block et al., 2015 ; Tshibubudze et al., 2015), et traduit des

phénomènes de fusion partielle qui peuvent être antérieurs, synchrones ou encore tardifs par rapport à la mise en place des granitoïdes (Block et al., 2015, 2016b). Les CGG abritent des réseaux de pegmatites qui recoupent à la fois dans les lambeaux de roches vertes, les migmatites et les granitoïdes (Arnould, 1960 ; Hirdes et al., 1996 ; Castaing et al., 2003 ; Naba et al., 2004 ; Tshibubudze et al., 2015 ; Giovenazzo et al., 2018). Dans ces domaines où les limites des massifs gneissiques et granitiques ne sont pas nettement définies, la diversité des faciès lithologique rend difficile la cartographie et l'identification de relations structurales. Ces considérations ont souvent abouti au regroupement de ces unités sous l'appellation de « granites ou migmatites indifférenciées » (Ducellier, 1963 ; Hottin et Ouedraogo, 1975 ; Leube et al., 1990 ; Ledru et al., 1991 ; Gasquet et al., 2003). Le cas particulier des pegmatites intrusives dans des roches à texture migmatitique, comme celles de Mangodara (Arnould, 1960 ; Serre, 1964) suscite l'interrogation sur leur possible origine anatectique. La rareté de travaux réalisés sur les pegmatites de ces domaines de gneiss-granitoïdes dans le CAO ne permet pas de trancher sur le rôle de la fusion partielle dans leur genèse.

Conclusion partielle

Le magmatisme calco-alcalin est dominant dans le domaine Baoulé-Mossi, mais les magmas calco-alcalins ne sont pas assez enrichis ni assez fractionnés pour concentrer des métaux rares. La filiation de pegmatites à métaux rares associées à des granites métalumineux n'est pas formellement prouvée.

Les occurrences connues de pegmatites à métaux rares dans le domaine Baoulé-Mossi sont principalement des pegmatites de type LCT, associées des granites peralumineux intrusifs dans les séries métasédimentaires. Ces granites sont interprétés comme des produits de la fusion partielle des métasédiments, qui s'effectue en contexte syn-orogénique à tardi-orogénique. Les

migmatites associées aux granites peralumineux confirment l'origine de ces granites par la fusion partielle des métasédiments, et démontrent un lien direct ou indirect avec la formation des pegmatites LCT.

Le magmatisme alcalin pouvant aboutir à la formation de pegmatites peralcalines est peu représenté. Il se produit majoritairement en régime syn à tardi-tectonique, et provient de la fusion partielle de matériel crustal. Sa mise en place se produit par le biais de fentes de tension.

Dans les CGG, la présence de lambeaux de roches vertes, de migmatites et de granitoïdes rend ambiguë l'identification de la source des pegmatites. En effet, celle-ci peut être discutée entre la différenciation magmatique des granitoïdes, et la fusion partielle dans lambeaux métamorphiques. De même, l'identification de ces granitoïdes comme des unités métamorphiques (gneiss) plutôt que des magmas induit plutôt une origine anatectique des pegmatites. La compréhension des épisodes de fusion partielle et de ségrégation qui se produisent lors de l'orogénèse éburnéenne est donc cruciale pour la compréhension de la genèse des magmas pegmatitiques dans les CGG.

PARTIE III : Contexte pétrogénétique, géochimique et
chronologique des pegmatites à métaux rares de
Mangodara

Chapitre 5. Contexte pétrogénétique des pegmatites à métaux rares de Mangodara: relations entre les pegmatites et les gneiss-granitoïdes

La présentation du cadre géologique des pegmatites à métaux rares de Mangodara a fait l'objet d'une publication dans la revue *Precambrian Research*. Les principaux éléments de cette publication sont résumés en français dans cette section.

Introduction

Les pegmatites à métaux rares de Mangodara sont encaissées dans un complexe de gneiss-granitoïdes. Ce chapitre décrit le contexte géologique des unités lithologiques de ce secteur, et présente les relations entre les pegmatites et leurs roches encaissantes. La reconnaissance de la nature des protolithes et donc de l'origine des roches encaissantes (séries métamorphiques, gneiss et granitoïde) est un préalable pour la compréhension de la genèse des pegmatites associées à ces unités. L'approche utilisée combine plusieurs méthodes: la cartographie géologique (identification et description des lithologies, compilation de données structurales, l'interprétation de photo-images et de données géophysiques magnétiques, cartes supplémentaires en Annexe B, coordonnées de stations en), la description pétrographique macroscopique et microscopique des unités, la géochimie des roches totales (éléments majeurs et traces, données supplémentaires en Annexe C et diagrammes supplémentaires en Annexe D), et la géochimie de minéraux (microsonde électronique).

Géologie régionale

Le district de Mangodara, situé au sein d'un complexe de gneiss-granitoïdes, est structuré comme un dôme régional bordé par un gneiss granodioritique qui entoure en son cœur un gneiss-tonalitique-trondhjémitique. Le gneiss granodioritique a une texture dominante granolépidoblastique à biotite et amphibole et une structure foliée, avec localement des niveaux riches en amphiboles (monzogabbro), et des enclaves microgranulaires. Il contient des lambeaux d'amphibolites, micaschistes, paragneiss, et métatexite paragneissique pouvant s'étendre sur plusieurs kilomètres. Le gneiss tonalitique-trondhjémitique est caractérisé par une texture dominante magmatique (tonalite), mais présente des textures de ségrégations (réseaux de veines leucotonalitiques à hornblende-biotite imprégnant des faciès tonalitiques, ou des blocs de composition mésocrate). La microscopie optique de ces gneiss est dominée par des minéraux engrenés les uns dans les autres, certains automorphes, d'autres xénomorphes avec localement des cristaux de quartz formant un film intergranulaire, supportant la nature de ces gneiss comme des assemblages composites de phases résiduelles et magmatiques après fusion partielle.

Plusieurs unités magmatiques associées à ces formations granitiques: une trondhjémite à deux micas et une granodiorite à enclaves surmicacées dans la bordure sud du gneiss tonalitique; des granites-monzogranites à biotite et hornblende intrusifs dans la partie orientale du gneiss granodioritique.

La présence de leucosomes dans les paragneiss et amphibolites, et de métatexites paragneissiques suggèrent que le stade de fusion partielle est atteint au cours d'un métamorphisme régional. La modélisation thermodynamique à l'aide du logiciel Theriak Domino (De Capitani et Brown, 1987 ; De Capitani et Petrakakis, 2010) indique les assemblages sillimanite-grenat/staurotide dans les paragneiss sont typiques de conditions métamorphiques MP-HT subsolidus (4,5–7 kbar, $T < 680$ °C). Le baromètre géochimique

aluminium dans la hornblende (Hollister et al., 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 ; Thomas et Ernst, 1990 ; Schmidt, 1992 ; Mutch et al., 2016) indique des conditions de cristallisation des gneiss tonalitique-trondhjémitique et granodioritique entre 4,4 et 6,6 kbar.

Quatre catégories de pegmatites sont identifiées dans le secteur: le type titanite-allanite dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique, les pegmatites de type apatite-zircon dans le gneiss granodioritique, le type grenat-colombite dans toutes les unités présentes dans l'enveloppe du dôme de Mangodara, et le type grenat-REE dans la partie orientale du district.

Caractéristiques géochimiques

Les amphibolites possèdent une signature en éléments traces similaire à celle de volcanites mafiques calco-alkalines birimiennes, tandis que les paragneiss sont équivalents à des métasédiments immatures. Les gneiss et les granitoïdes peuvent être regroupés en deux séries Na-riche (abondance en plagioclase) et K-riche (abondance en K-feldspath). La série K-riche est interprétée comme le produit de la fusion partielle d'une source dominée par les métasédiments, comme suggéré par l'absence de fractionnement des LILE et HFSE entre le paragneiss et le gneiss granodioritique, interprété comme une diatexite granodioritique. La série Na-riche est interprétée comme le produit de la fusion partielle d'une source plutôt mafique, ou le produit d'une cristallisation fractionnée par accumulation de plagioclase, et par ségrégation de ferromagnésiens et porteurs de REE dans des niveaux inférieurs (pyroxènes, grenats, ...). Les granitoïdes sont issus de l'accumulation de liquides silicatés au sein des gneiss.

Relations entre les pegmatites et les séries Na-riche/K-riche

Les pegmatites de Mangodara sont globalement interprétées comme les produits de ségrégation des liquides résiduels ou de liquides anatectiques au sein des unités métamorphiques qui les encaissent.

Les pegmatites de type titanite-allanite forment des réseaux de veines concordantes et discordantes dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique. Elles sont interprétées comme des produits de ségrégation des liquides résiduels pendant la cristallisation du gneiss. Les pegmatites de type apatite-zircon, minéralogiquement proches du type précédent, sont considérées comme des équivalents du type titanite-allanite mis en place hors du gneiss tonalitique-trondhjémitique. Les pegmatites de type grenat-colombite sont en continuité texturale avec des leucosomes dans les paragneiss métatexitiques. Elles sont interprétées comme le produit de la fusion partielle d'unités métasédimentaires. Les pegmatites de type grenat-REE sont en continuité texturale avec des veines granitiques dans le gneiss granodioritique. Elles sont interprétées comme des produits de ségrégation de liquides résiduels au cours de la cristallisation du gneiss granodioritique.

Contribution

Sur cette thématique, j'ai réalisé les travaux préliminaires de bibliographies, la cartographie, l'échantillonnage et la préparation des échantillons, avec l'appui logistique et documentaire du BUMIGEB. J'ai été accompagné sur le terrain par Urbain Wenmenga, et par Marieke Van Lichtervelde. J'ai également effectué les descriptions pétrographiques, avec notamment l'appui de Pr Wenmenga pour la description des lames minces. J'ai affiné la cartographie de la zone d'étude en compilant les données, disponibles, et en effectuant des interprétations supplémentaires de données géophysiques et satellitaires. J'ai réalisé les

manipulations de micro-analyse à la microsonde électronique (avec la supervision de Philippe De Parseval, Sophie Gouy, Olivier Rouer), et à l'ablation laser pour les datations (avec la supervision de Marc Poujol) à cathodoluminescence à cathode chaude (Stefano Salvi). L'inversion des données isotopiques de datation a été effectuée par Marc Poujol. J'ai été assisté pour l'imagerie MEB (Thierry Aigouy, Anne-Sylvie André-Mayer, Célestine Berthier), la cathodoluminescence (Andreï Lecomte). J'ai réalisé les modélisations thermodynamiques, ainsi que les modélisations géochimiques par balance de masse. Les grandes lignes du modèle pétrogénétiques ont été discutés avec Olivier Vanderhaeghe, puis Marieke Van Lichtervelde.



Petrogenetic links between rare metal-bearing pegmatites and TTG gneisses in the West African Craton: The Mangodara district of SW Burkina Faso

Wilédio Marc-Emile Bonzi^{a,b,*}, Olivier Vanderhaeghe^b, Marieke Van Lichtervelde^b, Urbain Wenmenga^a, Anne-Sylvie André-Mayer^c, Stefano Salvi^b, Marc Poujol^d

^a Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, 03 BP 7021 Ouagadougou, Burkina Faso

^b Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, CNRS-IRD, Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 14 Avenue Edouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^c Laboratoire GeoRessources, Université de Lorraine - CNRS, F-54000 Nancy, France

^d Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Rare metal-bearing pegmatite
TTG gneiss
Eburnean orogeny
West Africa Craton
Partial melting
Melt segregation

ABSTRACT

We describe the geological context of rare metal-bearing pegmatites from the Mangodara district (South-West Burkina Faso, Paleoproterozoic West African Craton) and discuss their petrogenesis and links with the host rocks. The Mangodara district exposes a gneiss-granitoid complex structured in a regional-scale dome, mantled by granodioritic gneiss enclosing rafts of amphibolite, micaschist and paragneiss, and cored by tonalitic to trondhjemitic gneisses. These gneisses enclose granitoid plutons, and four populations of rare metal-bearing pegmatites: titanite-allanite-, apatite-zircon-, garnet-columbite (Li, Nb) and garnet-REE (Ti, Y, HREE)-bearing varieties.

Rafts of migmatitic amphibolite, micaschist and paragneiss are chemically equivalent to nearby Birimian greenstone belts. An origin of the gneiss-granitoid complex by partial melting is suggested by diffuse contacts of rafts with the gneisses as well as the presence of garnet-bearing or hornblende-bearing leucosome in paragneiss and in amphibolites, respectively. Textural continuity between pegmatites and granitic veins concordant to the foliation of the gneisses point to syntectonic segregation of the pegmatite-forming magmas.

The compositions of gneisses and plutonic rocks spread between a Na-rich pole and a K-rich pole. Granodioritic gneiss, hornblende-biotite granodiorite and potassic biotite granitoids define a K-rich series attributed to relatively low-pressure high-degree partial melting of dominantly paragneiss, which accounts for low to absent LILE and HFSE fractionation compared to the paragneiss. Tonalitic-trondhjemitic gneiss, a biotite trondhjemitite and a peraluminous two-mica trondhjemitite belong to a Na-rich series characterized by low K content and strong depletion in REE and HFSE, which might reflect plagioclase clustering after partial melting at a relatively high pressure of amphibolite, and fractionation of HFSE-REE-bearing minerals. Thermodynamic and mass balance modeling further corroborate these propositions implying that partial melting of paragneiss and amphibolite at about 5 to 10 kbars for a temperature of 780 to 850 °C followed by melt/solid segregation and fractional crystallization are susceptible to generate the Na- and K-rich series.

U-Pb dating of zircon from a titanite-allanite-bearing pegmatite at 2094.3 ± 8.8 Ma and of apatite from tonalitic-trondhjemitic gneiss, apatite-zircon-bearing pegmatite and granodioritic gneiss at 2094 ± 21 Ma, 2055 ± 20 Ma, and 2041 ± 33 Ma respectively, confirm that partial melting, melt segregation and crystallization-cooling occurred during the Eburnean orogeny.

Based on these data, we propose that (i) titanite-allanite- and apatite-zircon-bearing pegmatites result from syntectonic segregation of residual melt during crystallization of the tonalitic-trondhjemitic gneiss, (ii) garnet-columbite-bearing pegmatites originate from syntectonic melt segregation from the migmatitic paragneiss, and (iii) garnet-REE-bearing pegmatites derive from segregation of a residual melt within the granodioritic gneiss.

* Corresponding author at: Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, 03 BP 7021 Ouagadougou, Burkina Faso.
E-mail address: wiledio.bonzi@gmail.com (W.M.-E. Bonzi).

1. Introduction

This paper presents the geological context of the rare metal-bearing pegmatites exposed in the Mangodara district (South west Burkina Faso, West African Craton, Fig. 1), in the Baoulé-Mossi domain of the Eburnean orogenic belt (Baratoux et al., 2011 and references therein). Its goal is to discuss the petrogenesis of these pegmatites and their potential links with their host rocks. The formation of rare metal pegmatites requires a high degree of differentiation, which has classically been related either to segregation of a silicate melt issued from low-degrees of partial melting of an enriched source (Müller et al., 2017; Roda-Robles et al., 2007; Shaw et al., 2016) or from extreme fractional crystallization of a fertile magma (Cerný, 1991a; Cerný, 1991b; Cerný and Ercit, 2005; London, 2008; Martin and De Vito, 2005). In the Paleoproterozoic portion of the West African Craton (Fig. 1) known for its huge gold reserves (Masarel et al., 2021), rare metal-bearing pegmatites mineralized in spodumene and columbite-tantalite ($Ta > Nb$) are reported at Akim-Oda, Egyaa and Winneba in Ghana (Adams, 2013; Anum et al., 2015; Chalokwu et al., 1997; Nude et al., 2011), at Issia in Ivory Coast (Allou, 2005) and Saraya in eastern Senegal (Goujou et al., 2010; Ndiaye et al., 1997). These pegmatites form dykes intruding peraluminous granitic plutons and metasedimentary units, and are interpreted to originate from the differentiation of these sedimentary-derived granitic bodies.

The Mangodara district (Fig. 2) potentially represents a deeper section of the Birimian crust, with pegmatites hosted in a gneiss-granitoid complex that includes large rafts of migmatitic amphibolites and paragneiss, all structured into a regional-scale dome. In such context,

deciphering the relationships of the pegmatites with their gneissic host rocks is essential in order to assess their petrogenesis. Early investigators considered these gneiss-granitoid complexes to represent the Archean basement of Paleoproterozoic Birimian greenstones, essentially based on their positioning at the lowest exposed structural level (Arnould, 1961; Ducellier, 1963; Hottin and Ouedraogo, 1975; Tagini, 1971). However, U-Pb geochronology on zircon from granitoid and gneisses from these complexes did not yield any Archean age, but ranges from 2300 to 2050 Ma (Anum et al., 2015; Castaing et al., 2003; De Kock et al., 2011; Doumbia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Grenholm et al., 2019a; Hirdes et al., 1996; Ilboudo et al., 2021; Parra-Avila et al., 2017; Petersson et al., 2016; Sakyi et al., 2014; Soumaila et al., 2008; Tapsoba et al., 2013; Tshibubudze et al., 2015; Tshibubudze et al., 2013; Wane et al., 2018). These ages span the entire Birimian cycle, from the Eo-eburnean or Pre-Eburnean phase (2260–2150 Ma) to the Eburnean orogeny (2150–2050 Ma), which is constrained by U-Pb in zircon from Birimian metavolcanic and plutonic rocks intrusive in greenstone belts across the Baoulé-Mossi domain (Grenholm et al., 2019a; Lambert-Smith et al., 2016; Parra-Avila et al., 2017 and references therein). The absence of Archean ages, together with the presence of Early Proterozoic ages up to 2300 Ma, served to invoke a pre-Birimian crustal growth event, referred to as Burkinian or Dabakalian, forming the Birimian volcanic and sedimentary basement, or at least the basement of its upper series (Lemoine, 1988; Lemoine et al., 1990; Vidal et al., 1996).

In this context, gneisses and granitoids exposed in the Eburnean orogenic belt have been interpreted as syntectonic to late tectonic plutons, mainly based on their pervasive ductile fabric consistent with

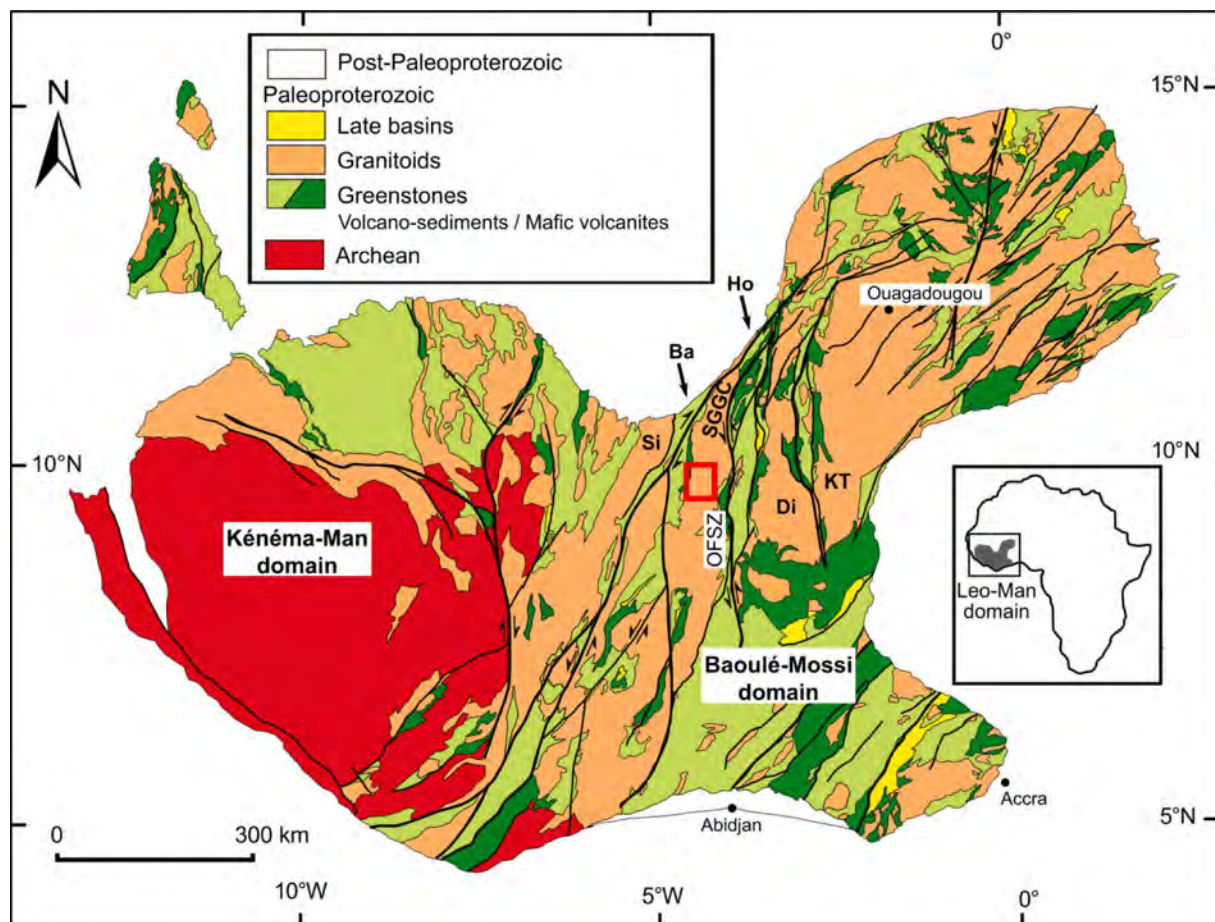


Fig. 1. Geological map of the West African Craton, modified after Milési et al. (2004), and Block et al. (2015). Abbreviations: Ba = Banfora greenstone belt, Si = Sidéradougou gneiss-granitoid complex, Ho = Houndé greenstone belt, Di = Diebougou gneiss-granitoid complex, KT = Koudougou-Tumu gneiss-granitoid complex, OFSZ = Ouango-Fitini shear zone. The red rectangle indicates the studied zone. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

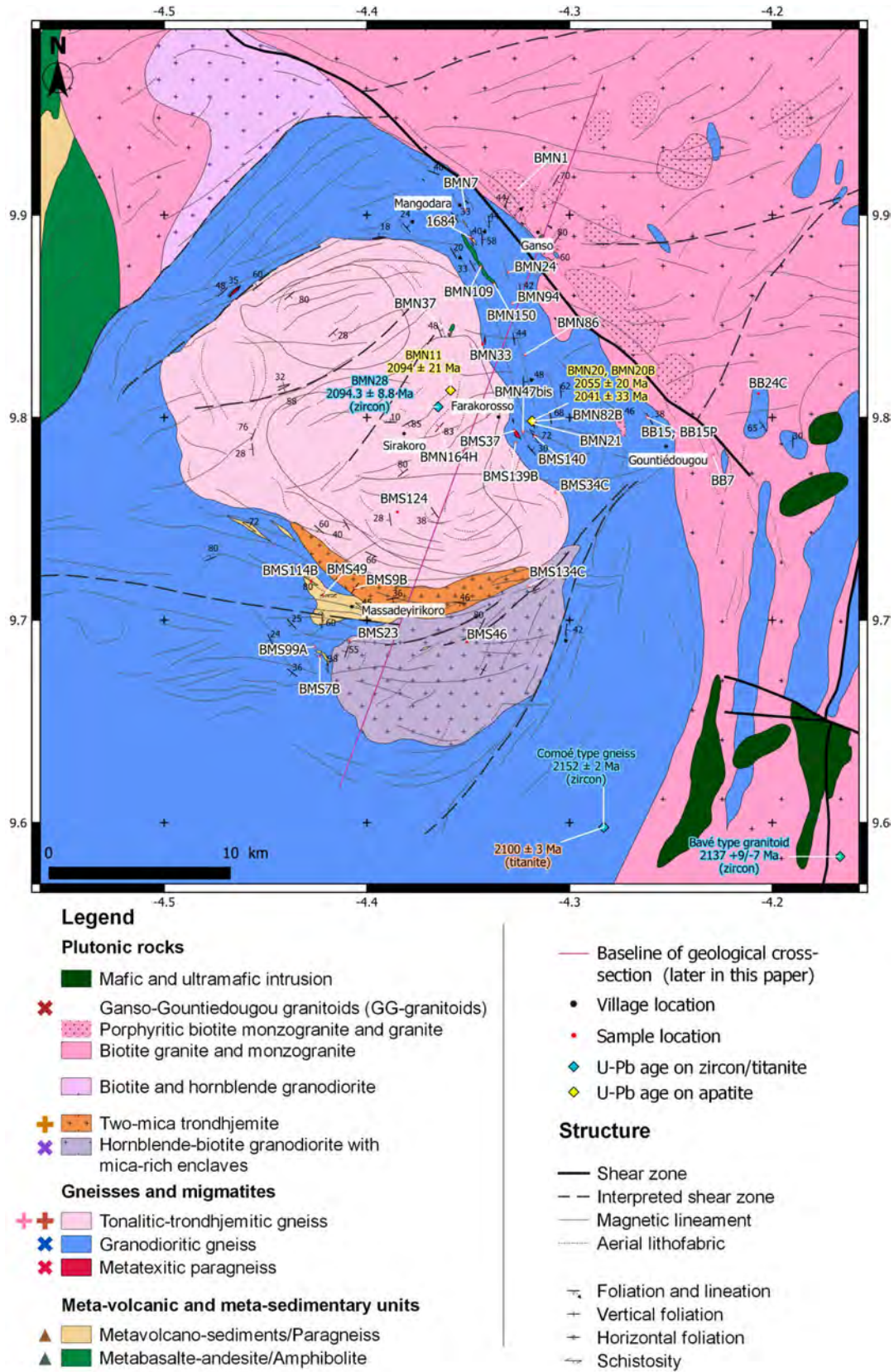


Fig. 2. Lithostructural map of the Mangodara district; the south-east part of the map is reinterpreted from data of Hirdes et al. (1996). Lithofabrics are delineated from interpretation of fabrics measured on the field, aerial photographs (Google Earth) and remote sensing imagery (LANDSAT-8, Sentinel-2). Magnetic lineaments are extracted from aeromagnetic data (SYSMIN), and served for interpretation of shear zones, using the method proposed by (Chardon et al., 2020). Emplacement of named samples in this paper are indicated in the map. Markers used in chemical element diagrams are presented in the legend next to their related lithology. Supplementary U-Pb ages in the south-east part of the map are extracted from Hirdes et al. (1996).

structures observed in the surrounding greenstones (Gasquet et al., 2003; Hirdes et al., 1996; Vidal et al., 2009). Moreover, gneiss-granitoids and Birimian greenstones share a similar Paleoproterozoic juvenile isotopic signature, which was attributed to a common mantle source for these magmas emplaced at different structural levels (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Doumbia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Pawlig et al., 2006; Sakyi et al., 2020; Tapsoba et al., 2013). However, these structural features and the similarity in isotopic signatures are equally consistent with an origin of gneiss and granitoids by partial melting of the Birimian series (Doumbia et al., 1998).

In order to contribute to this debate, in this paper, we present new field observations, petrological-microstructural and geochemical data from gneisses, plutonic rocks and swarms of rare metal-bearing pegmatites of the Mangodara district. Based on these data, which highlight the significance of metamorphic and magmatic units that compose the Mangodara district, we propose a petrogenetic model relating the rare metal-bearing pegmatites to the gneiss-granitoids.

2. Methodology

Field work was conducted throughout the Mangodara district to document the mineralogy, texture, and structure of each lithological facies and their mutual structural relationships. Regional directions of lithofabrics were inferred from field measurement, from distribution and morphology of outcrops in aerial photography (Google Earth), and from lineaments and other structures detected from LANDSAT-8 and Sentinel-2 imagery. Shear zones were remotely identified by interpretation of magnetic lineaments in aeromagnetic data (acquired during the SYSMIN project System for Mineral production, 1998–1999, see Metelka et al., 2011), using the methodology proposed by Chardon et al. (2020).

Pegmatites and surrounding rocks of the Mangodara district were sampled for thin section preparation and for whole-rock analysis. The latter were performed by the Service d'Analyses des Roches et des Minéraux (SARM, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, France) using inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) with a Thermo Fischer iCap6500 for major elements and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) with a Thermo iCapQ for trace elements, and in Central Analytical facilities of University of Stellenbosch (South Africa) using XRF spectrometry with a PANalytical Axios Wavelength Dispersive spectrometer for major elements and using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) with a Agilent 7700 for trace elements. Concentrations in major elements of minerals were measured using a Cameca SXFive at Center Raimond Castaing (Toulouse, France). Standards were albite (Na), wollastonite (Si, Ca), Al₂O₃ (Al), sanidine (K), MnTiO₃ (Mn, Ti), Fe₂O₃ (Fe), topaz (F), MgO (Mg), tugtupite (Cl), Cr₂O₃. Detection limits for major element oxides were under 0.2 wt%. The structural formula of hornblende was calculated based on 23 oxygen atoms. Fe²⁺ and Fe³⁺ were estimated by charge balance, and the formula was normalized with the minimum ferric amount allowing complete site occupancy, using the method of Schumacher (1997).

Pressure–temperature pseudosections were calculated for one paragneiss and one amphibolite samples using Theriak/Domino v 11/03/2020 (de Capitani and Brown, 1987; de Capitani and Petrakakis, 2010), with the internally consistent thermodynamic dataset of Holland and Powell (1998), in its version 5.5 updated in November 2003. Bulk composition of the paragneiss and the amphibolite are estimated respectively from the whole rock composition of the samples BMS114B and BMN109. Calculations are done in the chemical system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-O (NCKFMASHTO) for the paragneiss, and Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-O (NCFMASHTO) for the amphibolite. Manganese content was ignored from calculation because of its low concentration in the two samples (<0.1 mol%), but this should not significantly affect the equilibrium phase transitions. Hydrogen content is adjusted to reach a minimum of H₂O

saturation at solidus at 7 kbar. A small supplementary content of O is added to stoichiometric O content, to permit stability of Fe³⁺-bearing phase. The used activity-composition models are biotite, garnet, ilmenite-hematite, spinel and silicate melt (White et al., 2007), cordierite, staurolite and chlorite (Holland and Powell, 1998), white mica (muscovite, Fe-celadonite), (Coggon and Holland, 2002), clinopyroxene (Green et al., 2007), orthopyroxene (White et al., 2002), amphibole (Diener et al., 2007) and feldspars (Baldwin et al., 2005; Holland and Powell, 2003). Andalusite, kyanite, sillimanite, quartz and H₂O are treated as pure phases.

Zircon and apatite were dated by *in situ* laser ablation on polished thin section. Prior selection of targets and imaging of minerals were carried out by back-scattered electron imaging with a scanning electron microscope (SEM) Jeol JSM 6360LV (GET, Toulouse, France) and by cathodoluminescence imaging with the TESCAN Vega 3 (GeoRessources, Nancy, France). Laser ablation was operated using a quadrupole Agilent 7700 coupled with an ESI NWR193UC excimer laser (Géosciences Rennes, France). U-Pb ages are calculated from isotopic data with the software Isoplot/Ex v3.76 (Ludwig, 2003). Technical details of the analysis are supplied in appendix.

3. Geological context of the Mangodara district within the West African Craton

The southern West African Craton (WAC) consists of the Kenema-Man Archean nucleus surrounded along its northern and eastern borders by the Baoulé-Mossi domain composed of Paleoproterozoic terranes of the Birimian series tectonically accreted during the multicyclic Eburnean orogeny (Baratoux et al., 2011; Block et al., 2016b; Block et al., 2016a; Feybesse et al., 2006; Kouamelan, 1996; Perrouy et al., 2012; Tshibubudze and Hein, 2013; Vidal and Alric, 1994). The Baoulé-Mossi domain corresponds to a succession of greenstone belts of the Birimian series juxtaposed along strike-slip shear zones to gneiss-granitoids coring large dome structures (Baratoux et al., 2011; Fabre et al., 1990; Metelka et al., 2011; Milési, 1989; Vidal et al., 2009). It is a lateral equivalent to the Transamazonian belt in the South America (Caen-Vachette, 1988; Chardon et al., 2020; Delor et al., 2003; Grenholm, 2019; Grenholm et al., 2019a; Ledru et al., 1991; Tassinari and Macambira, 1999; Vanderhaeghe et al., 1998).

The Mangodara district (SW Burkina Faso) is situated in the Sideradougou gneiss-granitoid complex (SGGC) of the Baoulé-Mossi domain, between the Banfora greenstone belt to the west, and the Houndé greenstone belt to the east delimited by the sinistral Ouango-Fitini shear zone (OFSZ) (Fig. 1). The Birimian in south-west Burkina Faso is composed of series of metamorphosed and deformed subvertical interlayered tholeiitic to calc-alkaline basalts, andesites and rhyolites, alternating with volcanic-sedimentary rocks and silicic sedimentary rocks. In this region, U-Pb dating on zircon from rocks of the Birimian series indicates an early volcanic activity from 2220 Ma to 2160 Ma (Baratoux et al., 2011; Giovenazzo et al., 2018; Hirdes et al., 1996; Hirdes and Davis, 1998; Lüdtke et al., 1998) and later emplacement/deposition of volcanic-sedimentary series from 2165 to 2080 Ma (Castaing et al., 2003; Grenholm et al., 2019b; Hirdes et al., 1996; Lüdtke et al., 1998).

Aside from volcanic rocks of the Birimian series, plutonic rocks, with compositions ranging from intermediate to felsic, are intrusive in the greenstone belts of Banfora, Houndé and Boromo. They also constitute the gneiss-granitoids of the Sideradougou, Diebougou, and Koudougou-Tumu complexes (Fig. 1). Ages of these plutons can be separated in four periods, with two peaks designated as Magmatic Event 1 (ME1) and 2 (ME2), coeval with major deformation phases (Baratoux et al., 2011; Grenholm et al., 2019a; Hirdes et al., 1996; Parra-Avila et al., 2017). Pre-ME1 magmatism is represented in SGGC by a poorly constrained U-Pb zircon age of 2243 ± 30 Ma in a hornblende and biotite gneiss in the north of the SGGC (Giovenazzo et al., 2018) and of 2312 ± 17 Ma on an inherited core from the Dabakala tonalite, south of the SGGC (Gasquet

et al., 2003). The first magmatic peak (ME1) is represented by layered tonalite, trondhjemite and granodiorite dated between 2160 and 2130 Ma. South of the studied area, ME1 plutons in Ivory Coast, correspond to “Comoé type” granodioritic biotite gneiss dated by U-Pb on zircon at 2152 ± 3 Ma, and to the “Bavé type” granitoid intrusion dated at $2137 \pm 9/-7$ Ma (U-Pb dating with Thermal Ionization Mass Spectrometry by zircon dissolution, Hirdes et al., 1996). The second magmatic peak (ME2) is characterized by granodiorite and amphibole-biotite granite forming plutons emplaced between 2120 Ma and 2100 Ma. The ME2 period is also characterized by emplacement of volcanic rocks (basalt, andesite, dacite, rhyolite, epiclastite) defined as the Bandamian cycle only described to the west of the OFSZ (Fig. 1) and dated between 2120 and 2080 Ma (Gasquet et al., 2003; Grenholm et al., 2019b; Hirdes et al., 1996; Mériaud et al., 2020). The post-ME2 magmatic period is represented by undeformed plutons of potassic and biotite granites that crystallized between 2110 Ma and 2070 Ma (Baratoux et al., 2011; Metelka et al., 2011; Parra-Avila et al., 2017; Parra-Avila et al., 2019).

Magmatic rocks of the ME1 and ME2 periods are characterized by a ductile fabric in continuity with the one of the Birimian series and the gneiss-granitoids, which have been variously interpreted. Some authors emphasize the impact of far-field forces derived from plate tectonics and either invoke the succession of D1 and D2 deformation phases reflecting early tangential tectonics followed by strike-slip dominated transpression (Baratoux et al., 2011; Metelka et al., 2011) or a progressive lateral flow of a weak lithosphere (Chardon et al., 2020). Others highlight the role of buoyancy forces and propose that the shallow-to moderately dipping foliation of the gneiss-granitoids records diapiric ascent of the TTG gneiss-granitoids in the Birimian series (Lompo, 2009; Lompo, 2010; Vidal et al., 2009).

The Birimian series is affected by sub-greenschist to amphibolite facies metamorphic grade (Doumbia et al., 1998; Feybesse et al., 2006; Liégeois et al., 1991; Vidal and Alric, 1994). Metamorphic isograds depict a greenschist to amphibolite facies metamorphic gradient that defines a contact aureole around granitoids plutons (Debat et al., 2003; Fontaine et al., 2017; Gueye et al., 2008; Pons et al., 1995) and delineates regional-scale domes cored by gneiss-granitoids (Block et al., 2015; Block et al., 2016b; Vidal et al., 2009).

4. Results

4.1. Geology of the Mangodara district

4.1.1. Regional structure

The Mangodara district is characterized by a dome structure mantled by granodioritic gneiss that contains a variety of rafts and enclaves of amphibolite, micaschist and paragneiss ranging in size from the kilometer to the centimeter, and cored by tonalitic-trondhjemitic gneiss (Fig. 2). The contact between the granodioritic and tonalitic-trondhjemitic gneiss is marked by a crescent-shaped layer of two-mica trondhjemite along the southern boundary of the dome and by discontinuous lenses of biotite trondhjemite along its north-eastern margin (station BMN33, Fig. 2). To the east and south of the dome, the granodioritic gneiss is intruded by monzogranitic to granitic plutons that we designate as Ganso-Gountiedougou granitoids (GG-granitoids), and by hornblende-biotite granodiorite, respectively. Amphibolite, micaschist and paragneiss rafts, as well as gneisses and granitoids contain pegmatites that are concordant to discordant relative to the structure of their hosts.

The preferred orientation of the rafts is parallel to the main foliation of the granodioritic gneiss and of the hornblende-biotite granodiorite. This foliation is marked by the preferred orientation of biotite, hornblende and mica-rich enclaves, but also by alternations of layers with different proportions of biotite, hornblende, quartz and feldspar. At the scale of the Mangodara district, foliation trajectories are roughly concentric and delineate the dome structure. In the granodioritic gneiss, foliation planes display moderate to steep dips (between 20° and 60°)

away from the core of the dome. Stretching and mineral lineation in the granodioritic gneiss have been identified only in the north-east of the district and are dominantly down dip. The foliation of the tonalitic-trondhjemitic core is typically concordant to the contact with the granodioritic gneiss but this contact is slightly discordant relative to the fabric of the mantling units. Within the tonalitic-trondhjemitic core, foliations planes also define two second order domes.

Magnetic lineaments (Chardon et al., 2020; Metelka et al., 2011) suggest the presence of shear zones flanking the northern and southern margins of the tonalitic-trondhjemitic core of the Mangodara dome. The asymmetric shape of the tonalitic-trondhjemitic core of the dome is consistent with an apparent anticlockwise rotation associated with a dextral sense of shear. These shear zones might connect to the Ouango Fitini Shear Zone (OFSZ, Chardon et al., 2020), which is interpreted as a D2 structure (Baratoux et al., 2011; Hirdes et al., 1996; Metelka et al., 2011). The northern shear zone has not been identified in the field but the southern one is marked, near Massadeyirikoro, by a subvertical NE-SW trending foliation in the paragneiss and in the hornblende-biotite granodiorite. A NW-SE-trending shear zone, designated as the Gountiedougou shear zone, cross-cuts the Mangodara district along the contact between the granodioritic gneiss and the GG-granitoids. This shear zone is marked by steep mylonitic zones with thickness between 1 and 30 cm affecting the granodioritic gneiss and the eastern-most pegmatites. These subvertical shear zones are connected with dispersed thin subhorizontal ones and are associated with retrogression of biotite and hornblende in chlorite and epidote. Doleritic and microgranitic dykes with sharp contacts cross-cut the different lithological units, and are attributed to post-Eburnean events.

4.1.2. Mantling units

Granodioritic gneiss, which dominates the mantling units of the Mangodara dome, is characterized by a composition and texture that is heterogeneous at the meter and centimeter scales but can be considered homogeneous at the kilometer scale (Fig. 3). The average facies of the granodioritic gneiss consists of a groundmass of intermingled subhedral biotite, hornblende, plagioclase and rare K-feldspar with convoluted intergranular patches of anhedral quartz (Fig. 4). Locally, quartz and/or feldspar films are coating phenocrysts (Fig. 4b). A layering is locally marked by alternating centimeter-thick granitic veins with plagioclase phenocrysts (Fig. 3b) and hornblende-biotite-rich layers with microgranular texture (Fig. 3c) as well as by the preferred orientation of biotite and hornblende. Plagioclase and hornblende phenocrysts are surrounded by subhedral biotite and hornblende (Fig. 4a and b). Euhedral titanite and allanite are common, the latter being partially retrogressed to epidote, and subhedral apatite. Epidote occurs as subhedral to anhedral magmatic crystals cored by allanite, and as inclusion in plagioclase and amphibole, or as secondary minerals within the groundmass surrounding micas and hornblende. Zircon is present as micro-inclusions in biotite, surrounded by black aureoles typical of radiation damage. Apatite forms subhedral to euhedral crystals (size $< 200 \mu\text{m}$) within plagioclase, quartz, and biotite. Opaque minerals (size $< 500 \mu\text{m}$) are associated with biotite and hornblende aggregates. Rare ovoid microgranular mesocratic enclaves composed of hornblende, biotite, plagioclase and quartz, reaching ten centimeters in thickness, are elongated in foliation planes of the granodioritic gneiss. East of the dome, near Gountiedougou, the granodioritic gneiss grades into granite collected in dilatant sites accommodated by heterogeneous deformation (Fig. 3d). In this area, the contact with the granodioritic gneiss is marked by leucocratic veins concordant to the foliation, which are locally folded (Fig. 3e).

Amphibolite and micaschist rafts are characterized at the outcrop scale by a composite foliation attributed to transposition of a primary magmatic-sedimentary layering into a schistosity (S_n) associated with rootless isoclinal folds, boudins and shear bands (Fig. 5a and b). Amphibolites consist of hornblendite and hornblende gabbro. Hornblendite is fine-grained with poikilitic hornblende and plagioclase that contain

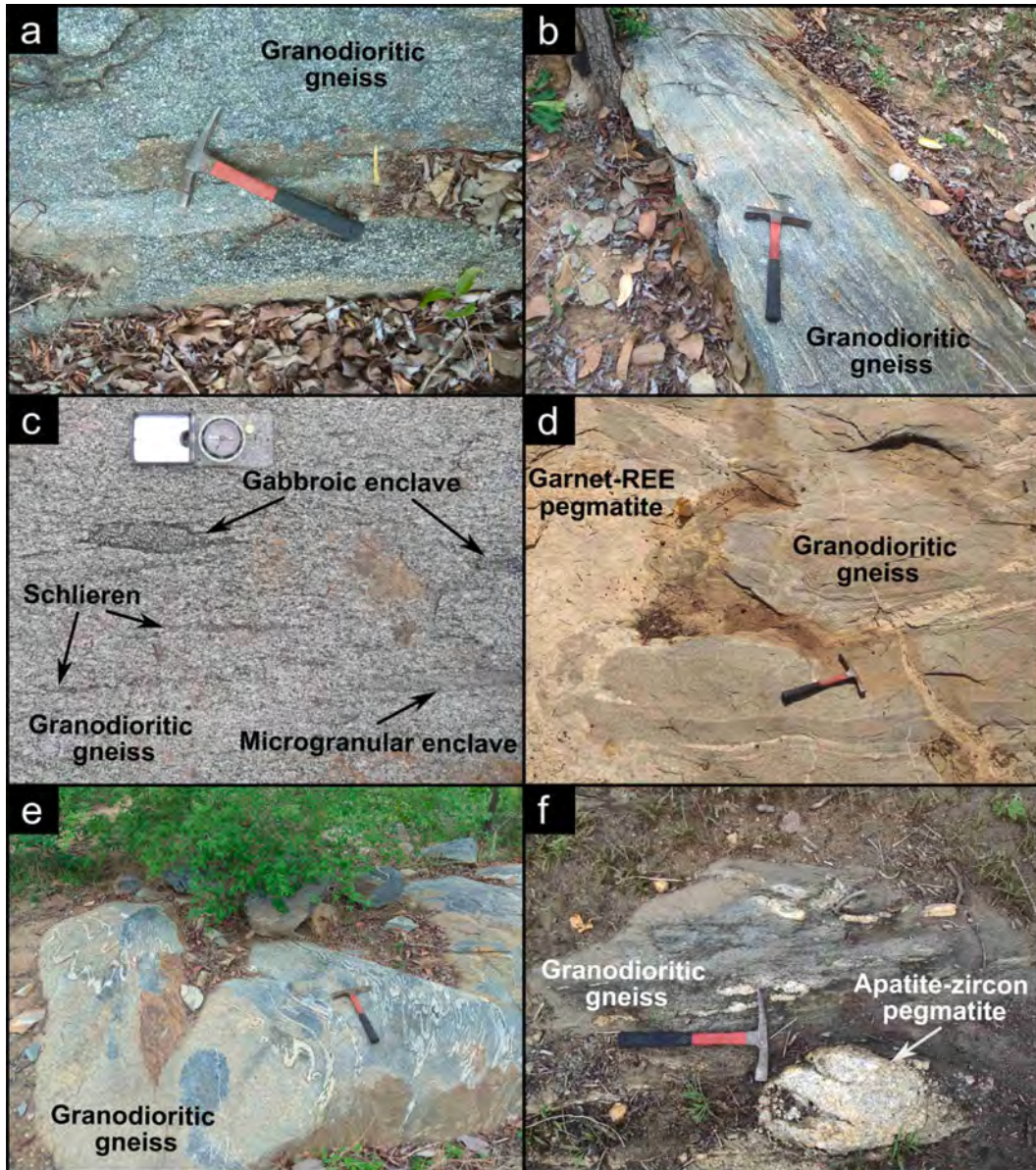


Fig. 3. Field photographs of granodioritic gneiss and associated migmatites. (a) Banded layer in a granodioritic gneiss. (b) Granodioritic gneiss showing augen texture. (c) Gabbroic and microgranular enclaves in a granodioritic gneiss. (d) Layered granodioritic gneiss containing leucosomes connected to garnet-REE pegmatite dyke (station BB24, See also Fig. 12). (e) Ptygmatic veins in a granodioritic gneiss (east of Gountiedougou). (f) Enclave of granodioritic gneiss in the tonalitic-trondhjemitic gneiss. Leucosomes and titanite-allanite pegmatite are visible (station BMN37).

lobate quartz. Yellowish sub-circular epidote locally occurs as an alteration product of hornblende. Hornblende hosts networks of 1 to 10 cm thick veins dominantly composed of plagioclase with some hornblende. These veins can be either concordant or discordant to the foliation and are locally isoclinally folded. Their margins are characterized by accumulation of hornblende crystals (Fig. 5c), which suggests segregation of a melt from the plagioclase-hornblende matrix. Elongated enclaves of amphibolite, dispersed in the granodioritic gneiss, grade into layers with a gabbroic to monzogabbroic composition made of plagioclase and hornblende, locally megacrystic (euhedral, up to centimeter sized, in a medium-grained matrix). Micaschists include mafic schists hosting porphyroblastic hornblende (Fig. 5b, d), biotite schist, muscovite-biotite schist, and sericite-schist. Micaschists are intruded by centimeter-thick concordant granitic dykelets and contain quartz veins.

Paragneiss rafts are common south of the Mangodara dome and the largest one is pinched between the two-mica trondhjemite and the hornblende-biotite granodiorite. They are characterized by alternations

of 20 to 30 cm thick quartz-feldspar-rich and mica-rich layers interpreted as former beds of greywacke and pelite (Fig. 6a and b) transposed in a composite foliation. The metamorphic mineral assemblage of coarser mica-rich layers includes sillimanite as well as staurolite and garnet porphyroblasts, which are symptomatic of amphibolite facies metamorphism (Fig. 6a, c and d). In addition to the inherited transposed sedimentary bedding, the presence of quartz-feldspar veins including some biotite with a coarse-grained texture devoid of any solid-state fabric and with diffuse contacts are interpreted as leucosome veins indicative of segregation of partial melts (Fig. 6b). A first schistosity, designated as S_n , is delineated by the preferred orientation of sillimanite and biotite (Fig. 6a, c and d). It is affected by crenulation folds associated with an axial planar schistosity S_{n+1} marked by euhedral biotite associated with sillimanite and white mica. In zones of weak transposition, staurolite and garnet porphyroblasts are wrapped into the S_n schistosity but contain inclusions that point to synkinematic crystallization. In particular, inclusions in staurolite delineate an internal schistosity in

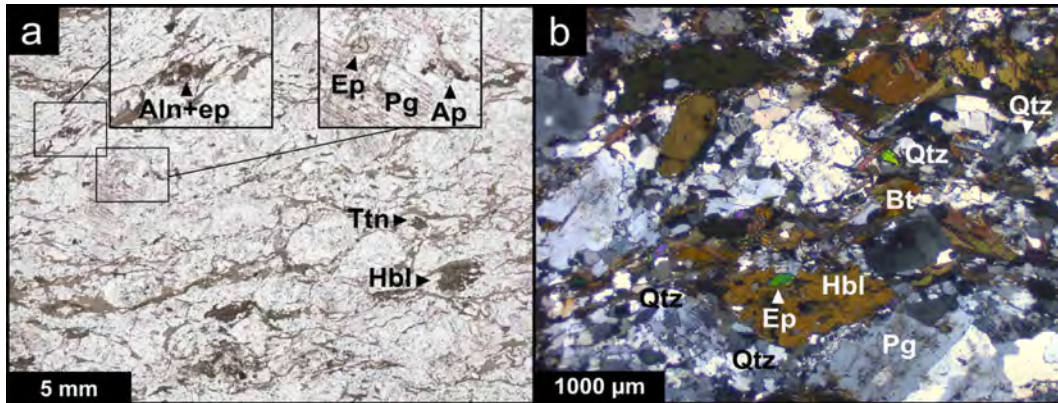


Fig. 4. (a) Granolepidoblastic texture in the granodioritic gneiss (station BMN24). The foliation is marked by alignment of biotite laths. Eye-shaped plagioclase and hornblende are surrounded by biotite and mark the granoblastic texture. (b) Mafic hornblende-biotite-epidote assemblage, stretched in an S-C fabric. Recrystallized quartz is located in the margin of the ferromagnesian minerals, and distributed with preferential orientation along the C direction. Clastic plagioclase and recrystallized quartz suggest solid-state deformation, under high temperature. Abbreviations: Ap = apatite, Aln = allanite, Bt = biotite, Ep = epidote, Hbl = hornblende, Pg = plagioclase, Ttn = titanite.

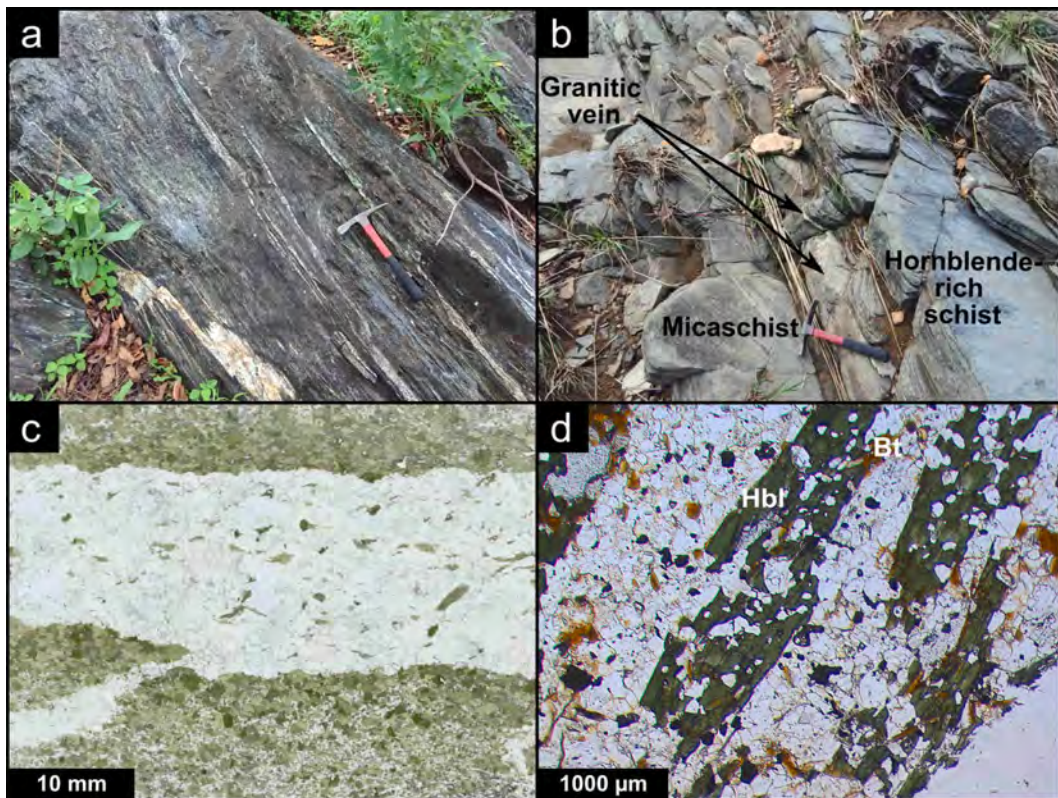


Fig. 5. Field photographs and optical photomicrographs of amphibolite and schist. (a) Amphibolite (station BMN109). (b) Schists intercalated with hornblende-rich layers, intruded by a thin granitic sill (station 1688). (c) Optical photomicrograph of a hornblende-bearing leucocratic vein in amphibolite, with gradual accumulation of hornblende crystals in the margin. (d) Photomicrograph of a hornblende schist (station 1989, near 1984). The mineralogical assemblage consists of rods of hornblende porphyroblasts in a groundmass of quartz, plagioclase and biotite. Abbreviations: Bt = biotite, Hbl = hornblende.

continuity with the S_n schistosity of the matrix. This internal schistosity is crenulated with an axial planar S_{n+1} , which is not in continuity with the S_{n+1} schistosity of the matrix. This is consistent with an anticlockwise rotation of staurolite porphyroblasts after the development of S_{n+1} (Fig. 6d). Staurolite-sillimanite-garnet paragneiss grades into migmatitic paragneiss with leucosome veins preferentially developed in metapelitic layers. Migmatitic paragneiss with more than about 20% of leucosome displays a continuous network of concordant and discordant veins. Migmatitic paragneiss grades into the granodioritic gneiss by alternations of mesocratic layers hosting garnet-columbite pegmatites, next to

mica-rich and leucosome-bearing layers (Fig. 7a to d). Alternations of leucosome veins with mesosome layers define a synmigmatitic foliation, which is parallel to the S_n schistosity delineated by a sillimanite-biotite-chlorite-staurolite-garnet assemblage (Fig. 7e). Garnet occurs as inclusion-rich porphyroblasts but also as crystals devoid of inclusions within or along the boundaries of leucosome veins, suggesting garnet growth during incongruent melting (Fig. 7e and f). Concordant leucosome veins are locally in textural continuity with pegmatite dykes with diffuse contacts marked by biotite selvages.

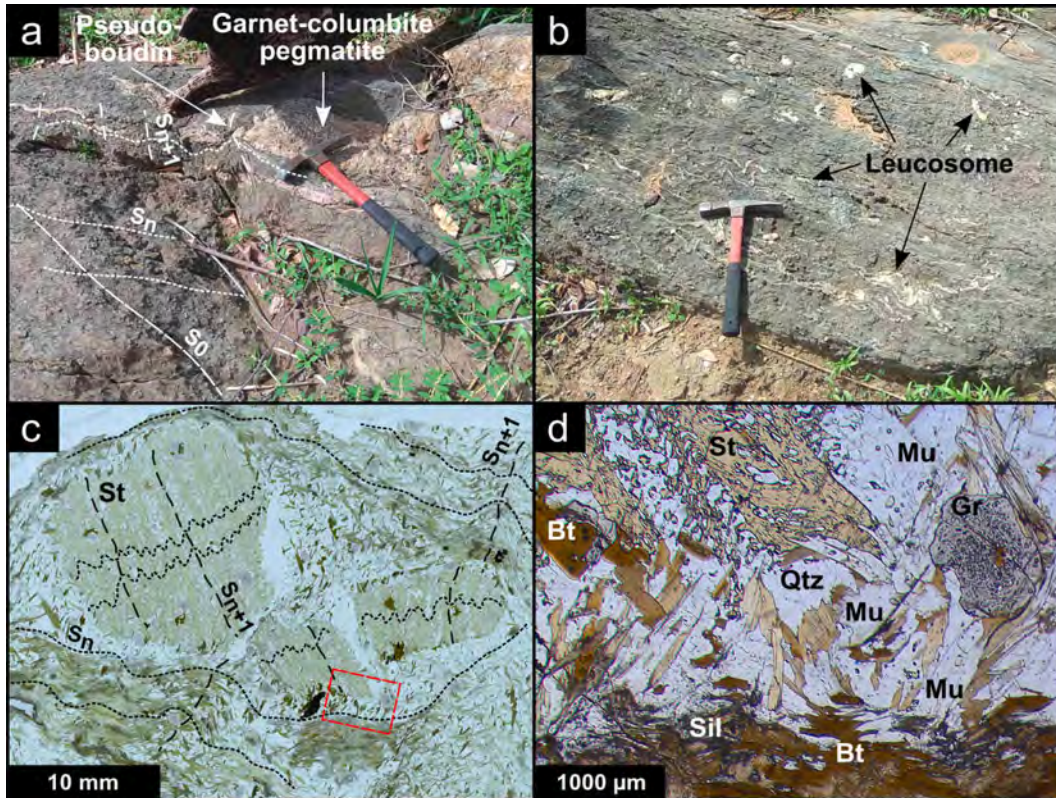


Fig. 6. Field photographs of paragneiss. (a) Garnet and staurolite bearing paragneiss showing schistosity and crenulation, hosting a pseudo-boudin of a garnet-columbite pegmatite dyke, parallel to S_n schistosity and pinched in the S_{n+1} crenulation plane. (b) Paragneiss showing thin crenulated leucosomes and small pockets filled with quartz and feldspars. (c) and (d) Photomicrographs of a paragneiss (station BMS49). The axial crenulation S_{n+1} is printed in the internal texture of staurolite porphyroblasts. The garnet porphyroblast shown exhibits synkinematic helicitic texture in the core and homogeneous rims. Fibrous sillimanite is associated with biotite sheets. Abbreviations: Bt = biotite, Gr = garnet, Mu = muscovite, Qtz = quartz, Sil = sillimanite, St = staurolite.

4.1.3. Core units

The tonalitic-trondhjemitic gneiss, dominating the core of the Mangodara dome, is significantly more leucocratic than the granodioritic gneiss. It is characterized by a hypidiomorphic texture with abundant oligoclase (up to 60%), quartz, rare microcline, biotite, and up to centimetric euhedral magnetite (Figs. 8a and 9). Green hornblende is rare, and appears as anhedral crystals associated with biotite. Accessory minerals are allanite-epidote, titanite, and apatite. Quartz forms intergranular patches that are locally affected by undulatory extinction and recrystallization into equant neoblasts. A foliation is depicted by the preferred orientation of euhedral biotite and hornblende, locally forming thin layers.

The foliated tonalitic gneiss typically displays a network of texturally continuous hornblende tonalite veins and pegmatite veins, which are concordant to discordant to the foliation and localized in zones of heterogeneous deformation such as shear zones (Fig. 8b, c and d). This tonalitic gneiss locally forms rafts in a leucotonalite with a homogeneous composition and magmatic texture (Fig. 8c). Hornblende tonalite veins contain mafic clots with hexagonal, diamond- or square-shaped sections, composed of a poikilitic assemblage of hornblende and biotite enclosing lobate quartz, which are interpreted as pseudomorphs after hornblende (Fig. 8e).

The tonalitic-trondhjemitic gneiss also contains a few layers of granodioritic gneiss, of epidotized migmatitic amphibolite with folded concordant leucosome layers (up to 5 cm wide) alternating with biotite-rich layers and pegmatite veins (Fig. 3f).

4.1.4. Plutonic rocks

Plutonic rocks of the Mangodara dome are usually in diffuse contact with the host gneisses and mostly concordant to the regional structure,

but they locally show sharper intrusive contacts. They are characterized by a magmatic fabric with a preferred orientation of euhedral minerals, only locally slightly overprinted by solid-state deformation.

GG-granitoids exposed in the eastern part of the Mangodara dome, in gradual contact with the granodioritic gneiss, have a composition varying between monzogranite and biotite granite with megacrystic K-feldspar, quartz, plagioclase, biotite and hornblende (Fig. 10a, b and c). Their magmatic fabric is also delineated by disseminated biotite aggregates. GG-granitoids contain decimeter to meter-scale angular enclaves of gabbro, diorite, granodiorite and monzogranite with sharp boundaries. In contrast, some enclaves of gabbro are clustered and aligned in diffuse and mingled contact with the host granitoid (Fig. 10b). Rafts of granodioritic gneiss are abundant in the GG-granitoids east of Gountiedougou. In this part of the district, the youngest magmatic rock is a biotite porphyritic granite, intrusive in other GG-granitoid, mostly composed of megacrystic orthoclase, quartz, plagioclase, biotite and hornblende (Fig. 10c). Commonly, GG-granitoids contain titanite forming euhedral lozenges of up to 1 cm in size, and epidote anhedral or granular crystals, locally showing a concentric zonation. Other accessory minerals are zoned allanite, zircon, and opaques.

The biotite trondhjemitic lens along the north-eastern margin of the core of the Mangodara dome is composed of plagioclase, biotite, rare quartz and magnetite. The preferred orientation of biotite delineates a foliation and a network of anastomosed ductile shear zones. The biotite trondhjemitic hosts thin quartz-feldspar veins concordant to the foliation.

The hornblende-biotite granodiorite, forming a pluton within the granodioritic gneiss to the south of the Mangodara dome close to the contact with the tonalitic-trondhjemitic core, is typified by abundance of mica-rich enclaves (Fig. 10d). It is composed of plagioclase, quartz,

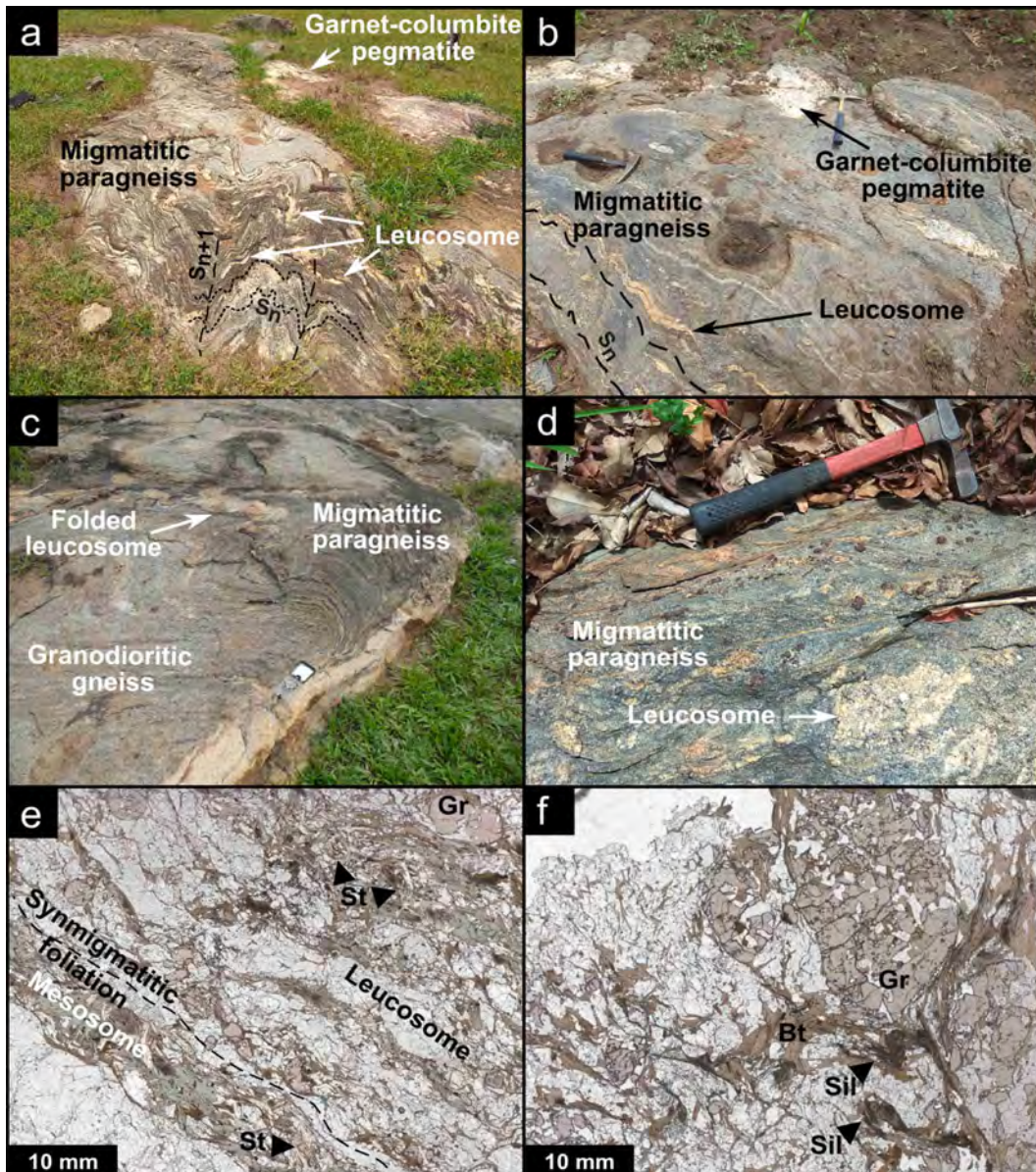


Fig. 7. Field photographs of metatextitic paragneiss and granodioritic gneiss boarding the tonalitic-trondhjemitic gneiss. (a) Stromatic migmatitic paragneiss (near station BMS37). (b) Transition between a migmatitic paragneiss (melanocratic layers and leucosomes) and granodioritic gneiss, foliated granodiorite gneiss bearing garnet-columbite pegmatites pods (near BMS37). (c) Migmatitic paragneiss with melanocratic layers (richer in biotite, hosting leucosomes), grading to granodioritic gneiss, are deformed by a melt rich (quartz + feldspar) shear zone (station BMS140; compass for scale). (d) Garnet porphyroblasts in a migmatitic paragneiss, associated with patchy leucosomes (near BMS7B). (e) Synmigmatitic foliation in a migmatitic paragneiss. Quartz-feldspar-rich layers are leucosomes. Near-homogeneous garnet included or in contact in the leucosomes is interpreted as the peritectic product of a partial melting reaction. Staurolite crystals in mesosomes are wrapped by micas and quartz. (f) Migmatitic paragneiss, composed of quartz, feldspar, inclusion-rich porphyroblastic garnet surrounded by biotitic foliation, biotite and sillimanite. Abbreviations: Bt = biotite, Gr = garnet, Sil = sillimanite, St = staurolite.

hornblende, biotite, magnetite, and accessory apatite and allanite-epidote. Locally, plagioclase is megacrystic and concentrically zoned, reaching 3 cm in size. The centimeter to decimeter-scale mica-rich enclaves (<5% of the rock volume) are ovoid to elongated and composed of aggregates of biotite and rare hornblende. Some enclaves of hornblende-biotite granodiorite found in garnet-columbite pegmatite contain a network of texturally continuous concordant and discordant granitic veins that are folded with the foliation.

The two-mica trondhjemitic that delineates the contact between the mantling and core units of the Mangodara dome, is composed of quartz, plagioclase, minor K-feldspar, biotite and muscovite (Fig. 11). Rare subhedral to anhedral K-feldspar crystals are encompassed in a matrix dominated by quartz featuring evidence of high-T recrystallization

(subgrains with irregular interpenetrating boundaries, Fig. 11b). Accessory minerals are euhedral apatite, allanite with epidote corona, and subhedral to anhedral epidote associated with biotite, and magnetite. The texture of the two-mica trondhjemitic is globally fine-grained and hypidiomorphic but a magmatic fabric is locally delineated by the preferred orientation of decimeter-scale enclaves of tonalitic-trondhjemitic gneiss (Fig. 10e) and the preferred orientation of biotite-rich layers. The two-mica trondhjemitic contains also rare feldspar-tourmaline pegmatites that form decimeter-scale pockets or meter-wide veins with diffuse contacts.

4.1.5. Pegmatites

The gneisses and granitoids of the Mangodara district comprise

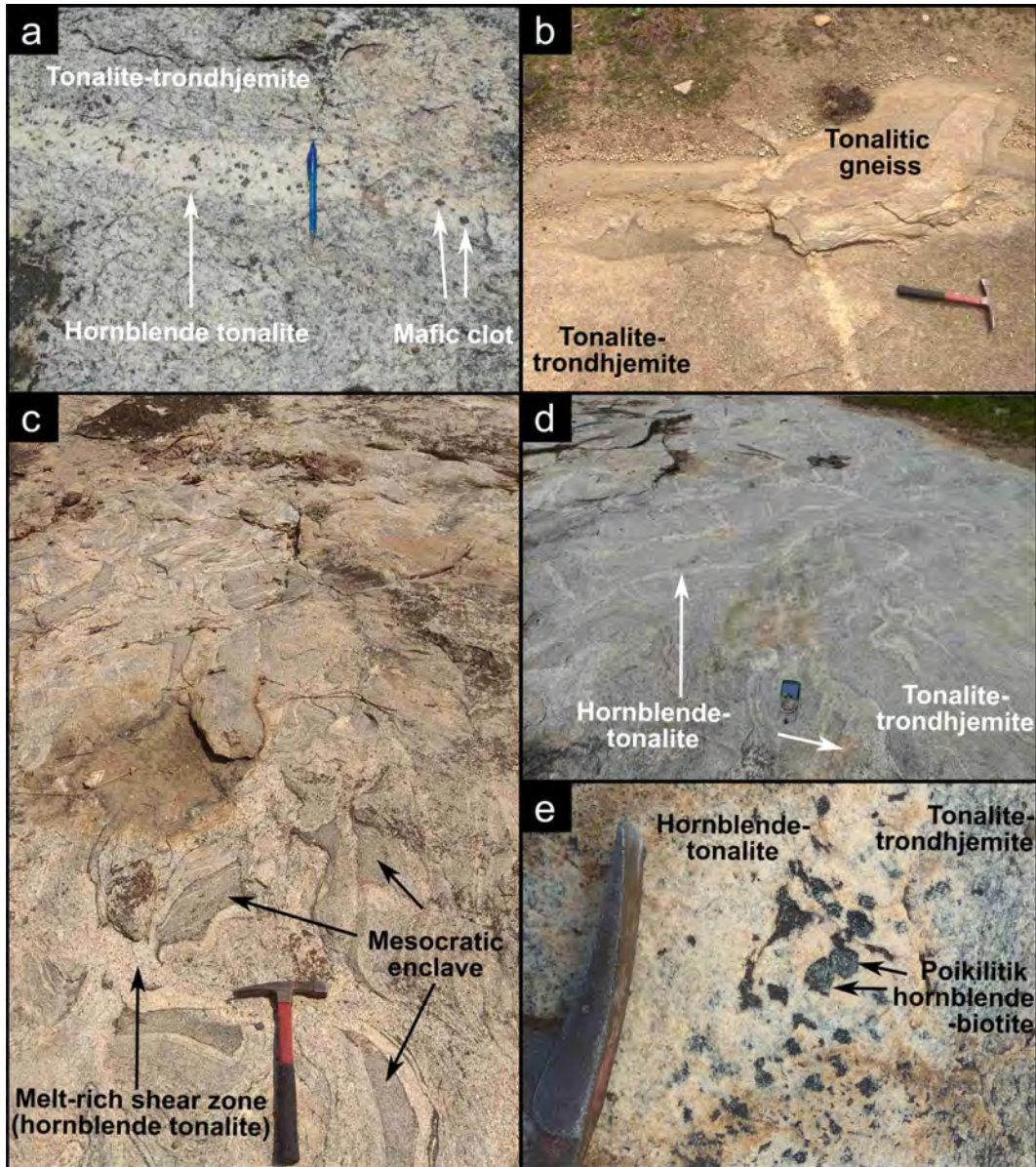


Fig. 8. Field photographs of the tonalitic-trondhjemitic gneiss. (a) Biotite and magnetite leucotonalitic facies, crossed by a leucocratic vein containing mafic clots (hornblende, biotite and magnetite) (station BMN11). (b) Mesocratic enclave, hosting deformed leucocratic veins in textural continuity with the tonalitic mesostase. (c) Schollen-like texture in gneissic facies of the tonalitic-trondhjemitic gneiss. Mesocratic rafts are traversed by a hornblende tonalite vein (station BMS124). (d) Hornblende tonalite veins parallel to foliation are affected by folding. Transverse veins circulate next to the axial planes of folds (station BMN11; compass in foreground for scale). (e) Mafic clots of poikilitic assemblage of biotite and hornblende, exposed as pseudomorphs of minerals with hexagonal basal section (hornblende); head of rock hammer for scale.

swarms of pegmatite dykes that are subdivided into (i) titanite-allanite-bearing pegmatite, (ii) apatite-zircon-bearing pegmatites, (iii) garnet-columbite-bearing pegmatites, and (iv) garnet-REE-bearing pegmatites.

Titanite-allanite pegmatites form a network of patches and veins both concordant and discordant to the fabric of the tonalitic-trondhjemitic gneiss (Fig. 12a). Concordant titanite-allanite pegmatitic veins are coarse-grained and display diffuse and progressive contacts. They are in textural continuity with discordant dykes that are regularly distributed in dilatant sites such as shear zones. Titanite-allanite pegmatites are mainly composed of oligoclase, quartz, rare K-feldspar, biotite and magnetite, an assemblage identical to that of the host gneiss. The modal content of biotite is < 5%, and this mica occurs as isolated flakes or clusters. Accessory minerals include apatite, titanite, ilmenite, allanite, epidote, and zircon.

Apatite-zircon pegmatites are less common, with only four dykes

identified so far. They are hosted in the granodioritic gneiss where they form veins that are never thicker than 1 m, discordant to the foliation of the granodioritic gneiss but having a diffuse contact with it. Some of these veins are folded in the granodioritic gneiss. Mineralogically, the apatite-zircon pegmatites are similar to the titanite-allanite variety, but they lack titanite and contain higher amounts of apatite (up to 5 wt% in some dykes) and zircon (widespread as inclusions in biotite).

Garnet-columbite pegmatites (Li, Nb enriched) are found in amphibolite, paragneiss, granodioritic gneiss, hornblende-biotite granodiorite, and two-mica trondhjemitic. They form a swarm of veins and dykes with a width that can reach 300 m, and are mostly discordant to the fabric of their hosts. They display an aplitic to graphic texture with local megacrystic alkali feldspars, plagioclase, biotite, muscovite, spessartine-almandine garnet, cleavelandite, magnetite, and accessory apatite, tourmaline intergrown with quartz, monazite, xenotime, zircon

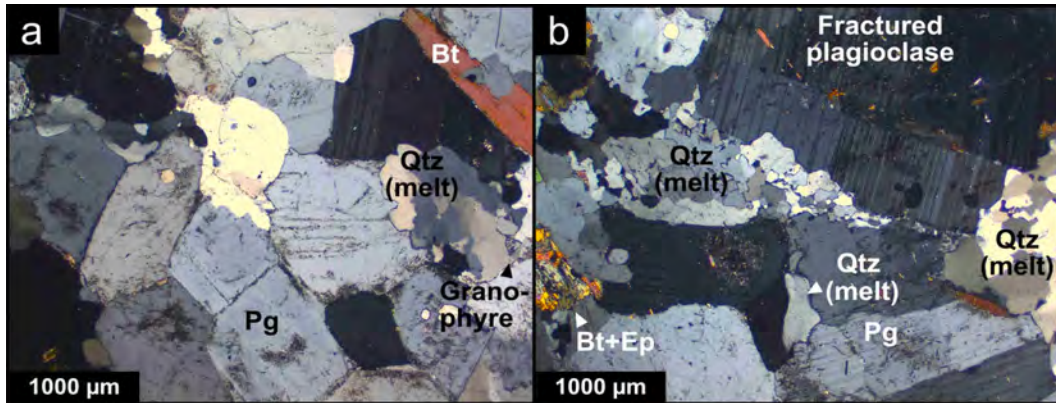


Fig. 9. Polarized photomicrographs of the tonalitic-trondhjemitic gneiss. a) The image is dominated by subhedral oligoclase showing diffuse contacts, suggestive of slow cooling, and connected by triple joints. Anhedral oligoclase shows well-developed polysynthetic twins. Recrystallized quartz corrodes plagioclase grain borders, which might correspond to liquid product from plagioclase consumption. (b) Batches of recrystallized quartz corrode the plagioclase grain in the center of the picture, whereas melt is trapped between plagioclase grains in the lower part. Abbreviations: Bt = biotite, Ep = epidote, Pg = plagioclase, Qtz = quartz.

and columbite-tantalite. Some pegmatite veins are in textural continuity with concordant leucosome veins of migmatitic paragneiss but others are transposed, folded or boudinaged with cusped shapes into the foliation of the paragneiss and granodioritic gneiss (Fig. 6a, Fig. 12c, d and e). Some of these deformed pegmatites are zoned, with a margin marked by polycrystalline feldspar crystals with a stockscheider texture and a core dominated by centimetric quartz crystals (Fig. 12d). Garnet-columbite pegmatite dykes contain blocky meter-scale enclaves of paragneiss, micaschist, and hornblende-biotite granodiorite. South of Massadeyirikoro, garnet-columbite pegmatite dykes cross-cut apatite-zircon pegmatite dykes (Fig. 12b). At the grain scale, the boundary between the two pegmatite types is rather irregular and follows the shape of the bordering crystals (Fig. 13), suggesting that a part of the apatite-zircon pegmatite (quartz-plagioclase-biotite assemblage) has been replaced by a subsequent pulse of magma, which crystallized into a quartz-feldspar-muscovite-garnet assemblage.

Garnet-REE pegmatites (enriched in Ti, Y and heavy rare earth elements, the latter abbreviated as HREE) are restricted to the eastern side of the Mangodara district (more than thirty dykes over a surface of about 10 km²). They are hosted in granodioritic gneiss (Fig. 12f and g) and GG-granitoids. They are metric to plurimetric in size with an average strike of N160 and a dip that ranges from horizontal to subvertical. They are characterized by the predominance of biotite over muscovite, presence of Ti-oxide (ilmenite-pyrophyllite), epidote, rare tourmaline, REE-rich metamict accessory minerals (similar in composition to euxenite or aeschynite) and absence of phosphate minerals. Some dykes of garnet-REE pegmatites, which contain epidote, rare micas and rare garnet, are exposed in textural continuity with granitic veins concordant to the foliation of the granodioritic gneiss (Fig. 3e, Fig. 12f).

4.2. Metamorphism

Metamorphic rocks of the Mangodara district display a variety of mineral paragenesis indicative of pervasive greenschist facies metamorphism in the northeast of the district, as illustrated by rafts of sericite-muscovite-biotite schist, to amphibolite facies metamorphism marked by hornblende and paragneiss in the central part of the district (Fig. 14). Northeast of the dome, amphibolite and micaschist contain porphyroblastic hornblende, indicating pervasive amphibolite facies was reached with $T > 450\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Liou et al., 1974; Maruyama et al., 1983; Moody et al., 1983). Furthermore, the presence of tonalitic leucosome veins in these rocks suggests partial melting of amphibolites, which requires a temperature of about 750 °C under fluid-absent condition (Rapp et al., 1991; Rushmer, 1991; Wolf and Wyllie, 1994; Wyllie and Wolf, 1993) or 650 °C in hydrated conditions (Green et al., 2016;

Palin et al., 2016). Paragneiss rafts in the central and southern parts of the studied area are characterized by a quartz-feldspar-biotite-sillimanite-garnet \pm staurolite \pm muscovite \pm chlorite mineral assemblage (Fig. 6c and d) that is also symptomatic of widespread amphibolite facies metamorphism. The structural-textural position of these minerals indicates a first mineral paragenesis marked by an association of fibrolitic sillimanite with biotite (S_n fabric). Garnet and staurolite, which form porphyroblasts superimposed on the sillimanite-biotite schistosity, are attributed to a second mineral paragenesis (transition to S_{n+1}). In migmatitic paragneiss, garnet-bearing leucosome veins are concordant to a foliation delineated by the preferred orientation of interlayered sillimanite-biotite-chlorite enclosing garnet and staurolite porphyroblasts, suggesting that melt segregation occurred in the presence of these minerals.

The calculated pseudosection of a garnet-staurolite bearing paragneiss (Fig. 15a) is consistent with phase equilibria models of metapelites. Staurolite is stable for $T < 670\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Pattison and Spear, 2018; Tinkham et al., 2001), about 10 to 50 °C below the solidus. Under a pressure of 7 kbar, staurolite can be expected to be stable with anatectic melt through the disequilibrium reaction garnet = staurolite. That proposition is consistent with synkinematic crystallization of the two minerals, as observed in thin section (Fig. 6c and d). Supersolidus staurolite is consistent with a temperature of about 675–700 °C (García-Casco et al., 2003). Garnet porphyroblasts suggest a pressure above 4.5 kbar in paragneiss, and above 5 kbar in leucosomes (Patiño Douce, 1999; Spear et al., 1999). Subsolidus stability of sillimanite requires a $T > 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Bohlen et al., 1983; Holdaway and Mukhopadhyay, 1993; Pattison, 1992; Whitney, 2002), and a $P < 7$ kbar. The absence of stable cordierite in paragneiss points to a $P > 5$ kbar. These observations constrain the metamorphic assemblage of the paragneiss to near-solidus conditions: 650–680 °C, 6–7 kbar. It is noticeable that for a temperature exceeding the biotite-breakdown reaction ($>790\text{ }^{\circ}\text{C}$), the modelled mineral composition of the partially molten paragneiss is close to the one of the granodioritic gneiss (Fig. 15c).

The calculated pseudosection of the amphibolite (Fig. 15b) is in agreement with sub-solidus composition dominated by hornblende and plagioclase, except that clinopyroxene, which should be present in minor content, is unseen in the rock sample. The modelled solidus occurs at a higher temperature than in paragneiss (700–750 °C). Partial melting of the amphibolite promotes the breakdown of hornblende and the crystallization of orthopyroxene, whereas plagioclase fraction remains constant.

Magmatic epidote is present in granodioritic gneiss, tonalitic-trondhjemitic gneiss, hornblende-biotite granodiorite and in GG-granitoids. Experiments of epidote saturation in felsic to intermediate

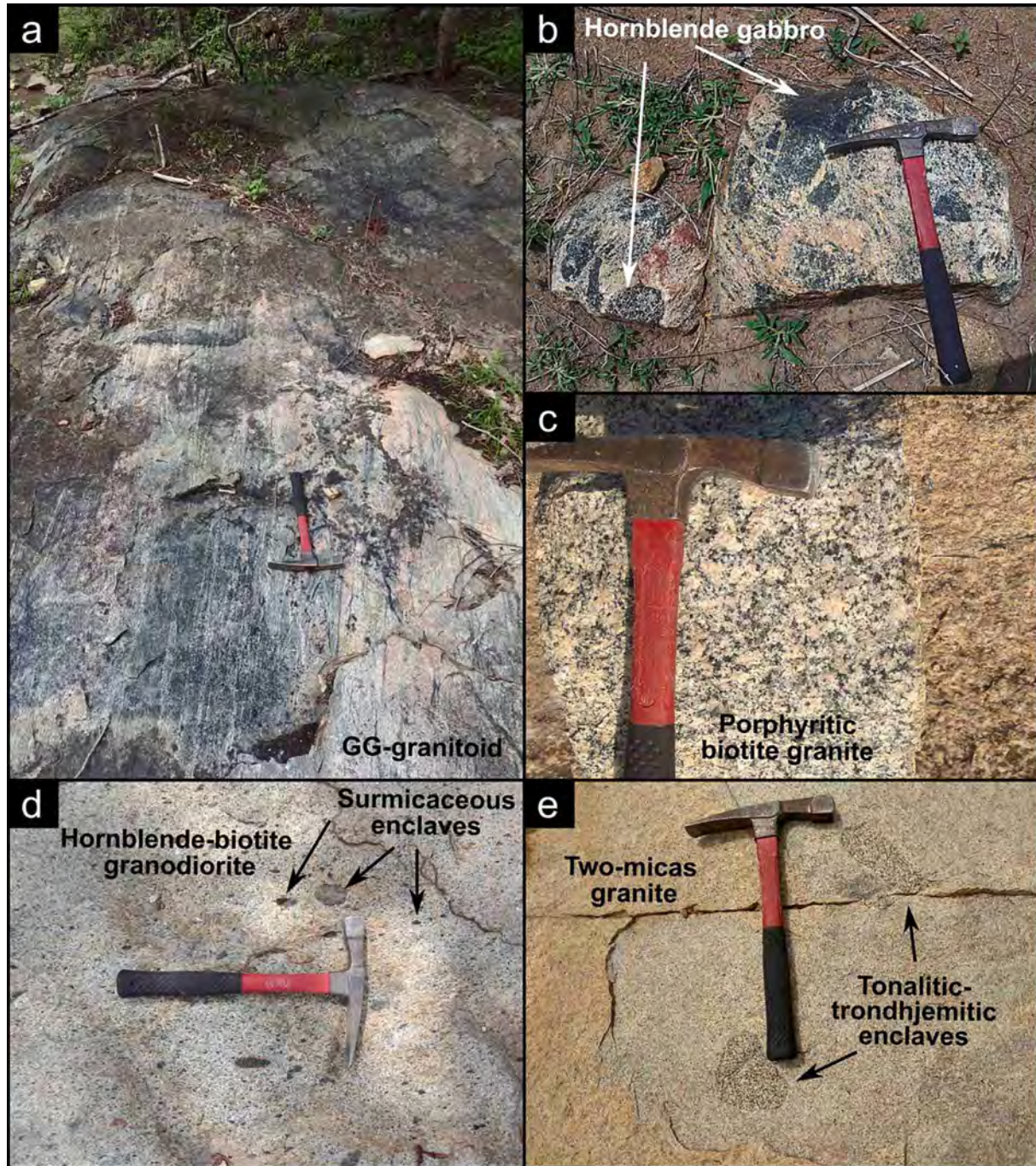


Fig. 10. Field photographs of plutonic rocks from Mangodara district. (a) Layered GG-granitoid, with mesocratic layers and K-feldspar-rich leucocratic layers. (b) Disrupted blocks of gabbro in an intrusive pink granite (GG-granitoid). (c) Porphyritic biotite granite, with megacrysts of K-feldspar (GG-granitoid). (d) Hornblende-biotite granodiorite, bearing elongated mica-rich enclaves (station BMS23). (e) Two-mica granite enclosing rounded enclaves of tonalitic-trondhjemitic gneiss (station BMS9). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

magma show that crystallization of magmatic epidote requires a P higher than 5 kbar in presence of water (Schmidt and Poli, 2004; Schmidt and Thompson, 1996). This value defines a minimum pressure for crystallisation in the epidote-bearing granitoids of the Mangodara district.

Aluminium-in-hornblende is a calibrated barometer valid for intrusive rocks, assuming hornblende in equilibrium with alkali feldspar, plagioclase, biotite, iron titanium oxide and titanite (Hammarstrom and Zen, 1986). The major composition of hornblende from granodioritic gneiss, hornblende-biotite granodiorite with mica-rich enclaves, and hornblende tonalite veins in tonalitic-trondhjemitic gneiss ranges from

magnesio-hastingsite to ferro-pargasite. Depth of crystallization of hornblende is estimated using the various published parameters (Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Mutch et al., 2016; Schmidt, 1992; Thomas and Ernst, 1990). Averages of calculated pressure of granodioritic gneiss and hornblende-biotite granodiorite are equivalent and are between 4.4 kbar and 6.6 kbar (Table 1). Calculated pressure in hornblende tonalite vein is slightly lower, between 4.0 kbar and 6.1 kbar and provides a constraint on the pressure of melt crystallization. The low diffusion rate of Al in hornblende under submagmatic conditions reduces the possibility of resetting of the Al-in-hornblende barometer by metamorphism. So, the pressure inferred from

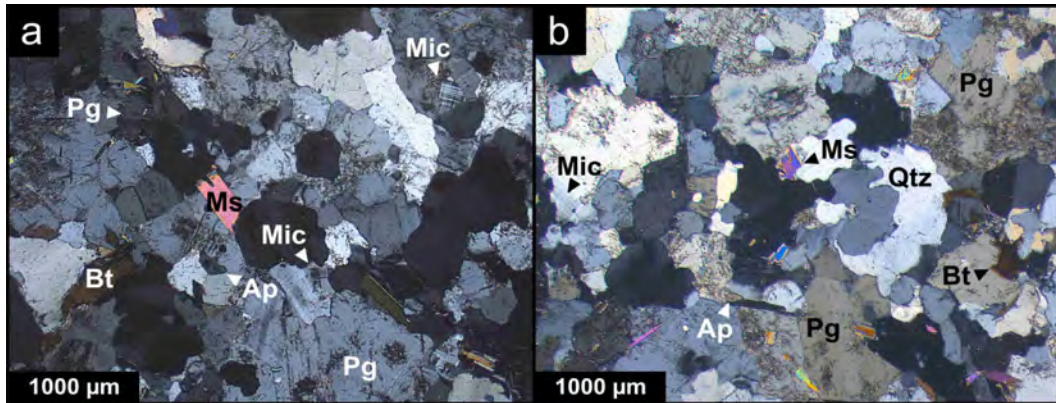


Fig. 11. Polarized photomicrographs of the two-mica trondhjemite. The texture is hypidiomorphic, composed of anhedral to subhedral plagioclase, subhedral quartz, interstitial microcline, and sheets of biotite and muscovite cross-cutting quartz and plagioclase. In (b), quartz exhibits irregular grain boundaries and grain shapes that suggest a high-T dynamic recrystallization. Abbreviations: Ap = apatite, Bt = biotite, Mic = microcline, Ms = muscovite, Pg = plagioclase, Qtz = quartz.

hornblende of the granodioritic and tonalitic-trondhjemitic gneisses is interpreted to reflect their depth of crystallization.

The prevalence of biotite and hornblende in gneisses and granitoids, and the absence of orthopyroxene imply that the dehydration reactions marking the transition to granulite facies did not occur. The reported presence of kyanite in greenstones in NE of the Mangodara district (Ilboudo et al., 2017b), and the occurrence of sillimanite, garnet and staurolite in paragneiss, reflect a moderate P and high T metamorphic gradient, close of the solidus of paragneiss. The metamorphism recorded in the amphibolite, micaschist and the paragneiss rafts corresponds to a sillimanite MP-HT metamorphic facies. This is consistent with burial of the Birimian series along a geothermal gradient between 20 °C/km and 40 °C/km, which corresponds to the average thermal gradient identified in the greenstone belts of the Baoulé-Mossi domain (Ganne et al., 2014).

4.3. Geochronology

4.3.1. U-Pb dating on zircon

Zircon dating was completed *in situ* on the sample BMN28 of titanite-allanite type pegmatite. Zircon occurs in the pegmatite as subhedral to euhedral crystals with a rectangular to prismatic shape, inferior to 400 µm in length, dominantly hosted in biotite. Cathodoluminescence imaging of zircon reveals large cores and a rim marked by oscillatory zoning (Fig. 16a). Irregular patches blurring the oscillatory textures are attributed to metamictization, which may explain the discordant analyses.

All analyses (Table 2) scatter along a Discordia with an upper intercept at 2078 ± 37 Ma, and lower intercept close to present day at 32 ± 27 Ma (Fig. 16b). Most of the concordant analyses are located in zircon cores, but discordant data are located in both cores and rims (Fig. 16c). Zircon age was calculated selecting concordant data and propagating decay constant errors, with uncertainties of 2σ multiplied by the square root of the mean square weighted deviation (MSWD) at 95% of confidence level. The obtained age is 2094.3 ± 8.8 Ma (MSWD = 1.6). In absence of a significant disparity between cores and rim, this age is considered to date the crystallization of the titanite-allanite pegmatite.

4.3.2. U-Pb dating on apatite

U-Pb dating was completed on apatite from the granodioritic gneiss (BMN20B), the tonalitic-trondhjemitic gneiss (BMN11), and the apatite-zircon pegmatite (BMN20).

Apatite in gneisses and apatite-zircon pegmatites occurs as subhedral to euhedral crystals hosted in plagioclase, quartz, biotite and magnetite. Internal zoning of apatite crystals is not identified with SEM, but is visible with cathodoluminescence imaging. Oscillatory to zoned cores

are surrounded by homogeneous rims (Fig. 17a, b and c). Average size of analyzed crystals is 200 µm in granodioritic gneiss, 300 µm in tonalitic-trondhjemitic gneiss and 1 mm in apatite-zircon type pegmatite.

Data (Table 3) were plotted on the Tera-Wasserburg diagram (Tera and Wasserburg, 1972) and ages were calculated by determination of the Discordia intercept with 95% of level confidence. Apatite yields average ages of 2041 ± 33 Ma (MSWD = 3.1) for the granodioritic gneiss, 2094 ± 21 Ma (MSWD = 1.6) for the tonalitic-trondhjemitic gneiss, and 2055 ± 20 Ma (MSWD = 4.9) for apatite-zircon type pegmatite.

4.4. Whole-rock geochemistry

Geochemical data of representative samples of the different lithological facies exposed in the Mangodara district are reported in Table 4. They are subdivided in (i) amphibolite and micaschist, (ii) paragneiss, (iii) gneisses and plutonic rocks comprising granodioritic gneiss, microgranular mesocratic enclave in granodioritic gneiss, tonalitic-trondhjemitic gneiss, biotite trondhjemite, hornblende-biotite granodiorite, two-mica trondhjemite, biotite porphyritic granite (GG-granitoid), biotite monzogranite (GG-granitoid) and monzogabbro.

4.4.1. Amphibolites and micaschists

Samples of amphibolite and micaschist are characterized by a low K content (0.25–0.49 wt% K₂O), a relative depletion in large-ion lithophile elements (LILE) like Cs, Rb and Ba, and a minor fractionation of light rare earth elements (LREE) vs HREE ($La_N/Yb_N = 4.6–8.1$). Enrichment in LREE relative to HREE (Fig. 18a), and negative Nb and Ti anomalies (Fig. 18b) are characteristic of tholeiitic to calc-alkaline basalts and andesites such as the ones exposed in the Houndé and Banfora greenstone belts (Baratoux et al., 2011; Ilboudo et al., 2020), but also in many areas of the Baoulé-Mossi domain (Béziat et al., 2000; Ilboudo et al., 2017a; Lompo, 2009; Lüdtke et al., 1998; Pouclet et al., 1996). Amphibolite has low Si (52.3 wt% < SiO₂ < 54.1 wt%), high Ca (9.63 wt% < CaO < 10.15 wt%) and high ferromagnesian content (Fe₂O₃ = 9.15–11.11 wt%, Mg# = 0.55–0.57, Fe₂O₃ + MgO + MnO + TiO₂ = 11.6–19.5 wt%). Transition metals are elevated in amphibolite, particularly in the sample BMN109, pointing to a primitive mantle source (Sun and McDonough, 1989) (high Cr: 87–1129 ppm, Ni: 24–313 ppm and Co: 27–44 ppm). Micaschist is distinguished from the amphibolite by higher Si content (SiO₂ ~ 61.68 wt%), lower CaO (~6.92 wt%), lower Fe (Fe₂O₃ ~ 8.11 wt%) and lower MgO (~2.41 wt%, Mg# = 0.37), which suggest that its protolith corresponds either to a more felsic magmatic rock or a more mature sediment.

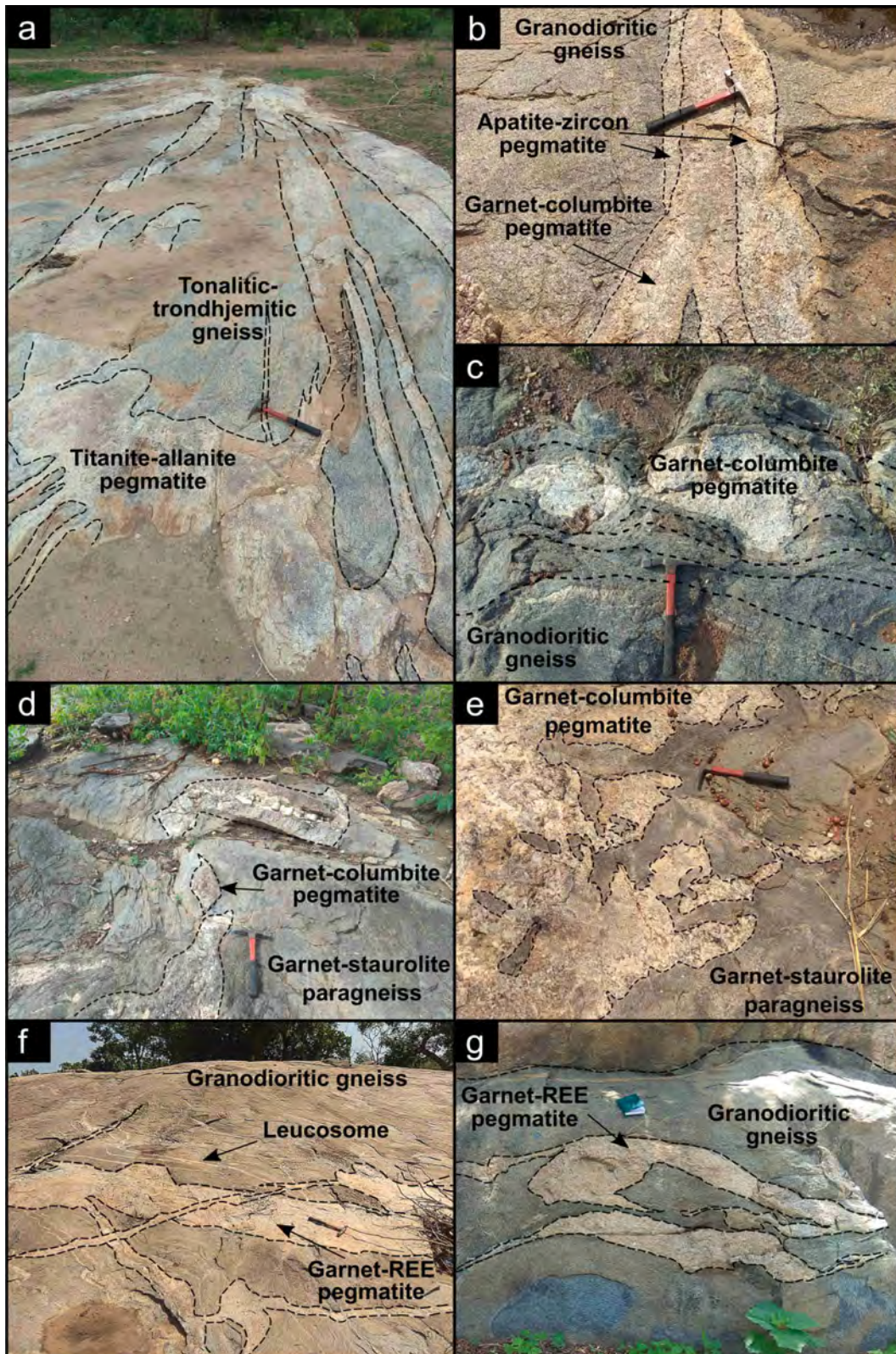


Fig. 12. Field photographs of pegmatite veins and their relationships with their host rocks. (a) Network of interconnected veins of titanite-allanite pegmatite in tonalitic-trondhjemitic gneiss. (b) Garnet-columbite pegmatite vein cross-cutting apatite-zircon pegmatite (station BMS99A). (c) Rotated and pinched pods of garnet-columbite pegmatite in a layered granodioritic gneiss (near station BMS37). (d) Folded and pinched garnet-columbite pegmatite vein, with well-developed quartz core. (e) Cuspate interfaces between the paragneiss and a garnet-columbite pegmatite dyke. (f) Garnet-REE pegmatite connected with leucosomes layers veins in a granodioritic gneiss (station BB24). (g) Garnet-REE pegmatite veins in porphyritic granodioritic gneiss, deformed by thin mylonites crossing dyke, or bordering the contact with the granodioritic gneiss (near station BB15).

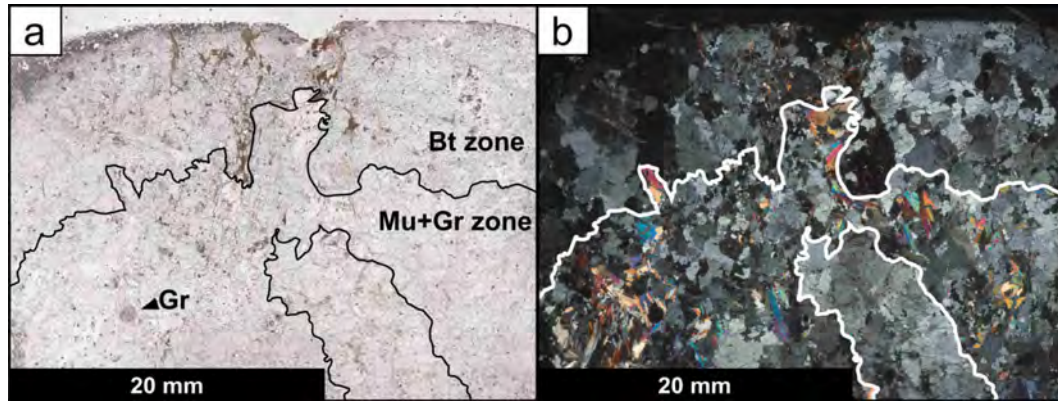


Fig. 13. (a) and (b) Contact between apatite-zircon pegmatite (section with biotite) and garnet-columbite pegmatite (section rich in muscovite and hosting garnet). Abbreviations: Bt = biotite, Gr = garnet, Mu = muscovite.

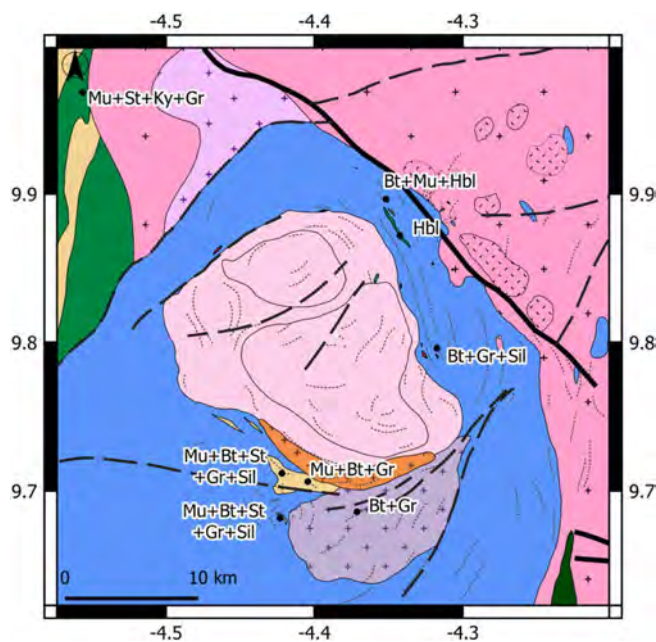


Fig. 14. Metamorphic conditions prevailing in the Mangodara district. Volcanic belts greenschist facies paragenesis is taken from Ilboudo et al. (2017b). Legend as in Fig. 2. Abbreviations: Bt = biotite, Gr = garnet, Hbl = hornblende, Ky = kyanite, Mu = muscovite, Sil = sillimanite, St = staurolite.

4.4.2. Paragneiss

The paragneiss has a metapelitic composition, with $\text{SiO}_2 \sim 61.66\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 17.95 \text{ wt}\%$, $\text{K}_2\text{O} \sim 2.94 \text{ wt}\%$, and $\text{Na}_2\text{O} \sim 2.08 \text{ wt}\%$. It is rich in Fe and Mg and shares with amphibolite and micaschist a relatively high content in transition metals, such as Cr (217 ppm), V (139 ppm), Ni (71 ppm), and a low Th/Sc ratio (0.17). Its chondrite-normalized REE pattern has a slight negative slope, with no Eu anomaly, and a flat trend in the HREE (Fig. 18a), like the amphibolite and the micaschist.

Nonetheless, the paragneiss is poor in Fe-Mg compared to the amphibolite and the micaschist ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.85 \text{ wt}\%$, $\text{Mg}\# = 0.42$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 = 11.51 \text{ wt}\%$). It is also enriched in LILE (Ba = 608 ppm, Rb = 114 ppm, Cs = 5 ppm) compared to the average continental crust (Rudnick and Gao, 2003), but also to the granodioritic gneiss and K-rich granitoids of the Mangodara district.

4.4.3. Granodioritic-tonalitic-trondhjemitic gneisses and plutonic rocks

In the Nesbitt and Young diagram (Fig. 19a, Nesbitt and Young, 1982; Nesbitt and Young, 1984), gneisses and granitoids of the

Mangodara district plot just below the feldspar join, which can be attributed to the presence of ferromagnesian minerals and indicates that these rocks were not significantly affected by metasomatism or chemical weathering.

Gneiss and granitoids correspond to calc-alkalic granitoids with metaluminous composition (Fig. 19b), like most Eburnean granitoids (Castaing et al., 2003; Ilboudo et al., 2020). The granodioritic gneiss, the hornblende-biotite granodiorite with mica-rich enclaves and the GG-granitoids have chemical affinities typical of a calc-alkaline K-rich series, whereas the tonalitic-trondhjemitic gneiss, the biotite trondhjemite, and the two-mica trondhjemite have the chemical affinity of a Na-rich series (Fig. 19c). Their modal compositions in the Quartz, Alkali feldspar, Plagioclase (QAP) diagram correspond to granodiorite or tonalite, but the biotite trondhjemite lies in the domain of diorite (Fig. 19d). Except for the biotite trondhjemite and the monzogabbro ($\text{SiO}_2 < 52 \text{ wt}\%$, Fig. 19c and e), the gneisses and other granitoids match some of the geochemical criteria of TTG *sensu stricto*: high SiO_2 (62–72 wt%, Fig. 19e), significant Na_2O (3.85–5.85 wt%), absent Eu and Sr anomalies, LREE \gg HREE (high La/Yb, Fig. 19f), negative Nb-Ta-Ti anomalies (Martin and Moyen, 2002). Moreover, they match sub-categories of middle- to high pressure TTG features (Moyen, 2011), namely, moderate to high Sr/Y ratio (26–215, Fig. 19f), high Sr (473–788), low Ce/Sr (< 0.18). Characteristics of the high pressure TTG typically correspond to the ones of tonalitic-trondhjemitic gneiss and of the two-mica trondhjemite (Fig. 19f).

Granodioritic gneiss and tonalitic-trondhjemitic gneiss have low Mg#, between 0.38 and 0.52, which are lower than the values for the amphibolite (0.55–0.57) but encompass the one for the paragneiss (0.42). Chondrite-normalized REE patterns of both gneiss types have negative slopes like those shown by plutonic rocks (Fig. 18b). The primitive mantle-normalized pattern of the gneisses (Fig. 18d) unveils a higher enrichment in LILE (Cs, Rb, Ba) than in high field-strength elements (HFSE; Hf, Zr, Y, HREE), which is characteristic of the paragneiss, of granitoids in the Mangodara district and also of the bulk continental crust (Rudnick and Gao, 2003). Negative Nb, Ta and Ti anomalies of the granodioritic gneiss are similar to those of the amphibolite, micaschist and paragneiss (Fig. 18c and d).

The granodioritic gneiss and microgranular enclave are characterized by high K content (2.74–3.33 wt% K_2O), whereas the tonalitic-trondhjemitic gneiss has a low K content (0.81–1.2 wt% K_2O) but is richer in Na (4.95–5.85 wt% Na_2O). The high Na content in tonalitic-trondhjemitic gneiss is consistent with the predominance of oligoclase in this rock. The tonalitic-trondhjemitic gneiss presents a higher fractionation of LREE vs HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 20\text{--}39$) than the granodioritic orthogneiss ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 16\text{--}25$) and is depleted in REE. The tonalitic-trondhjemitic gneiss is also depleted in transition metals (40–85 ppm Cr, 24–61 ppm Cu, 5–40 ppm Ni, 3–10 ppm Co). These depletions might

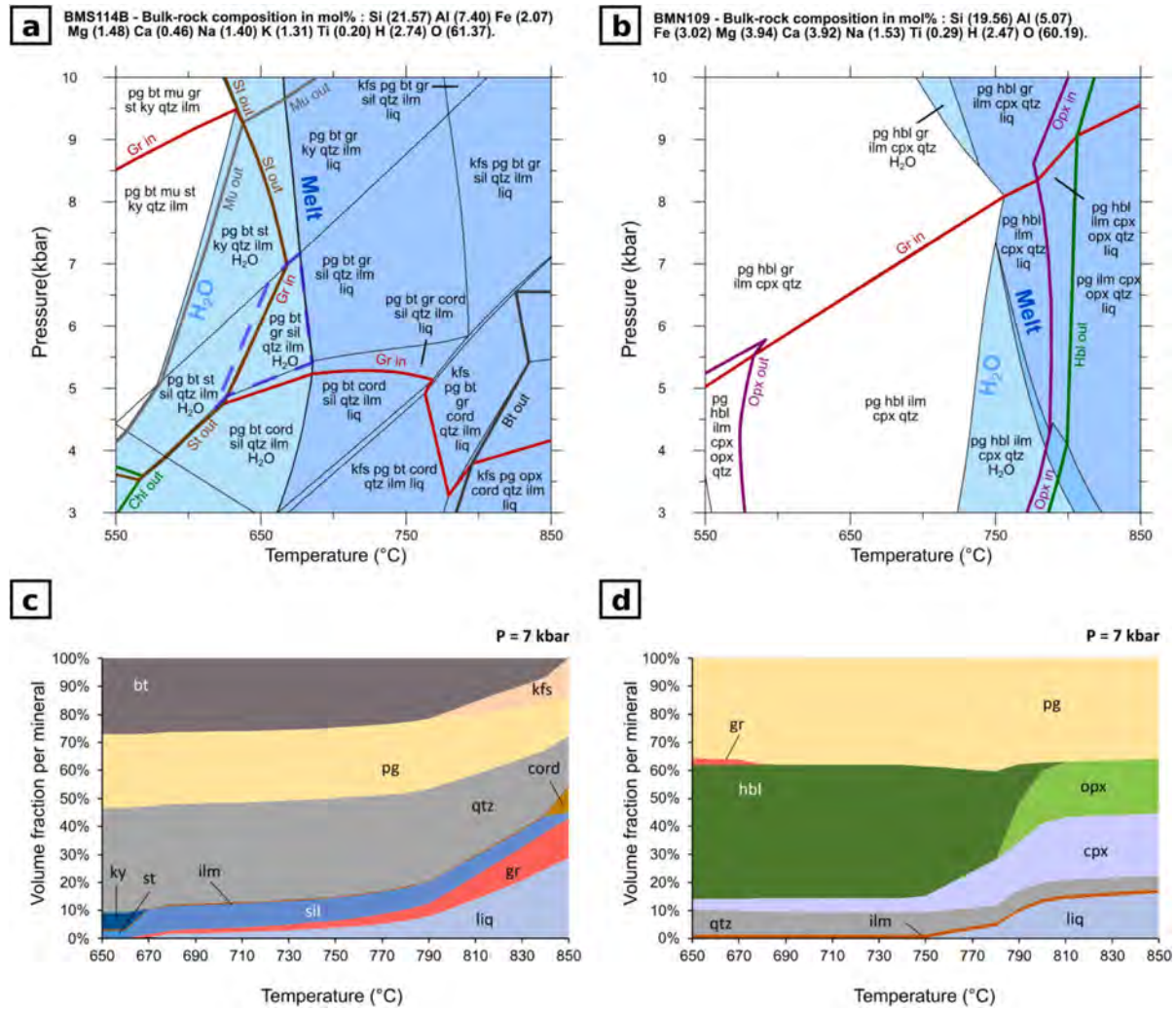


Fig. 15. (a) Calculated P-T pseudosection for sample BMS114B in the NCKFMASHTO system. The light blue field represents the subsolidus stability domain of aqueous fluid (H₂O). The dark blue field represents the suprasolidus field in presence of a silicate melt. Ilmenite was stable in all parts of the computed pseudosection. The dashed line indicates the representative mineral assemblages of paragneisses from Mangodara district, inferred from the mineralogy of sample BMS114B and mineralogical observations (e.g., Fig. 6). (b) Calculated P-T pseudosection for sample BMN109 in the NCFMASHTO system. Fields are colored as indicated in (a). (c) and (d) Variation of mineral volume fractions between 650 °C and 850 °C at a pressure of 7 kbar, in paragneiss and amphibolite. Abbreviations: bt = biotite, chl = chlorite, cord = cordierite, cpx = clinopyroxene, ilm = ilmenite, gr = garnet, hbl = hornblende, kfs = K-feldspar, ky = kyanite, liq = silicate melt, mu = muscovite, opx = orthopyroxene, pg = plagioclase, qtz = quartz, sil = sillimanite, st = staurolite. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

be induced by fractional crystallization leading to segregation of early crystallizing mafic minerals.

The hornblende-biotite granodiorite, the GG-granitoids and the biotite trondhjemite are mostly metaluminous, whereas the two-mica trondhjemite is weakly peraluminous (Fig. 19b). They are depleted in HFSE and lie in the domain of unfractionated M-type, I-type and S-type granites according to the criteria of Whalen et al. (1987) used for discrimination of A-type. This indicates that they are poorly differentiated magma, and do not match the signature of anorogenic granitoids. Plutonic rocks are subdivided into K-rich and Na-rich series, which can be extended to the gneisses (K-rich granodioritic gneiss, and Na-rich tonalitic-trondhjemitic gneiss).

The K-rich series, comprising the hornblende-biotite granodiorite with mica-rich enclaves and the GG-granitoids, is defined by a high K content (2.78–3.56 wt% K₂O, Fig. 19c), low Na content (3.65–4.29 wt% Na₂O) and intermediate Mg# (0.33–0.42). They are also characterized by high content in Sr (473–788 ppm), and Ba (606–1071 ppm). The monzogabbro corresponds to the K-poor mafic end-member of this series (2.28 wt% K₂O, SiO₂ = 51.86 wt%, Mg# = 0.49) and displays a slightly

higher content in Na (4.30 wt% Na₂O), relatively high P content (0.45 wt% P₂O₅), weak fractionation of LREE vs HREE (La_N/Yb_N ~ 9), and higher HREE content. K-rich granitoids lay in the high-K calc-alkaline domain in the SiO₂ vs K₂O diagram (Fig. 19c).

The Na-rich series, composed of the biotite trondhjemite and the two-mica trondhjemite, is defined by low K, high Na contents (1.39–1.60 wt% K₂O, 5.46–7.12 wt% Na₂O), and by intermediate Mg# (0.37–0.44). Their high Na content is correlated with the abundance of oligoclase. The biotite trondhjemite is singularized by a low silica content (SiO₂ ~ 59.23 wt%), which sets it in the compositional domain of medium calc-alkaline series. Na-rich granitoids are globally depleted in REE relative to the K-rich granitoids. The two-mica trondhjemite presents the highest LREE/HREE fractionation among the plutonic rocks and is strongly depleted in Nb and Ta, like the tonalitic-trondhjemitic gneiss.

4.4.4. Pegmatites

An intrinsic characteristic of pegmatites is to feature variable and commonly coarse grain size and heterogeneous textures. Therefore,

Table 1

EMPA composition of amphibole in granodioritic gneiss, hornblende-biotite granodiorite and hornblende tonalite veins; calculated pressures of crystallization are given in the last rows with a reference to the corresponding calculation method.

Lithology	Granodioritic gneiss						Hornblende-biotite granodiorite						Hornblende tonalite					
Sample	BMN24						BMS46						BMN164H					
SiO ₂	41.90	41.99	40.90	42.54	41.95	41.63	41.79	41.38	41.88	41.20	41.51	41.03	41.49	42.09	41.70	41.98	42.15	41.48
TiO ₂	0.66	0.55	0.68	0.72	0.72	0.68	0.48	0.48	0.61	0.68	0.50	0.65	0.51	0.54	1.28	1.25	1.31	1.28
Al ₂ O ₃	10.70	10.72	10.93	10.75	10.94	11.16	10.96	10.77	10.71	10.77	11.54	11.18	10.93	11.02	10.51	10.37	10.43	10.92
FeO	19.79	19.90	20.26	19.16	19.73	19.54	19.35	19.13	19.54	19.14	19.54	19.64	19.33	19.32	18.57	18.56	18.82	19.10
MnO	0.54	0.44	0.45	0.51	0.54	0.48	0.56	0.53	0.50	0.49	0.44	0.52	0.46	0.52	0.52	0.45	0.47	0.44
MgO	8.55	9.02	8.47	8.73	8.89	8.46	9.29	9.09	9.01	8.74	8.96	8.93	8.92	8.82	9.32	9.19	9.23	8.79
CaO	11.36	11.46	11.68	11.63	11.49	11.27	11.60	11.52	11.56	11.85	11.42	11.38	11.54	11.37	11.33	11.46	11.31	11.14
Na ₂ O	1.38	1.41	1.26	1.09	1.47	1.46	1.81	1.38	1.52	1.36	1.52	1.73	1.49	1.47	1.59	1.56	1.53	1.53
K ₂ O	1.25	1.38	1.36	1.16	1.34	1.39	1.37	1.38	1.29	1.32	1.38	1.48	1.38	1.37	1.20	1.17	1.20	1.28
F	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.55
Total	96.4	96.89	96.37	96.33	97.5	96.43	97.22	95.99	96.77	95.85	97.15	96.97	96.43	96.93	96.25	96.06	96.56	96.51
Si	6.427	6.386	6.311	6.49	6.373	6.393	6.351	6.38	6.395	6.388	6.308	6.285	6.375	6.421	6.385	6.441	6.423	6.363
Al IV	1.573	1.614	1.689	1.51	1.627	1.607	1.649	1.62	1.605	1.612	1.692	1.715	1.625	1.579	1.615	1.559	1.577	1.637
Sum T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	0.362	0.308	0.299	0.423	0.332	0.414	0.313	0.336	0.323	0.355	0.374	0.304	0.354	0.402	0.282	0.316	0.296	0.339
Ti	0.076	0.062	0.079	0.083	0.082	0.078	0.055	0.056	0.07	0.079	0.057	0.075	0.059	0.062	0.148	0.144	0.15	0.148
Fe3	0.67	0.759	0.728	0.571	0.693	0.62	0.646	0.65	0.652	0.492	0.769	0.718	0.637	0.633	0.607	0.489	0.595	0.628
Mg	1.954	2.046	1.948	1.984	2.012	1.936	2.105	2.088	2.05	2.02	2.029	2.039	2.043	2.006	2.127	2.102	2.097	2.01
Fe2	1.868	1.772	1.887	1.874	1.813	1.89	1.812	1.817	1.844	1.989	1.714	1.799	1.847	1.832	1.771	1.892	1.803	1.822
Mn	0.07	0.053	0.059	0.065	0.067	0.062	0.069	0.053	0.061	0.064	0.056	0.066	0.06	0.065	0.065	0.056	0.058	0.054
Sum C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn	0	0.003	0	0.001	0.003	0	0.003	0.016	0.003	0	0.001	0.002	0	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.867	1.867	1.93	1.901	1.87	1.855	1.889	1.903	1.891	1.968	1.858	1.867	1.9	1.858	1.859	1.884	1.847	1.832
Na	0.133	0.13	0.07	0.098	0.127	0.145	0.109	0.081	0.106	0.032	0.141	0.13	0.1	0.141	0.139	0.113	0.151	0.165
Sum B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.278	0.285	0.306	0.223	0.306	0.289	0.423	0.333	0.344	0.378	0.308	0.384	0.345	0.294	0.334	0.35	0.302	0.29
K	0.245	0.267	0.268	0.225	0.259	0.273	0.266	0.271	0.251	0.261	0.268	0.289	0.271	0.267	0.234	0.229	0.234	0.25
Sum A	0.523	0.552	0.574	0.448	0.565	0.561	0.689	0.604	0.596	0.639	0.576	0.673	0.615	0.561	0.569	0.579	0.536	0.54
F																		0.27
Hollister et al. (1987) ± 1 kbar	6.3	6.3	6.6	6.3	6.5	6.8	6.5	6.4	6.3	6.5	7.1	6.8	6.6	6.6	6.1	5.9	5.9	6.4
Johnson and Rutherford (1989) ± 0.5 kbar	4.8	4.8	5.1	4.8	5	5.2	5	4.9	4.8	5	5.4	5.2	5	5	4.7	4.6	4.6	4.9
Schmidt (1992) ± 0.6 kbar	6.3	6.3	6.6	6.3	6.5	6.7	6.5	6.4	6.3	6.5	7	6.8	6.5	6.5	6.1	6	6	6.4
Thomas and Ernst (1990) ± 1 kbar	4.3	4.2	4.6	4.2	4.4	4.7	4.4	4.4	4.2	4.4	5	4.7	4.5	4.5	4	3.9	3.9	4.3
Mutch et al. (2016) ± 0.6 kbar	5	4.9	5.2	5	5.1	5.4	5.1	5.1	5	5.1	5.6	5.4	5.2	5.2	4.8	4.7	4.7	5.1

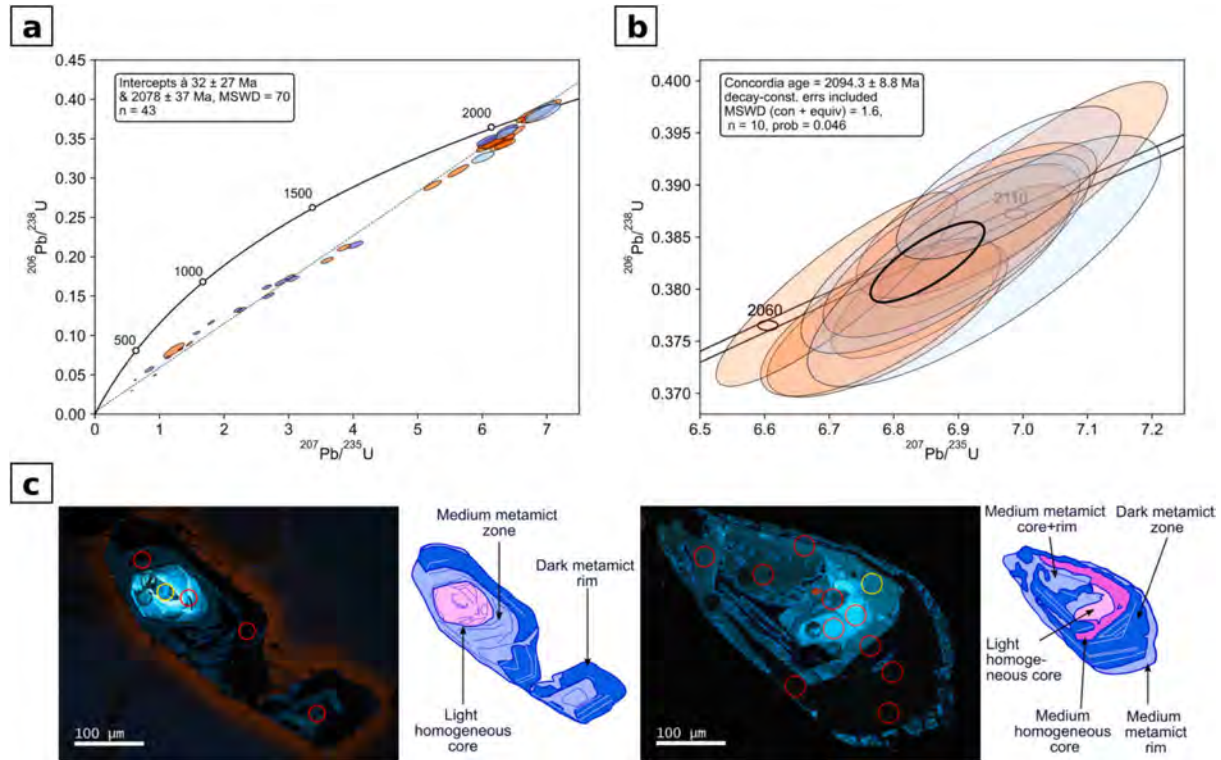


Fig. 16. U-Pb chronological data obtained on zircons from the titanite-allanite type pegmatite BMN28. (a) Cathodoluminescence images of two zircon grains analyzed. Circles locate the analyzed spots, the red color designating discordant data, whereas yellow indicates concordant data. (b-c) Discordia and Concordia diagrams, respectively. The size of the ellipses represents an uncertainty of 2 sigma. The ellipse color indicates the textural position of the analyses: blue for the core, orange for the rim. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

despite our efforts during sampling, the major-element composition obtained from whole-rock data should be taken with caution. Nevertheless, some general trends can be identified. In particular, the ratios of elements (e.g. K/Rb, Nb/Ta) that have similar geochemical behaviors can be considered to be relatively independent of the major mineral mode and be used as proxy of the degree of magmatic differentiation with respect to a primitive composition (Ballouard et al., 2016; Bau, 1996; Černý et al., 1985; Shaw, 1968; Taylor, 1965). For instance, pegmatites at Mangodara have lower K/Rb and Ca/Cs ratios compared to granitoids (Table 4, Fig. 19g), except for titanite-allanite pegmatite, which is characterized by high K/Rb (989) and Ca/Cs (~68900) ratios (Table 4). Also compared to granites, pegmatites are manifestly characterized by low Zr/Hf and Nb/Ta ratios (Nb/Ta < 7, Zr/Hf < 34, Table 4, Fig. 19h).

The titanite-allanite pegmatite sample has a high Na content (5.17 wt %), whereas P is below the detection limit, although apatite is present in the sampled dyke. Again, this may be due to sampling-induced bias. It is also characterized by lower contents in Cs, Rb, Nb, Ta, and HREE than the other pegmatite types (see Table 4, Fig. 18f), and, specific to this variety, a markedly positive Eu anomaly.

Apatite-zircon pegmatite is also Na-rich (6.32 w%) and has high REE contents (83 ppm), consistent with the abundance of apatite in this sample (Fig. 18e). Its chondrite-normalized REE spider diagram shows a relative depletion in LREE which increases slightly from La to Sm, and a negative Eu anomaly. Another difference with the other varieties is its enrichment in LILE and HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) (Fig. 18f).

The garnet-columbite pegmatite has high K and low Ca contents ($K_2O \sim 5.46$ wt%; $CaO < 0.47$ wt%), consistent with the abundance of K-feldspar and the albitic composition of plagioclase. This pegmatite is rich in LILE (Fig. 18e) and possesses the lowest values in K/Rb (180) and Ca/Cs (899) of all pegmatites. Its chondrite-normalized REE pattern shows a depletion in HREE, and a strong negative Eu anomaly.

Finally, the garnet-REE pegmatite is Na-rich ($Na_2O \sim 6.35$ wt%) with

low K_2O (0.52 wt%). It is significantly enriched in HREE, as indicated by the positive slope in chondrite-normalized HREE pattern. It has a lower content in LILE than the other pegmatites (particularly in Ba), but is richer in U and Th.

5. Discussion

5.1. Protoliths of amphibolite, micaschist and paragneiss

Amphibolite and micaschist rafts are very heterogeneous in mineralogy (variably rich in muscovite, sericite, biotite or hornblende), likely reflecting the heterogeneity of their protoliths. The REE pattern and negative Nb, Ta and Ti anomalies of amphibolite and micaschist samples show similarities with Birimian calc-alkaline basalt and andesite (Fig. 18b), suggesting that they may represent metamorphic equivalents of these rocks. This interpretation is consistent with the greenschist to amphibolite facies metamorphic gradient observed in alternating sequences of mafic-felsic volcanic rocks (basalts, andesite, dacite and rhyolite) with metapelites-metagreywackes of the Banfora greenstone belt. Indeed, Birimian series evolve to amphibolite facies with the transformation of basalt to amphibolite and occurrence of kyanite + staurolite + garnet in metarhyolites (Ibboudo et al., 2017b) near the border of the SGGC, to the north-west of the Mangodara district (Figs. 14 and 20).

The structure and geochemical composition of the paragneiss is typical of a detrital sedimentary protolith made of alternations of pelites and greywackes, which are also sedimentary rocks occurring in Birimian greenstone belts (Asiedu et al., 2004; McFarlane et al., 2011; Roddaz et al., 2007). The low Th/Sc ratio (0.17) and high Fe-Mg and transition metal (Cr, V, Ni) contents of the paragneiss, together with REE pattern being identical with those of amphibolite and micaschist are consistent with a predominant mafic source for their sedimentary protolith, likely derived from erosion of nearby greenstone belts.

Table 2

Isotopic data for in-situ LA-ICP-MS zircon dating of the titanite-allanite type pegmatite.

N°	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Position	Texture	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	Age ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	Age ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Age ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ
1	313	35	243	Core	Oscillatory	0.11	3.598	0.078	0.1954	0.003	0.7554	0.1328	0.002	1546.5	18	1150	17	2128	21
2	722	1	382	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	4.035	0.097	0.2152	0.004	0.7152	0.13381	0.002	1633	20	1255	20	2144	20
3	27	5	28	Core	Oscillatory	0.17	6.4	0.21	0.353	0.011	0.9497	0.1342	0.003	2001	29	1915	49	2110	42
4	15	0	1	Medium zone	Oscillatory	0.00	6.88	0.18	0.3834	0.008	0.7676	0.1282	0.002	2078	24	2083	36	2047	33
5	16	0	2	Medium zone	Oscillatory	0.00	6.94	0.22	0.3827	0.01	0.7996	0.129	0.003	2091	27	2080	45	2064	38
6	168	0	26	Core	Oscillatory	0.00	7	0.18	0.3891	0.009	0.8695	0.1298	0.002	2108	27	2112	42	2091	21
7	1528	0	288	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	1.801	0.041	0.1166	0.002	0.8665	0.1155	0.001	1046	18	710	13	1881	23
8	109	32	196	Core	Oscillatory	0.29	6.89	0.15	0.3817	0.007	0.8063	0.1305	0.002	2090	20	2081	31	2094	23
9	680	6	160	Metamict rim	Patchy	0.01	3.02	0.062	0.1742	0.003	0.7829	0.1217	0.001	1411.9	16	1034	15	1977	21
10	83	25	168	Core	Oscillatory	0.30	6.29	0.14	0.3422	0.006	0.8009	0.1355	0.002	2009	19	1894	29	2166	24
11	52	10	59	Medium zone	Oscillatory	0.19	6.36	0.14	0.3569	0.006	0.8019	0.1315	0.002	2020	20	1961	30	2103	26
12	143	43	261	Core	Oscillatory	0.30	5.628	0.13	0.3092	0.006	0.8821	0.1323	0.002	1918	21	1733	31	2117	27
13	107	45	283	Core	Oscillatory	0.42	6.79	0.15	0.3771	0.006	0.7202	0.1328	0.002	2080	19	2059	28	2131	22
14	1567	1	410	Metamict rim	Oscillatory	0.00	1.323	0.033	0.0827	0.001	0.6785	0.11304	0.001	853.7	16	512.1	8.6	1843	24
15	1815	6	455	Metamict rim	Oscillatory	0.00	1.135	0.035	0.0723	0.002	0.7176	0.1168	0.001	768.9	15	450	9.5	1903	21
16	843	1	262	Metamict rim	Oscillatory	0.00	3.073	0.066	0.172	0.003	0.7580	0.1279	0.002	1423	17	1022	16	2063	23
17	127	53	287	Core	Oscillatory	0.42	6.329	0.14	0.3491	0.006	0.7640	0.1316	0.002	2017.6	19	1927	28	2114	22
18	81	40	212	Core	Oscillatory	0.49	6.928	0.15	0.3866	0.006	0.7168	0.1308	0.002	2098.4	19	2106	28	2100	22
19	1621	2	332	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	1.578	0.039	0.1034	0.002	0.7044	0.11127	0.001	958.2	15	633.7	10	1812	22
20	997	3	191	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	2.662	0.055	0.1614	0.002	0.7197	0.12063	0.001	1316.3	15	964.3	13	1960	20
21	129	26	168	Core	Oscillatory	0.20	3.862	0.084	0.2116	0.004	0.7605	0.1338	0.002	1602.8	18	1235	18	2142	23
22	1533	4	354	Core	Oscillatory- patchy	0.00	1.463	0.041	0.0896	0.003	0.9300	0.1259	0.002	916	18	555	16	2030	26
23	79	38	206	Core	Oscillatory	0.48	6.78	0.15	0.3773	0.006	0.7308	0.1319	0.002	2082	19	2060	29	2115	23
24	56	2	31	Medium zone	Oscillatory	0.04	6.01	0.14	0.3261	0.006	0.7504	0.1346	0.002	1972	20	1816	27	2144	25
25	2615	4	510	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	0.843	0.054	0.0569	0.003	0.7961	0.10376	0.001	618.9	23	356.5	17	1688	23
26	2029	0	374	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	2.883	0.074	0.1675	0.003	0.7908	0.11968	0.001	1375.9	25	998	19	1948	23
27	1096	1	351	Metamict rim	Oscillatory- patchy	0.00	2.271	0.056	0.1325	0.003	0.8264	0.1257	0.002	1200	21	801	16	2036	24
28	544	2	71	Metamict core	Oscillatory- patchy	0.00	6.166	0.14	0.3444	0.006	0.7801	0.1304	0.002	1997	20	1905	30	2097	21
29	112	0	39	Core	Homogeneous	0.00	6.353	0.13	0.3435	0.005	0.7540	0.132	0.002	2023	19	1903	25	2117	22
30	304	0	32	Core	Patchy	0.00	5.23	0.11	0.2906	0.005	0.8344	0.1322	0.002	1853	19	1642	26	2122	20
31	219	0	9	Metamict core	Oscillatory- patchy	0.00	6.711	0.15	0.38	0.008	0.8830	0.12996	0.002	2069	23	2072	36	2091	20
32	728	0	202	Transition core-rim	Oscillatory- patchy	0.00	2.212	0.049	0.1326	0.002	0.7830	0.12273	0.002	1181.9	16	802.3	13	1990	22
33	3558	9	1257			0.00	0.9263	0.02	0.0495	0.0008	0.7386	0.13913	0.002	665.3	10	311.6	4.8	2212	21

(continued on next page)

Table 2 (continued)

N°	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Position	Texture	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2σ	Age $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2σ	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 2σ	Age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2σ	2σ
34	4931	3	1344	Metamict rim	Oscillatory-patchy	0.00	0.5711	0.012	0.0298	0.8134	0.14287	458.1	189.5	2258	21
35	3527	3	635	Metamict rim	Oscillatory-patchy	0.00	0.6233	0.013	0.0436	0.7473	0.10623	491.8	275.2	1727	25
36	699	1	26	Metamict core	Oscillatory-patchy	0.00	6.391	0.13	0.3611	0.7352	0.1296	2029.2	18	2088	19
37	855	0	223	Metamict rim	Oscillatory-patchy	0.00	2.693	0.068	0.1504	0.8689	0.1323	1324	18	2123	21
38	509	0	51	Transition core-rim	Patchy	0.00	6.074	0.13	0.3476	0.7796	0.13033	1983.5	20	2098	20
39	73	29	164	Core	Oscillatory	0.40	6.889	0.16	0.3837	0.7518	0.1318	2093	20	2115	23
40	25	0	4	Core	Homogeneous	0.01	6.16	0.2	0.3456	0.8912	0.1333	1970	31	2110	32
41	185	2	43	Core	Oscillatory	0.01	6.122	0.15	0.3455	0.7678	0.1337	1988	21	2142	25
42	2002	9	405	Metamict core	Oscillatory-patchy	0.00	1.223	0.13	0.0813	0.8563	0.1075	810.6	36	1749	24
43	5281	1	5027	Core	Oscillatory-patchy	0.00	6.978	0.14	0.3902	0.7536	0.13026	2106.3	18	2099.5	19

5.2. Nature and protoliths of the granodioritic and tonalitic-trondhjemitic gneisses

5.2.1. Diatexite model vs plutonic model

The various gneisses and associated plutonic rocks exposed at the lowest structural level of the Baoulé-Mossi domain, loosely designated as gneiss-granitoid complexes, had been first considered to represent the Archean basement of the Birimian series (Arnould, 1961; Duceillier, 1963; Hottin and Ouedraogo, 1975; Tagini, 1971). This proposition was later discarded when U-Pb geochronology on zircon showed Paleoproterozoic values and no hint of Archean ages (Gasquet et al., 2003; Grenholm et al., 2019a; Parra-Avila et al., 2017; Wane et al., 2018). In the Mangodara district, granodioritic and tonalitic gneisses contain enclaves and rafts of amphibolite, micaschist and paragneiss, attributed to the Birimian series. These occurrences confirm the absence of basement rocks in the Mangodara district, even at the lowest exposed structural level.

Pursuing this line of reasoning, several authors proposed that the gneiss-granitoid complexes correspond to plutonic rocks that intruded the greenstone belts during the Eburnean orogeny (Gasquet et al., 2003; Vidal et al., 2009) based on the presence/absence of layering and the predominance of a magmatic texture or ductile fabric, further distinguished in syntectonic and late-tectonic intrusions (Gasquet et al., 2003; Hirdes et al., 1996). On the other hand, Gasquet et al. (2003) used the similarity in isotopic signatures (εNd, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of these granitoid-gneisses with the ones of the Birimian series (basalt and granite) to infer a common source for all these magmatic rocks.

In the Mangodara district, our structural analysis shows that the granodioritic and tonalitic gneisses occupy a distinct structural position. The granodioritic gneiss is mantling a dome cored by tonalitic gneiss (Fig. 20). If one considers the plutonic model, this relative position would imply that the granodioritic gneiss formed a regional scale laccolith overlying a pluton of tonalitic-trondhjemitic gneiss. Alternatively, this distribution could result from crustal-scale melt/crystal segregation within a partially molten orogenic root (Vanderhaeghe, 2009), whereby these gneisses could correspond to diatexites. In other words, they would represent former partially molten rocks characterized by a heterogeneous groundmass of granitic composition enclosing enclaves of gneisses and schists (Brown, 1973; Brown et al., 1995; Burg and Vanderhaeghe, 1993; Cavalcante et al., 2016; Martini et al., 2019; Mehnert, 1968; Saha-Fouotsa et al., 2019; Sawyer, 1991; Schwindinger and Weinberg, 2017; Vanderhaeghe, 2009; Vanderhaeghe, 2001; Vanderhaeghe et al., 1999; Weinberg et al., 2013). The magmatic fabric overprinted by ductile deformation under sub-magmatic to solid state conditions, indicating a temperature of about 650 °C (Drury and Urai, 1990; Gapais and Barbarin, 1986; Hirth and Tullis, 1992; Law, 2014; Passchier and Trouw, 2005), is in line with a syntectonic emplacement of plutons but also with deformation of partially molten rocks in the course of their crystallization. Additional evidences in favor of a diatexite include the presence of numerous rafts and enclaves of migmatitic amphibolite, micaschist and paragneiss showing diffuse contacts with the granodioritic gneiss host, as well as occurrence of leucosome veins in textural continuity with its groundmass. This also means that metamorphic conditions reached higher supra solidus temperatures (up to 850 °C, Fig. 15a) than the ones indicated by metamorphic assemblages of paragneiss (650–680 °C), to achieve the voluminous melt production (~30%) needed to constitute diatexites (Brown, 1994; Diener et al., 2014; Schwindinger et al., 2019; Vielzeuf and Holloway, 1988; White et al., 2003). The heterogeneous microstructure/texture of this groundmass, and in particular quartz and/or feldspar pockets coating phenocrysts (Fig. 4b, and 9), is typical of crystallization of an interstitial melt (Hasalová et al., 2015; Holness et al., 2011; Sawyer, 2010; Schulmann et al., 2009; Závada et al., 2018). The formation of such diatexites implies accumulation of melt in the partial-melting zone, which signifies an inefficient migration of the newly-formed melt away from the source (Sawyer, 1991; Vanderhaeghe, 2009). In this case, the inherited

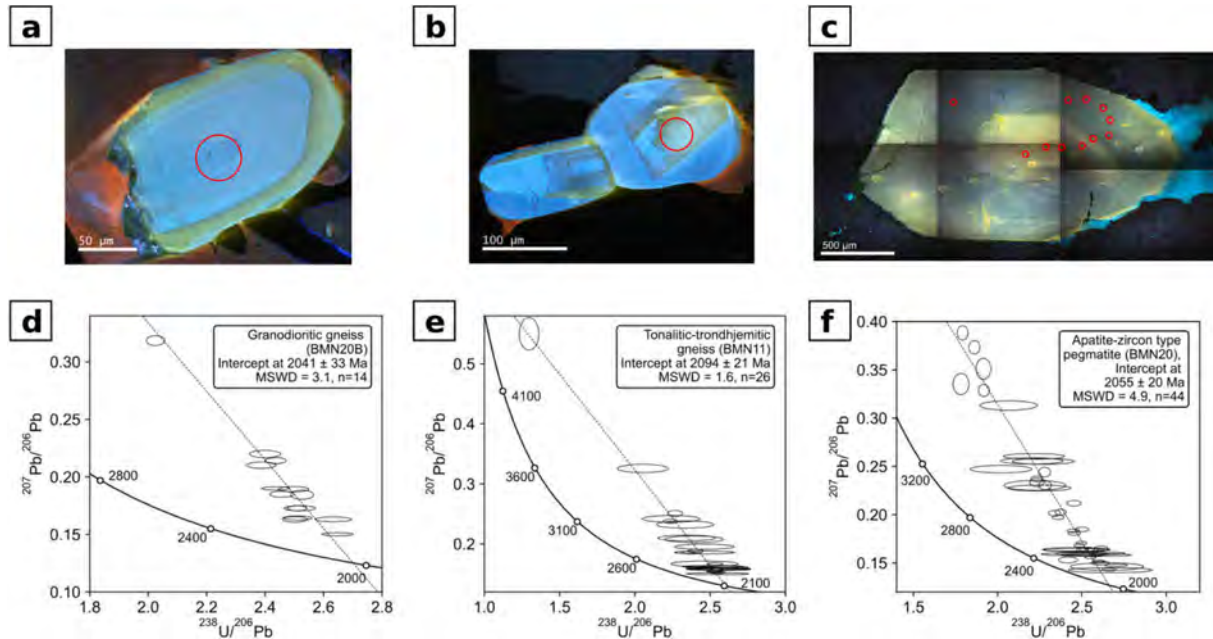


Fig. 17. U-Pb chronological data obtained on apatite. Cathodoluminescence images of apatite in (a) granodioritic gneiss (BMN20B), (b) tonalitic-trondhjemitic gneiss (BMN11) and (c) apatite-zircon type pegmatite (BMN20). Red circles indicate the emplacements of the analyzed spots. Tera-Wasserburg diagram plotting U-Pb isotopic data from apatite in (d) granodioritic gneiss (BMN20B), (e) tonalitic-trondhjemitic gneiss (BMN11) and (f) apatite-zircon type pegmatite (BMN20). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

metamorphic structure is susceptible to be blurred or even erased during flow of this mixture of crystals and melt (Burg and Vanderhaeghe, 1993; Schulmann et al., 2009; Závada et al., 2018).

In the neighboring district of Téhini (south continuity of the Mangodara district) a biotite granodioritic gneiss locally migmatitic, designated as “Comoé type gneiss” (Hirdes et al., 1996), is dated at 2152 ± 2 Ma by U-Pb method in zircon, and 2100 ± 3 Ma by U-Pb method in titanite. The latter was interpreted as recording regional metamorphism, on the basis of low Th/U in titanite (~ 0.2). In agreement with the diatexite model of the granodioritic gneiss, the zircon age concomitant with the ME1 might record changes in the chemical composition of the melt during the diatexite genesis (Kelsey et al., 2008; Kelsey and Powell, 2011; Yakymchuk and Brown, 2014) instead of magmatic crystallization.

The magmatic texture of the tonalitic-trondhjemitic gneiss, homogeneous at a regional scale, might either reflect a plutonic origin or a zone of accumulation-aggregation of magmatic and residual minerals within the partially molten zone. The discordance between the tonalitic-trondhjemitic gneiss relative to the foliation of the granodioritic gneiss, though, is in favor of an intrusive contact. As a plagioclase-rich mush, the emplacement of the tonalitic-trondhjemitic cannot be achieved by melt alimentation through channels, but instead by ascent of the buoyant plagioclase-rich mush in the mantling gneiss, provoking deflection of the structure of the granodioritic gneiss. The formation of the dome is attributed to the development of a gravitational instability that predominated over the regional NE-SW deformation pattern. Crystallization of the titanite-allanite pegmatite dated at 2094.3 ± 8.8 Ma by U-Pb on zircon, implies that the tonalitic-trondhjemitic gneiss crystallization occurred approximately at this time, which corresponds to the end of ME2 defined by Baratoux et al. (2011). The Mangodara dome formed also during this period during progressive D1-D2 deformation described by Chardon et al. (2020), by local deflection induced by the ascent of the plagioclase-rich mush.

The occurrence in tonalitic-trondhjemitic gneiss of tonalitic veins hosting poikilitic hornblende-biotite implies that its segregation occurred in the presence of H_2O , which favors a melting reaction with formation of hydrous peritectic phases (Berger et al., 2008; Sawyer,

2010; Tafur and Diener, 2020; Weinberg, 1999; Weinberg and Hasalová, 2015). In the context of the Mangodara district, H_2O -saturation more likely represents late saturation induced by cooling of the tonalitic-trondhjemitic gneiss (Annen and Burgisser, 2020; Clemens and Stevens, 2015; Clemens and Watkins, 2001), rather than dehydrating anatectic reactions (Sawyer, 2010) or dewatering of the lower crust caused by a flux of mantle-derived CO_2 -rich fluids (Cuney and Barbey, 2014; Touret and Hartel, 1990; Touret and Huizenga, 2011; Touret and Nijland, 2013).

The pressure of 7 kbar inferred from the thermodynamic modeling of the migmatitic paragneiss is interpreted to record the depth of the onset of partial melting, whereas the pressure of 4 to 6 kbar recorded by the granodioritic and tonalitic gneisses is considered to correspond to the depth of crystallization. The difference of 1 to 3 kbar between partial melting and crystallization is consistent with regional exhumation of about 3 to 9 km between these two processes as well as with upward motion of the tonalitic gneiss relative to the granodioritic gneiss during this period.

Ages of ca. 2094 Ma obtained in rocks from the core of the dome appear to be older than the ages of 2055 and 2041 Ma obtained in the mantling units. The similarity in U-Pb zircon and apatite ages obtained in the core of the dome is consistent with rapid cooling (within the error range of geochronological data) following crystallization of the tonalitic gneiss and enclosing pegmatites. However, the younging trend of apatite U-Pb ages upsection is difficult to reconcile with a simple scenario of crustal cooling after exhumation, which would yield the opposite younging trend, namely downsection. This discrepancy might be attributed to the difference in the apatite grain size (Cherniak et al., 1991; Dodson, 1973) that are significantly larger in samples from the core of the dome ($\sim 300 \mu m$) compared to the ones from the mantle of the dome ($\sim 200 \mu m$). However, such reasoning, if correct in theory, cannot be demonstrated with the geochronological data as all ages are overlapping within error margins.

Table 3

Isotopic data for in-situ LA-ICP-MS apatite dating of granodioritic gneiss, tonalitic-trondhjemitic gneiss and apatite-zircon pegmatite.

N°	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Position	Texture	Equivalent diameter	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ
BMN20B – Granodioritic gneiss										
1	37.0	3.1	4.3	Core	Oscillatory	200	2.51	1.4	0.1728	1.2
2	79.7	4.8	4.5	Core	Oscillatory	200	2.65	2.0	0.1502	0.9
3	44.8	1.4	3.4	Core	Oscillatory	200	2.63	2.4	0.1631	1.3
4	28.4	0.8	3.8	Core	Homogeneous	200	2.50	2.1	0.1893	1.2
5	33.9	0.6	3.3	Core	Homogeneous	200	2.52	2.1	0.1728	1.3
6	16.1	0.1	3.2	Core	Homogeneous	100	2.40	2.2	0.2199	1.5
7	19.7	0.6	3.6	Transition core-rim	Oscillatory	150	2.39	2.1	0.2102	1.3
8	28.0	3.1	4.4	Core	Homogeneous	200	2.44	2.0	0.1900	0.7
9	49.8	9.5	5.7	Core	Oscillatory	250	2.51	2.0	0.1643	1.1
10	43.8	7.6	5.1	Core	Oscillatory	100	2.50	1.7	0.1631	1.5
11	11.5	0.4	1.3	Core	Homogeneous	100	2.53	1.5	0.1845	2.2
12	6.6	0.2	3.3	Core	Homogeneous	150	2.03	1.6	0.3185	1.3
13	19.3	0.4	3.7	Core	Homogeneous	200	2.44	1.5	0.2142	1.2
14	29.2	4.5	4.5	Core	Homogeneous	200	2.46	1.7	0.1850	1.4
BMN11 – Tonalitic-trondhjemitic gneiss										
1	2.2	1.2	4.3	Core	Homogeneous	200	1.30	5.1	0.5500	4.9
2	21.9	5.4	3.0	Zone 1	Homogeneous	800	2.53	2.1	0.1664	1.3
3	11.5	2.9	2.2	Core	Homogeneous	250	2.36	2.0	0.1854	1.1
4	19.8	3.4	2.2	Rim	Homogeneous	200	2.48	2.0	0.1606	0.9
5	20.5	2.5	1.9	Core	Oscillatory	200	2.47	2.0	0.1587	1.1
6	32.9	4.2	2.6	Zone 1	Homogeneous	200	2.53	2.0	0.1539	0.9
7	6.2	0.6	1.7	Core	Homogeneous	200	2.24	2.1	0.2378	1.4
8	25.6	4.3	2.3	Zone 1	Homogeneous	400	2.55	2.0	0.1522	1.1
9	8.5	1.2	1.6	Core	Homogeneous	400	2.41	2.1	0.1881	1.8
10	34.0	5.2	3.1	Zone 1	Homogeneous	100	2.54	2.0	0.1546	0.9
11	6.3	0.7	1.9	Zone 1	Homogeneous	100	2.27	2.2	0.2509	2.0
12	28.8	3.3	2.6	Transition core-zone 1	Oscillatory	100	2.61	2.0	0.1588	1.2
13	9.2	0.5	1.5	Zone 1	Homogeneous	100	2.46	8.1	0.1954	2.1
14	21.7	6.3	3.2	Core	Homogeneous	800	2.46	9.1	0.1668	2.8
15	8.5	1.4	2.3	Core	Complex	800	2.33	8.2	0.2323	2.6
16	31.8	6.7	5.2	Transition core-zone 1	Complex	800	2.52	8.1	0.1624	1.3
17	7.2	1.2	2.2	Zone 1	Complex	200	2.24	8.5	0.2418	2.4
18	13.4	1.6	2.5	Transition core-zone 1	Complex	200	2.39	8.1	0.2078	2.7
19	34.6	6.0	3.6	Zone 1	Homogeneous	200	2.55	8.1	0.1584	1.1
20	36.1	4.8	2.9	Zone 1	Homogeneous	300	2.55	8.2	0.1504	1.1
21	5.1	0.4	2.7	Transition core-zone 1	Complex	200	2.05	8.2	0.3257	2.1
22	34.0	4.8	3.1	Core	Complex	200	2.56	8.2	0.1575	1.0
23	10.1	0.8	2.0	Zone 1	Homogeneous	200	2.34	8.2	0.2099	2.3
24	31.5	3.8	2.9	Transition zones 1–2	Homogeneous	200	2.55	8.1	0.1612	1.2
25	33.6	5.0	3.2	Zone 2	Homogeneous	200	2.56	8.2	0.1585	1.2
26	16.3	2.5	2.5	Transition core-zone 1	Oscillatory	200	2.46	8.1	0.1858	1.3
BMN20 – Titanite-allanite type pegmatite										
1	54.3	5.1	3.7	Core	Homogeneous	600	2.60	1.4	0.1516	0.9
2	85.3	13.7	5.8	Core	Homogeneous	600	2.66	1.6	0.1431	1.0
3	55.7	3.6	3.2	Core	Mottled	500	2.61	2.1	0.1499	1.3
4	14.8	3.1	3.3	Core	Homogeneous	600	2.45	1.8	0.2118	1.3
5	24.1	3.6	3.6	Core	Homogeneous	600	2.50	1.6	0.1849	1.3
6	33.4	2.1	3.1	Core	Homogeneous	600	2.62	1.5	0.1659	1.0
7	55.8	3.2	3.1	Core	Homogeneous	600	2.70	2.5	0.1477	0.9
8	39.0	2.7	3.1	Core	Homogeneous	600	2.60	1.5	0.1603	1.2
9	34.3	2.4	3.0	Core	Homogeneous	600	2.53	1.8	0.1641	1.3
10	41.2	4.0	5.7	Core	Homogeneous	500	2.45	1.5	0.1807	1.0
11	58.1	4.6	5.4	Core	Homogeneous	500	2.56	1.6	0.1635	0.9
12	18.8	7.9	7.5	Core	Homogeneous	1500	2.22	8.2	0.2604	1.1
13	19.1	9.0	7.3	Core	Homogeneous	1500	2.27	8.2	0.2552	1.2
14	17.6	7.6	7.1	Core	Homogeneous	1500	2.20	8.4	0.2557	1.3
15	15.7	6.7	6.3	Core	Homogeneous	1500	2.02	9.1	0.2472	1.6
16	24.7	6.1	7.6	Transition core-zone 1	Oscillatory	1500	2.25	8.3	0.2276	1.4
17	82.0	7.4	7.8	Rim	Oscillatory	1500	2.46	8.1	0.1592	0.9
18	75.4	6.1	6.7	Rim	Oscillatory	1500	2.55	8.2	0.1599	1.0
19	63.2	5.2	6.5	Rim	Oscillatory	1500	2.46	8.1	0.1639	0.9
20	67.4	5.5	6.9	Rim	Oscillatory	1500	2.47	8.1	0.1639	1.2
21	70.0	5.6	5.7	Rim	Oscillatory	1500	2.59	8.0	0.1583	0.9
22	106.3	10.6	5.3	Core	Homogeneous	1000	2.65	8.2	0.1463	2.7
23	80.8	8.9	4.5	Core	Mottled	1000	2.67	9.3	0.1426	1.9
24	9.9	1.3	2.7	Core	Homogeneous	1000	2.22	8.2	0.2303	2.2
25	5.8	0.1	2.9	Core	Homogeneous	600	2.06	8.3	0.3131	1.6
26	3.0	0.1	2.3	Core	Homogeneous	1000	1.79	1.8	0.3882	1.9
27	5.3	0.1	3.3	Core	Mottled	1000	1.92	2.3	0.351	3.1
28	5.0	0.1	2.9	Core	Mottled	1000	1.92	1.7	0.3287	1.9
29	4.1	0.1	2.9	Core	Mottled	1000	1.86	1.8	0.3734	1.8
30	15.7	1.7	4.5	Core	Homogeneous	1000	2.23	1.5	0.2371	1.2
31	31.7	3.1	5.6	Core	Homogeneous	1000	2.36	1.5	0.1973	1.1

(continued on next page)

Table 3 (continued)

N°	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Position	Texture	Equivalent diameter	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ
32	41.4	3.7	5.8	Core	Homogeneous	1000	2.45	1.5	0.1834	1.0
33	16.7	1.5	3.1	Core	Homogeneous	1000	2.34	1.5	0.2015	1.5
34	48.0	3.9	3.2	Core	Homogeneous	500	2.42	2.3	0.1532	2.1
35	79.0	9.8	7.2	Core	Homogeneous	600	2.59	1.3	0.1587	0.9
36	12.6	1.8	3.6	Rim	Homogeneous	350	2.23	1.9	0.2335	1.9
37	13.3	1.9	4.0	Core	Homogeneous	350	2.28	1.6	0.2441	2.1
38	18.0	2.4	3.6	Rim	Homogeneous	350	2.37	1.4	0.2026	1.5
39	6.5	0.5	4.4	Core	Homogeneous	600	1.78	2.7	0.3354	3.3
40	11.1	1.0	2.9	Core	Mottled	600	2.28	1.7	0.2305	2.0
41	89.9	8.1	7.0	Core	Homogeneous	600	2.55	1.3	0.1558	0.9
42	56.7	4.9	6.3	Core	Homogeneous	600	2.50	1.3	0.1708	0.9
43	58.9	5.4	6.4	Core	Homogeneous	600	2.48	1.3	0.1682	1.1
44	70.3	5.9	6.6	Rim	Oscillatory	1500	2.50	1.4	0.1637	1.1

5.3. Geochemical constraints on the protolith of the gneisses

5.3.1. Paragneiss as sources of the granodioritic gneiss

Generation of a K-rich melt is expected in case of partial melting reactions involving dehydration of K-bearing minerals such as micas (Gardien et al., 1995; Le Breton and Thompson, 1988; Montel and Vielzeuf, 1997; Patiño Douce and Beard, 1995; Rapp and Watson, 1995; Thompson, 1982; Vielzeuf and Holloway, 1988; Vielzeuf and Montel, 1994; Wyllie and Wolf, 1993). In the studied area, the most mica-rich lithology corresponds to the paragneiss, which is thus a good candidate to generate a K-rich melt. Alternatively, a K-rich-melt might reflect the presence of residual plagioclase in the partially molten rock, which increases the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio in the anatectic melt comparatively to the source (Laurent et al., 2014). This implies a fractionation of $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio by residual plagioclase (stable for almost $P < 15$ kbar) with low degree of partial melting to prevent entrainment of plagioclase. The latter hypothesis is unsuited with the high degree of partial melting suggested by the field observations reported in the previous section.

Further exploring the scenario of an origin of the K-rich series by partial melting of paragneiss, it appears that the granodioritic gneiss shows a slight depletion in LILE (Rb, Cs, see Fig. 18b) compared to its alleged protolith. Reaching such a composition requires the contribution of a LILE-poor source, such as the amphibolite and micaschist, to dilute LILE concentration in the granodioritic anatectic melt. On the other hand, the absence of Nb and Ta fractionation between the granodioritic gneiss and the amphibolite, micaschist and paragneiss, suggests that partial melting occurred at a pressure inferior to the stability domain of rutile (< 10 – 15 kbar, Diener et al., 2007; Foley et al., 2002; Green et al., 2016; Moyen and Stevens, 2006). The slight enrichment in LREE of the granodioritic gneiss relative to the amphibolite, micaschist and paragneiss, signs for an incompatible behavior of LREE that could be highly soluble during partial melting. Further, the depletion in HREE and Y, implies a fractionation by REE-bearing minerals such as garnet or amphibole, which is also consistent with the low Fe, Mg, and Ti content of the granodioritic gneiss compared to amphibolite, micaschist and paragneiss. This proposition is further supported by the presence of peritectic garnet in the migmatitic paragneiss (Fig. 7d, e and f), and of hornblende-bearing leucosomes in the amphibolite (Fig. 5c). Altogether, the weak fractionation of REE, Nb, Ta, and the typical high Cr, Ba and Sr content (e.g., 134–227 Cr ppm in granodioritic gneiss, 32–189 ppm in K-rich plutonic rocks) suggest that the granodioritic gneiss resulted from high degree partial melting of a mixed source that would include amphibolite (1129 ppm Cr), micaschist and paragneiss (217 ppm Cr), whose restites and/or restites are observed as rafts in the granodioritic diatexite. Peritectic hornblende and garnet fractionated ferromagnesian elements, HREE and Y.

5.3.2. Amphibolites as sources of the tonalitic-trondhjemitic gneiss

In general, tonalitic and trondhjemitic magmas are considered to be generated by partial melting of an hydrated mafic source under a pressure higher than 10 kbar, required to destabilize plagioclase (Atherton

and Petford, 1993; Barker, 1979; Barker and Arth, 1976; Drummond et al., 1996; Moyen et al., 2009; Patiño Douce and Beard, 1995; Peacock et al., 1994; Petford and Atherton, 1996; Rapp et al., 1991; Rapp and Watson, 1995; Rushmer, 1991; Skjerlie and Patiño Douce, 2002; Winther and Newton, 1991; Wyllie and Wolf, 1993). The tonalitic-trondhjemitic gneiss is characterized by relatively low content in Mg (0.38–0.46 Mg#) and transition metals (Cr, Cu, Ni) that allow to refute an origin by direct partial melting of a mantle source or a mantle contamination. Alternatively, the tonalitic-trondhjemitic assemblage could be generated by partial melting of Birimian amphibolites and mafic schists. The lack of negative Eu anomaly in the gneiss implies that fractional crystallization of plagioclase in equilibrium with a melt is not involved in its genesis. Laurent et al. (2020) proposed that trondhjemitic magmas could be formed by plagioclase accumulation and amphibole fractionation from a tonalitic-granodioritic parental melt (Fig. 19c). However, in Mangodara, the structural position of the tonalitic-trondhjemitic gneiss under the granodioritic gneiss is not consistent with such a scenario, as a fractionated magma tends to segregate toward the upper part of the partially molten zone or to migrate out of the partially molten zone to intrude the upper crust (Hildreth, 2004; Jackson et al., 2018, 2003; Vanderhaeghe, 2009). A compliant model assimilates the tonalitic-trondhjemitic gneiss to a tonalitic melt coming from a deeper zone of partial melting affecting a predominantly mafic protolith (such as Birimian amphibolites) (e.g., Ilboudo et al., 2021), which evolves into a mush composed of clustered residual plagioclase. Partial melting of amphibolite produces a residue dominated in composition by plagioclase and pyroxene (Fig. 15b and d). The absence in tonalitic-trondhjemitic gneiss of products of dehydration melting reactions in the source (e.g., garnet, pyroxene) as well as the scarcity of rafts in textural continuity with the gneiss is consistent with a migration of the tonalitic-trondhjemitic magma away from its source, leaving at least part of its residual solid at a lower structural level.

When compared to the amphibolite and micaschist, the tonalitic-trondhjemitic gneiss is enriched in LILE (K, Cs, Rb), and W, but depleted in HFSE such as Nb, Ta, Ti, Y and HREE. Two possible processes can explain these depletions:

- (1) Some elements might be fractionated by residual minerals in restites of the partially melted amphibolites and schists, or by early magmatic minerals during the rise of the parental melt. Specifically, this scenario implies the segregation of Nb, Ta, Ti and HREE by rutile at $P > 15$ kbar (Drummond et al., 1996; Foley et al., 2002; Hoffmann et al., 2011; Moyen and Stevens, 2006), Y and HREE by garnet at $P > 10$ kbar (Drummond et al., 1996; Hoffmann et al., 2011; Moyen and Stevens, 2006), LREE by early magmatic allanite, titanite and phosphates (Brooks et al., 1981; Green and Pearson, 1987; Green and Pearson, 1986; Hermann, 2002; Solgadi et al., 2007; Tiepolo et al., 2002). Moreover, amphibole extraction in the parental melt can enhance depletion in REE and increase of the La/Yb and Sr/Y ratios in the tonalite-

Table 4

Major and trace elements composition of amphibolites, micaschist, paragneiss, gneisses, plutonic rocks and pegmatites.

Sample	Rafts units			K-rich series					Monzogabbro	Hornblende-biotite granodiorite	GG-granitoid		
	Amphibolite		Micaschist	Paragneiss	Granodioritic gneiss			Microgranular enclave in granodioritic gneiss					
	BMN109	BMN150	1684-sd	BMS114B	BMN7	BMN24	BB15	BMN94	BMN47bis	BMS134C	BMS23	BB7	BMN1
SiO ₂	54.05	52.3	61.68	61.66	66.72	69.71	62.65	69.2	51.86	65.67	68.13	71.89	67.16
Al ₂ O ₃	11.89	16.87	14.39	17.95	15.14	15.14	14.68	15.81	17.38	15.73	15.11	14.59	14.89
Fe ₂ O ₃	11.11	9.15	8.11	7.85	4.55	3.08	5.39	3.08	10.13	4.47	3.5	2.12	4.22
CaO	10.15	9.63	6.92	1.24	3.86	2.98	4.44	3.1	5.45	3.72	2.97	2.31	3.21
MgO	7.31	5.6	2.41	2.84	2.01	1.21	2.97	0.92	4.93	1.75	1.35	0.76	1.41
Na ₂ O	2.18	3.83	2.99	2.08	3.99	4.2	3.85	4.51	4.3	4.27	4.28	4.23	3.66
K ₂ O	0.49	0.38	0.25	2.94	3.17	2.98	3.33	2.74	2.28	2.81	2.79	3.17	3.56
TiO ₂	1.04	0.87	0.83	0.73	0.43	0.38	0.54	0.32	0.97	0.49	0.37	0.21	0.6
MnO	0.11	0.15	0.19	0.09	0.07	0.05	0.08	0.04	0.13	0.07	0.06	0.04	0.06
P ₂ O ₅	0.23	0.2	0.42	bdl	0.17	0.14	0.24	0.17	0.45	0.22	0.16	0.08	0.24
LOI	0.47	1.37	0.87	1.87	0.76	0.65	1.4	0.57	1.48	0.68	0.85	0.53	0.82
Total	99.19	100.33	99.06	99.25	100.86	100.5	99.57	100.45	99.36	99.87	99.56	99.93	99.82
100	56.58	54.78	37.09	41.75	46.71	43.67	52.19	37.28	49.1	43.76	43.31	41.49	39.84
*Mg#													
Be	0.93	1.21	1	1.19	1.42	1.29	1.69	1.45	1.60	1.53	1.58	1.46	1.43
Sc	34.44	25.01	12.17	21.47	9.56	5.52	13.52	2.07	27.68	10.73	8.62	3.86	10.18
V	207	161	54	139	80	46	99	46	182.89	73	59	28	58
Cr	1129	87	26	217	227	134	156	51	86.73	32	106	183	177
Co	43.91	27.09	22.4	25.53	10.92	6.48	16.63	5.11	28	10.26	7.37	3.89	7.62
Ni	313.65	24.11	9.45	71.19	15.8	9.26	25.03	13.44	29	8.35	9.41	7.84	9.12
Cu	56.6	11.69	bdl	2.65	14.21	6.96	40.53	15.27	8.02	53.13	20.1	2.56	2.37
Zn	86	90	128	110	58	52	68	48	128	74	58	39	64
Ga	na	18.99	18.01	23.60	18.06	17.66	18.84	17.32	22.83	20.04	18.55	16.88	18.67
Ge	na	1.24	1.41	1.98	1.19	1.2	1.31	0.95	1.62	1.38	1.22	1.03	1.23
Cs	0.16	0.12	0.21	5.4	2.54	2.49	1.71	2.18	3.82	1.9	2.06	1.76	1.76
Rb	2.92	2.40	2.99	114.17	98.15	73.31	90.57	55.91	100.11	84.44	87.05	91.12	108.32
Sr	412	276	510	199	598	606	610	689	788	769	655	473	499
Ba	213	132	79	608	711	854	791	1018	618.94	753	606	653	1071
Y	17.30	26.97	31.58	21.40	10.54	10.36	16.70	5.68	25.15	16.22	15.16	8.39	19.31
Zr	119	151	182	139	117	107	191	111	162	164	111	103	233
Hf	2.9	3.69	4.33	3.87	3.3	3.11	5.02	3.08	4.06	4.47	3.21	2.99	5.84
Nb	9.74	8.38	7.43	6.42	5.05	5.1	5.77	3.36	6.00	5.47	4.65	4.34	9.99
Ta	0.56	0.63	0.68	0.57	0.65	0.66	0.45	0.33	0.39	0.51	0.52	0.32	1.27
Mo	9.08	1.6	1.59	3.95	10.88	7.01	5.41	3.41	0.57	1.22	5.11	9.9	9.41
Cd	na	0.17	0.16	0.05	0.07	0.05	0.07	0.04	0.1	0.07	0.06	0.04	0.07
In	na	0.05	0.05	0.06	bdl	bdl	0.03	bdl	0.07	0.04	bdl	bdl	bdl
Sn	2.99	1.72	1.83	1.44	1.07	1	1.17	0.84	1.76	1.08	1.18	0.95	1.54
Sb	na	0.13	bdl	bdl	0.09	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
W	na	1.22	0.98	4.08	8.27	5.35	3.92	1.19	bdl	bdl	3.85	7.55	7.13
Pb	3.5	4.6	6.4	7.5	11	10.3	11.4	11	5.2	10.2	10.4	10.8	11.8
Bi	na	0.29	0.13	0.07	0.11	0.15	0.08	0.12	0.07	0.08	0.14	bdl	0.06
Th	1.86	2.82	2.06	3.62	8.78	3.77	5.49	3	3.12	3.19	4.59	3.5	6.75
U	0.47	0.74	0.61	1.31	1.76	0.79	0.65	0.95	0.52	0.93	1.24	0.63	1.94
K/Rb	1393	1312	696	213	268	338	306	407	1.62	276	266	289	273
Ca/Cs	459131	561164	237708	1641	10835	8531	18566	10143	0.1	14031	10313	9415	13052
Nb/Ta	17.3	13.2	10.9	11.35	7.79	7.72	12.8	10.09	12.94	10.83	8.89	13.53	7.84
Zr/Hf	40.97	40.91	41.95	35.77	35.42	34.38	38.06	35.98	0.79	36.79	34.66	34.43	39.95
La	20.6	14.5	20.6	20.8	37.1	21.6	34.2	20.5	26.1	27.3	25.4	18.5	41.2
Ce	44.2	32.8	45.3	43.3	77.1	49.7	60	39.9	67.6	49.7	45.8	47.5	89.7
Pr	5.6	4.74	6.1	5.58	8.13	5.81	8.45	4.71	7.36	7.93	6.15	4.13	10.35
Nd	23	19.8	24.2	22.4	28.4	22.5	33.4	17.4	30.3	32.4	24.2	14.3	38.9
Sm	4.38	4.76	5.36	4.54	4.42	4.11	6.38	2.68	6.68	6.14	4.58	2.5	6.97
Eu	1.22	1.35	1.54	1.11	1.1	1.05	1.47	0.89	1.81	1.51	1.1	0.68	1.56
Gd	3.87	4.42	5.08	3.92	2.99	2.84	4.73	1.71	5.54	4.39	3.48	1.8	4.96
Tb	0.55	0.7	0.82	0.6	0.37	0.36	0.59	0.19	0.85	0.56	0.45	0.24	0.66
Dy	3.27	4.54	5.23	3.82	1.99	1.93	3.16	1.03	4.92	3.12	2.43	1.35	3.64
Ho	0.65	0.97	1.13	0.82	0.37	0.35	0.59	0.2	0.94	0.59	0.48	0.26	0.7
Er	1.85	2.7	3.09	2.23	1.02	0.95	1.5	0.53	2.33	1.57	1.24	0.7	1.82
Tm	0.24	0.41	0.47	0.34	0.15	0.14	0.22	0.08	0.33	0.23	0.17	0.11	0.27
Yb	1.72	2.73	3.07	2.15	1.02	0.93	1.35	0.55	2.02	1.47	1.07	0.69	1.74
Lu	0.24	0.42	0.47	0.33	0.16	0.14	0.21	0.09	0.28	0.22	0.16	0.11	0.26
SumREE	111.3	94.8	122.5	111.9	164.3	112.4	156.2	90.5	157.1	137.1	116.7	92.9	202.8
LaN/ YbN*	8.1	3.6	4.6	6.6	24.7	15.8	17.2	25.5	8.8	12.6	16.2	18.3	16.1
La/Yb	12	5	7	10	36	23	25	38	13	19	24	27	24
Sr/Y	24	10	16	9	57	59	37	121	1.1	47	43	56	26
Ce/Sr	0.11	0.12	0.09	0.22	0.13	0.08	0.10	0.06	0.09	0.06	0.07	0.10	0.18

Sample	Na-rich series				Pegmatites				
	Tonalitic-trondhjemitic gneiss		Biotite trondhjemite	Two-mica trondhjemite	Titanite-allanite type pegmatite	Apatite-zircon type pegmatite	Garnet-columbite type pegmatite	Garnet-REE type pegmatite	
	BMS34C	BMN42	BMN11	BMN33	BMS9	BMN28	BMN82B	BMN86	BB15P
SiO ₂	69.56	68.39	71.05	59.23	72.36	71.81	59.57	73.46	76.46
Al ₂ O ₃	15.54	15.27	16.02	20.63	15.41	14.42	20.37	15.05	14.02
Fe ₂ O ₃	2.52	3.6	1.53	3.87	1.33	4.03	2.725	0.21	0.59
CaO	3	3.85	3.09	4.59	2.21	2.73	5.124	0.47	1.58
MgO	0.89	1.56	0.49	1.72	0.33	0.00	1.01	0.00	0.00
Na ₂ O	5.67	4.96	5.85	7.12	5.46	5.17	6.32	4.69	6.35
K ₂ O	1.13	1.17	0.81	1.39	1.61	0.63	2.35	5.46	0.52
TiO ₂	0.3	0.43	0.16	0.34	0.14	0.063	0.248	bdl	0.025
MnO	0.04	0.05	0.02	0.09	0.02	0.020	0.0546	0.020	0.021
P ₂ O ₅	0.09	0.14	bdl	0.17	bdl	bdl	1.06	0.12	bdl
LOI	0.68	0.56	0.89	0.44	0.35	0.48	0.74	0.55	0.28
Total	99.41	99.95	99.89	99.59	99.22	99.35	99.58	100.02	99.84
100	41.09	46.16	38.7	46.82	32.75				
*Mg#									
Be	1.05	0.87	0.97	3.54	1.5	1.28	3.27	1.11	2.56
Sc	6.93	7.16	2.44	24.16	2.04	0.78	6.39	0.96	1.53
V	32	56	18	48	11	62	36	1	3
Cr	40	86	76	47	74	83	43	61	96
Co	5.41	9.84	3.44	9.02	1.54	2.61	5.63	0.17	0.27
Ni	7.98	39.53	5.38	30	2.09	3.09	11.97	bdl	bdl
Cu	61.31	24.11	53.32	5.69	3.34	62.02	5.50	bdl	bdl
Zn	61	57	33	54	39	46	46	33	12
Ga	21.88	19.08	19.83	na	18.03	17.91	27.48	25.60	23.61
Ge	0.72	0.84	0.69	na	0.77	0.67	1.45	1.57	1.38
Cs	0.81	1.27	0.48	1.75	1.55	0.28	4.78	3.71	0.96
Rb	35.47	34.79	16.91	35.70	42.48	5.26	82.61	251.39	19.94
Sr	609	429	424	483	770	391	587	63	35
Ba	158	205	177	151	598	120	336	130	19
Y	8.64	7.75	1.97	10.18	3.75	1.14	48.59	1.92	10.35
Zr	107	105	78	92	83	43	56	15	26
Hf	2.88	2.75	2.1	2.51	2.4	1.26	2.08	0.91	1.01
Nb	2.05	2.55	1.13	3.1	2.07	0.48	9.36	2.87	2.54
Ta	0.26	0.26	0.11	0.3	0.18	0.15	2.01	0.50	0.44
Mo	1.79	4.52	4.23	1.39	4.3	4.77	1.58	3.63	5.79
Cd	0.04	0.06	0.04	na	0.03	0.04	0.07	0.03	0.03
In	bdl	bdl	bdl	na	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sn	0.73	0.77	bdl	1.87	0.47	bdl	1.52	0.53	0.40
Sb	bdl	bdl	bdl	na	bdl	bdl	0.06	bdl	bdl
W	1.31	1.64	3.24	na	3.48	3.63	1.02	2.93	4.43
Pb	5.2	4.2	4.6	7.1	8.1	5.7	21.0	25.5	27.5
Bi	bdl	0.05	0.09	na	bdl	0.29	0.07	0.05	0.08
Th	1.93	1.6	1.39	4.56	1.33	0.82	6.95	2.21	6.74
U	0.69	0.36	0.21	0.7	0.51	0.87	1.56	0.96	5.22
K/Rb	265	279	398	323	314	989	236	180	217
Ca/Cs	26437	21579	46094	18799	10173	68843	7654	899	11810
Nb/Ta	8.02	9.72	10.46	10.49	11.74	3.19	4.67	5.69	5.78
Zr/Hf	37.15	38.17	37.12	36.83	34.63	33.63	26.89	16.48	25.91
La	23.4	16.4	8.6	22.1	9.9	3.06	6.34	1.89	1.17
Ce	24.9	23.2	15.3	47.9	19.6	6.96	20.24	3.79	2.90
Pr	5.65	3.86	1.77	5.25	2.49	0.71	2.93	0.58	0.29
Nd	21.2	15.4	6.7	18.1	9.6	2.77	15.74	2.19	1.19
Sm	3.88	2.89	1.13	2.9	1.7	0.50	6.98	1.03	0.50
Eu	1.15	0.86	0.45	0.7	0.49	0.35	1.40	0.09	0.26
Gd	2.89	2.3	0.79	2.41	1.11	0.37	9.04	0.73	0.80
Tb	0.34	0.3	0.09	0.34	0.14	0.05	1.53	0.11	0.20
Dy	1.6	1.51	0.46	1.93	0.72	0.25	9.01	0.44	1.56
Ho	0.28	0.27	0.07	0.38	0.13	0.04	1.72	0.06	0.38
Er	0.66	0.65	0.17	0.95	0.33	0.12	4.17	0.12	1.20
Tm	0.09	0.09	0.02	0.13	0.05	0.02	0.54	0.02	0.20
Yb	0.56	0.56	0.15	0.96	0.31	0.15	3.09	0.13	1.34
Lu	0.08	0.08	0.02	0.12	0.05	0.02	0.42	0.02	0.21
SumREE	86.7	68.4	35.8	104.1	46.7	15.4	83.2	11.2	12.2
LaN/ YbN*	28.7	19.9	38.8	15.7	21.4	192.2	1.4	134.9	9.2
La/Yb	42	29	57	23	31	21	2	14	1
Sr/Y	70	55	215	47	205	343	12	33	3
Ce/Sr	0.04	0.05	0.04	0.10	0.03	0.02	0.03	0.06	0.08

na: not analyzed. bdl: below the detection limit. *: data normalized to chondrite. (McDonough and Sun, 1995).

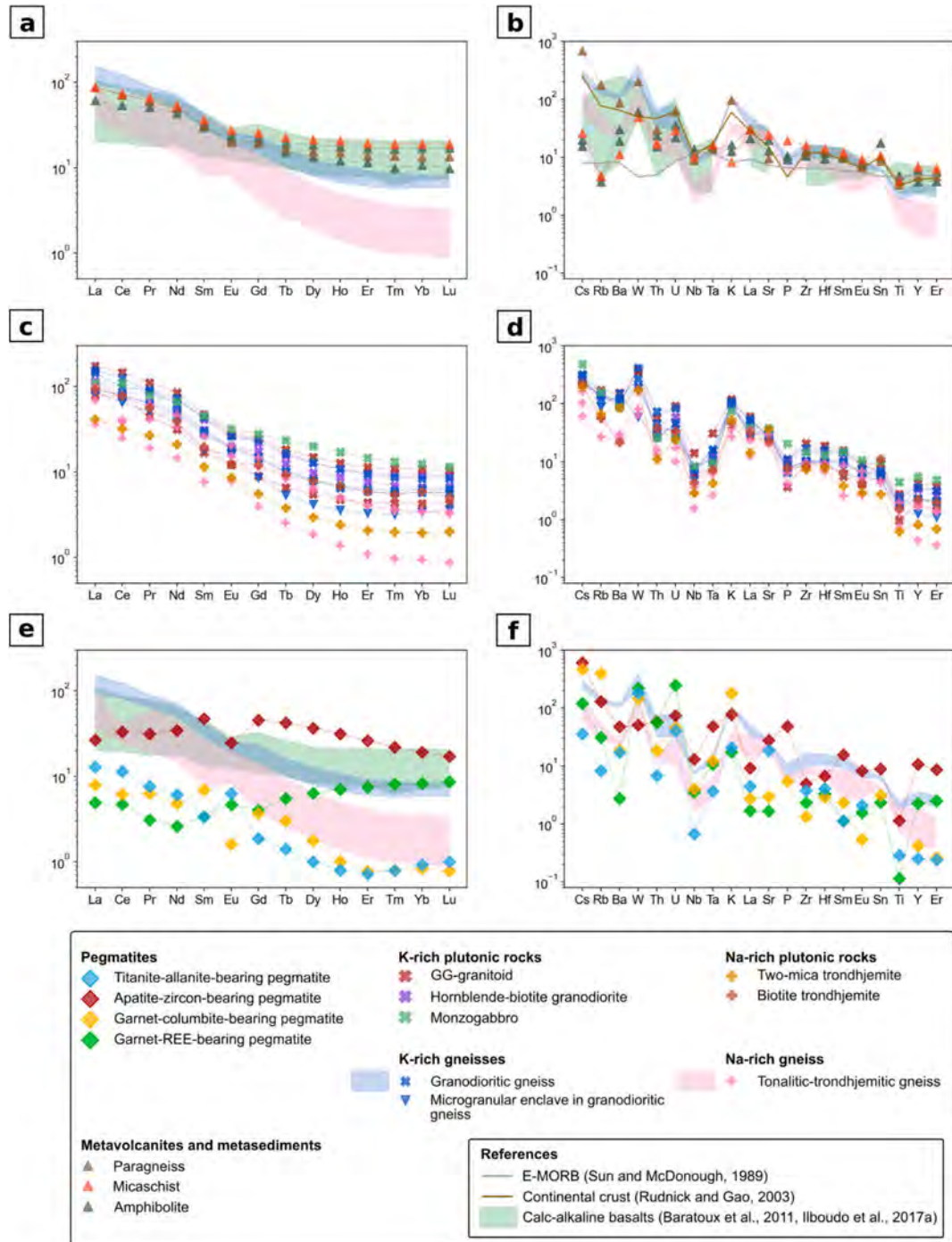


Fig. 18. REE spider diagram of (a) amphibolite, micaschist, and paragneiss, (c) gneisses and granitoids and (e) pegmatites normalized to chondrite (McDonough and Sun, 1995). Multi-elements spider diagram of (b) amphibolite, micaschist and paragneiss, (d) gneisses and granitoids, and (f) pegmatites normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989). Filled patterns correspond to granodioritic gneiss (blue), tonalitic-trondhjemitic gneiss (pink) and calc-alkaline basalt (green) from the Hounde greenstone belt, and Tiébélé greenstone belt (Baratoux et al., 2011; Ilboudo et al., 2017a).

trondhjemite (Liou and Guo, 2019; Reichardt and Weinberg, 2012).

- (2) Following the model of Laurent et al. (2020), incompatible LILE and HFSE might be entrained in the residual liquid during crystallization of the parental melt of the tonalitic-trondhjemitic gneiss, which migrates upward and emplaces at an upper level of the crust to form granitic plutons or silicic volcanic rocks.

Whether it results from high pressure melting of amphibolites, or fractional crystallization of a parental tonalitic melt, the source of the

tonalitic-trondhjemitic gneiss is located in structural levels below the granodioritic gneiss (Fig. 20), which is in agreement with the pressure-related classification of TTG proposed by Moyen (2011). As mafic composition of the source is more likely to result in tonalitic magmas, the protolith should be dominated by Birimian amphibolites over metasediments. Partial melting of a predominantly mafic component is consistent with the affinity of the tonalitic magma with the plagioclase-rich Na-rich series. According to this scenario, REE and HFSE fractionation in the tonalitic-trondhjemitic gneiss would be achieved by clustering of residual minerals or fractional crystallization.

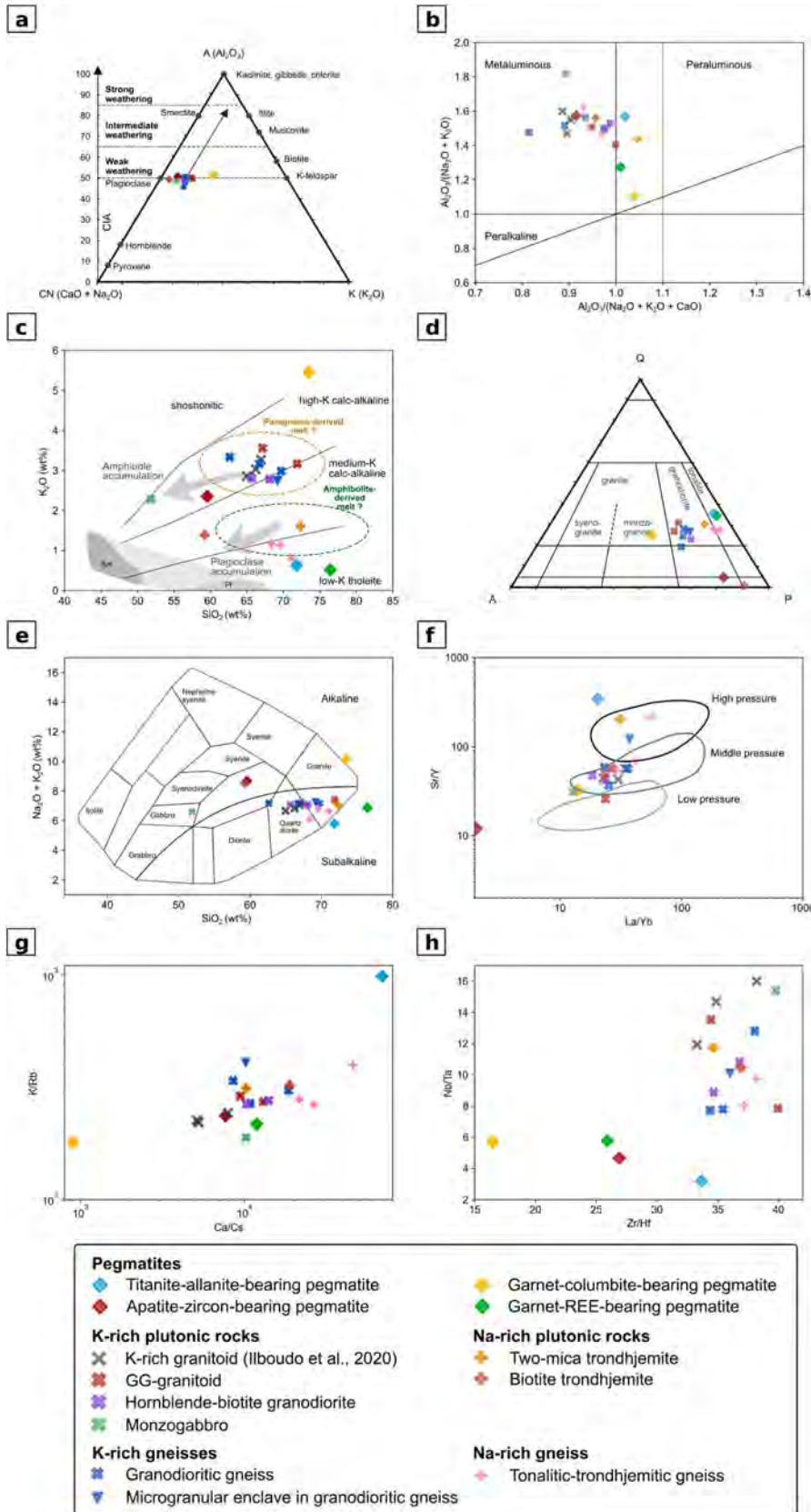


Fig. 19. Geochemical discriminant diagrams for gneisses and plutonic rocks. (a) Chemical index alteration ($CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) * 100$, CaO^* corresponding to the amount of Ca incorporated in silicates, considering Ca content in apatite (Nesbitt and Young, 1982; Nesbitt and Young, 1984). (b) Shand index plot (Shand, 1943) showing most of the gneisses and granitoids in the metaluminous domain. (c) Diagram of SiO_2 vs K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) including domains corresponding to plagioclase and amphibole accumulation (in shades of gray, Laurent et al., 2020). (d) Quartz-alkali feldspar-plagioclase (QAP) diagram for felsic gneisses and granitoids (Streckeisen and Le Maitre, 1979). Modal compositions are calculated in CIPW norm and validated by comparison with mineral compositions of corresponding samples. (e) Total alkali-silica diagram (SiO_2 vs $Na_2O + K_2O$, Cox et al., 1979). (f) Diagram plotting Sr/Y vs La/Yb also showing domains of high-, middle- and low-pressure TTG, according to Moyen (2011). (g, h) Binary ratio plots depicting K/Rb versus Ca/Cs and Nb/Ta versus Zr/Hf for gneisses, granitoids and pegmatites, respectively. Supplementary K-rich granitoids data are from Ilboudo et al., 2020 (samples G1, G3 and G8, Fig. 2).

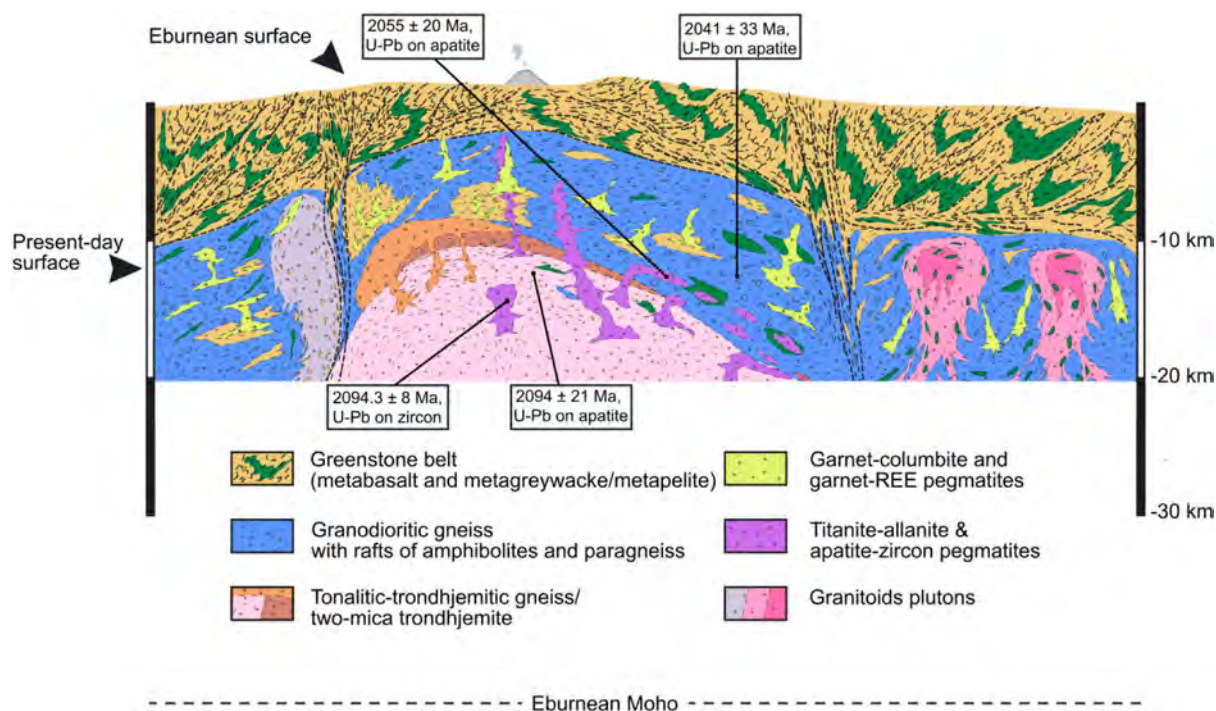


Fig. 20. Cross-section representing the structural setting of the Mangodara dome, cored by tonalitic-trondhjemitic gneiss and flanked by two shear zones. Plutonic rocks, from the left to the right, represent respectively the hornblende-biotite granodiorite, the two-mica trondhjemite and the GG-granitoids intruded by porphyritic biotite granite. The mantling granodioritic gneiss represents a diatexite including rafts of partially molten Birimian volcano-sedimentary amphibolite-schist and paragneiss. Plutonic rocks are formed by melt collected within the gneisses, and pegmatites are formed by melt segregation in the gneisses and the rafts of migmatitic paragneiss-amphibolite.

5.4. Petrogenesis of the K-rich and Na-rich magmatic series

5.4.1. K-rich plutonic rocks

The monzogabbro, hornblende-biotite granodiorite and GG granitoids, which display a mineralogy and geochemical signature similar to those of the granodioritic gneiss, are interpreted to represent differentiated terms of the K-rich magmatic series. Their structural position in diffuse but locally cross-cutting contact with the granodioritic gneiss further suggests that they correspond to magmas that segregated *in-situ* during deformation (Figs. 20 and 23).

The hornblende-biotite granodiorite is edged by shear zones that might have controlled melt migration (Archanjo et al., 1999; de Saint Blanquat et al., 2011; de Saint Blanquat et al., 1998; Gleizes et al., 1997; Weinberg et al., 2004), and permit melt accumulation in a lower part of the granodioritic gneiss (Fig. 20). Megacrystic plagioclase in this granodiorite are witnesses of an extended magmatic growth as in a magmatic chamber.

In the eastern part of the district, the contact of GG-granitoids with granodioritic gneiss is marked by rhythmic layering that might correspond to melt percolation along the foliation of the granodioritic gneiss (Barbey, 2009; Clemens and Stevens, 2016; Vanderhaeghe, 2009; Weinberg, 1999). In the neighboring Téhini District, the “Bavé type” biotite granodiorite ($2137 \pm 9/-7$ Ma by U-Pb method on zircon) has been interpreted as the product of partial melting of the “Comoé type” granodioritic gneiss (Hirdes et al., 1996). From our point of view, this granodiorite might be the product of melt accumulation within the granodioritic diatexite, which crystallized at the end of the ME1.

The monzogabbro could result from accumulation of hornblende separated from a granodioritic assemblage. A similar scenario has been proposed for hornblende in Xuanmenzi-Gualanyu region (Neoproterozoic, North China Craton), resulting in decreased Sr/Y and La/Yb ratios (Liou and Guo, 2019).

5.4.2. Na-rich plutonic rocks

The plagioclase-rich biotite trondhjemite, which has geochemical features similar to the tonalitic-trondhjemitic gneiss (K-poor, low HFSE and REE), could have resulted from accumulation of plagioclase floating at the roof of the tonalitic-trondhjemitic gneiss. The peraluminous composition of the two-mica trondhjemite can be attained by fractionation of biotite and hornblende in the plagioclase-rich melt (Chappell et al., 2012). Moreover, the composition of the tonalitic-trondhjemitic gneiss, which is intermediate between the biotite trondhjemite and the two-mica trondhjemite for many elements (Fig. 19d and e), could support this proposition. Its position occupying the roof of tonalitic-trondhjemitic gneiss in perfect concordance with its southern margin, corroborates an origin as a melt extracted from the tonalitic-trondhjemitic gneiss (Fig. 20). The lower proportion of plagioclase in this melt stands with a relative increase of K, stabilizing micas instead of amphibole, whereas the depleted REE and HFSE signatures are inherited from the tonalitic-trondhjemitic gneiss.

5.5. Mass balance modeling

We test our petrogenetic model of differentiation of a Na-series and a K-series through partial melting and fractional crystallization, using mass balance calculations on major elements composition. To characterize the geochemical evolution trend, gneiss and granitoid compositions are assessed as linear combinations of variable mineral proportions (Table 5), using geochemical composition of each mineral species inferred from thermodynamic models and available data (Table 6). We define as residue the assemblage of residual solid phases of partial melting which are not entrained in the melt. A magma designates the hybrid mixing of anatectic melt and minerals which are not retained in the residue, as we proposed in our petrogenetic model of granodioritic gneiss and tonalitic-trondhjemitic gneiss. A cumulate designates a mineral assemblage extracted from a bulk magma by fractional crystallization. Parental magma M_x of each Na-rich and K-rich series is

Table 5

Calculated modal compositions and whole rock compositions of protoliths, residues of partial melting, parental magmas and magmatic cumulates, used for the geochemical mass balance modeling of Mangodara gneisses and granitoids.

	Protolith P _{Na} : amphibolite average (BMN109 + BMN150)	Residue R _{Na}	Magma M _{Na} : mid- composition between average tonalitic- trondhjemitic gneiss and biotite trondhjemitic	Cumulate C _{Na} : biotite trondhjemitic	Protolith P _K : 85% paragneiss (BMS114B) + 15% amphibolites	Residue R _K	Magma M _K : Average granodioritic gneiss	Cumulate C _K : approximated monzogabbro
Quartz	–	–	–	–	–	–	–	3.7
Orthopyroxene	–	12.89	–	–	–	–	–	–
Clinopyroxene	–	51.55	–	–	–	–	–	–
Plagioclase (Ab ₈₀ An ₂₀)	–	–	–	73.4	–	–	–	41.9
Plagioclase (Ab ₄₃ An ₅₇)	–	18.04	–	–	–	–	–	–
Plagioclase (Ab ₆₂ An ₃₂ Or ₆)	–	–	–	–	–	–	–	–
K-feldspar (Ab ₃₁ An ₂ Or ₆₇)	–	–	–	–	–	–	–	–
K-feldspar (ideal composition)	–	–	–	–	–	–	–	–
Garnet (modelled amphibolite)	–	17.53	–	–	–	–	–	–
Garnet (modelled paragneiss)	–	–	–	–	–	81.4	–	–
Hornblende	–	–	–	12.7	–	–	–	33.4
Biotite (metatexitic paragneiss)	–	–	–	–	–	18.6	–	–
Biotite (tonalitic- trondhjemitic gneiss)	–	–	–	13.9	–	–	–	–
Biotite (granodioritic gneiss)	–	–	–	–	–	–	–	21
Muscovite (two- mica trondhjemitic)	–	–	–	–	–	–	–	–
SiO ₂	53.18	50.59	64.45	56.95	60.387	38.414	66.4	51.92
Al ₂ O ₃	14.38	10.04	18.12	20.37	17.417	21.443	14.98	16.53
FeO	9.12	12.96	2.89	5	7.374	26.454	3.91	10.32
CaO	9.89	15.60	3.95	4.70	2.538	0.505	3.76	5.6
MgO	6.45	9.61	1.35	2.64	3.383	9.912	2.06	5.31
Na ₂ O	3.00	1.20	6.31	7.06	2.214	0.054	4.01	4.41
K ₂ O	0.44	0.00	1.21	1.38	2.560	1.642	3.16	2.47
Total	96.45	100.00	98.27	98.10	95.87	98.42	98.24	96.56

Table 6

Major element compositions of the minerals selected for the mass balance modeling of Mangodara gneisses and granitoids. Abbreviations: Ab = albite, Alm = almandine, An = anorthite, Grs = grossular, Or = orthoclase, Prp = pyrope.

Minerals	Data source	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Quartz	Ideal composition	100						
Plagioclase	Oligoclase (Ab ₈₀ An ₂₀)	63.38	23.05		4.23		9.34	
K-feldspar	Ideal composition	64.76	18.32					16.92
Muscovite	Two-mica trondhjemitic (unpublished data)	46.32	31.87	5.09		1.01	0.37	10.48
Hematite	Ideal composition			90.00				
Partial melting of an amphibolitic source								
Orthopyroxene	Thermodynamic modeling of sample BMN109, at T = 850 °C and P = 10 kbar	51.32	2.12	27.66		18.9		
Clinopyroxene	Thermodynamic modeling of BMN109, at T = 850 °C and P = 10 kbar	53.39	1.09	9.32	23.72	11.82	0.66	
Plagioclase	Thermodynamic modeling of sample BMN109, at T = 850 °C and P = 10 kbar, Ab ₄₃ An ₅₇	53.51	29.70		12.02		4.77	
Garnet	Thermodynamic modeling with composition of sample BMN109, at T = 850 °C and P = 10 kbar, Alm ₅₅ Prp ₂₄ Grs ₁₉	38.79	21.94	26.2	6.87	6.2		
Fractionation of a tonalitic-trondhjemitic magma (Na-rich series)								
Biotite	Tonalitic-trondhjemitic gneiss, unpublished data	36.44	15.32	18.18		11.05		9.4
Hornblende	Granodioritic-tonalitic-trondhjemitic gneiss, unpublished data	41.70	10.85	19.36	11.46	8.91	1.48	1.32
Partial melting of a paragneiss-dominated source								
Plagioclase	Thermodynamic modeling of sample BMS114B, at T = 850 °C and P = 7 kbar, Ab ₆₂ An ₃₂ Or ₆	59.65	25.31		6.96		6.96	1.12
K-feldspar	Thermodynamic modeling of sample BMS114B, at T = 850 °C and P = 7 kbar, Ab ₃₁ An ₂ Or ₆₇	65.4	19.05		0.46		3.36	11.73
Biotite	Biotite from metatexitic paragneiss, unpublished data	35.5	18.57	18.29		10.05	0.29	8.83
Garnet	Thermodynamic modeling of sample BMS114B, at T = 850 °C and P = 7 kbar, Alm ₆₁ Prp ₃₈ Grs ₂	39.08	22.1	28.32	0.62	9.88		
Fractionation of a granodioritic magma (K-rich series)								
Biotite	Biotite from granodioritic gneiss, unpublished data	36.85	15.46	18.37		11.11		9.67
Hornblende	Same as in Na-series							

modelled as subtraction of a residue R_x to a protolith P_x . Then, magmatic fractionation is modelled as a subtraction of a cumulate C_x to a parental magma M_x . Modal mineralogies of residues are adjusted by a semi-stochastic method to approach composition of parental granodioritic and tonalitic-trondhjemitic magmas, minimizing their fitting deviation with the measured compositions (Table 4).

For the genesis of the Na-series, the protolith is defined by the average composition of amphibolites (P_{Na}). Residue is determined as a combination of orthopyroxene, clinopyroxene, garnet and plagioclase (R_{Na}), selected to obtain a compositional evolution of the magma close to the midpoint between the average of tonalitic-trondhjemitic gneiss,

and the biotite trondhjemite (M_{Na}). The geochemical composition of the mineral forming the residue are obtained from thermodynamic model of the sample BMN109 at 850 °C and 10 kbar (Table 6), firstly to match the hypothesis of a deeper source of tonalitic-trondhjemitic magma, and then because garnet, whose the input in the residue results in a better concordance of the modeling results, is stable at this pressure in the thermodynamic model. The fractional crystallization is modelled by mass extraction from the M_{Na} composition of a biotite trondhjemitic cumulate, reconstituted as a combination of plagioclase, biotite and hornblende (C_{Na}).

The chosen model implies an important extraction of a residue (>50

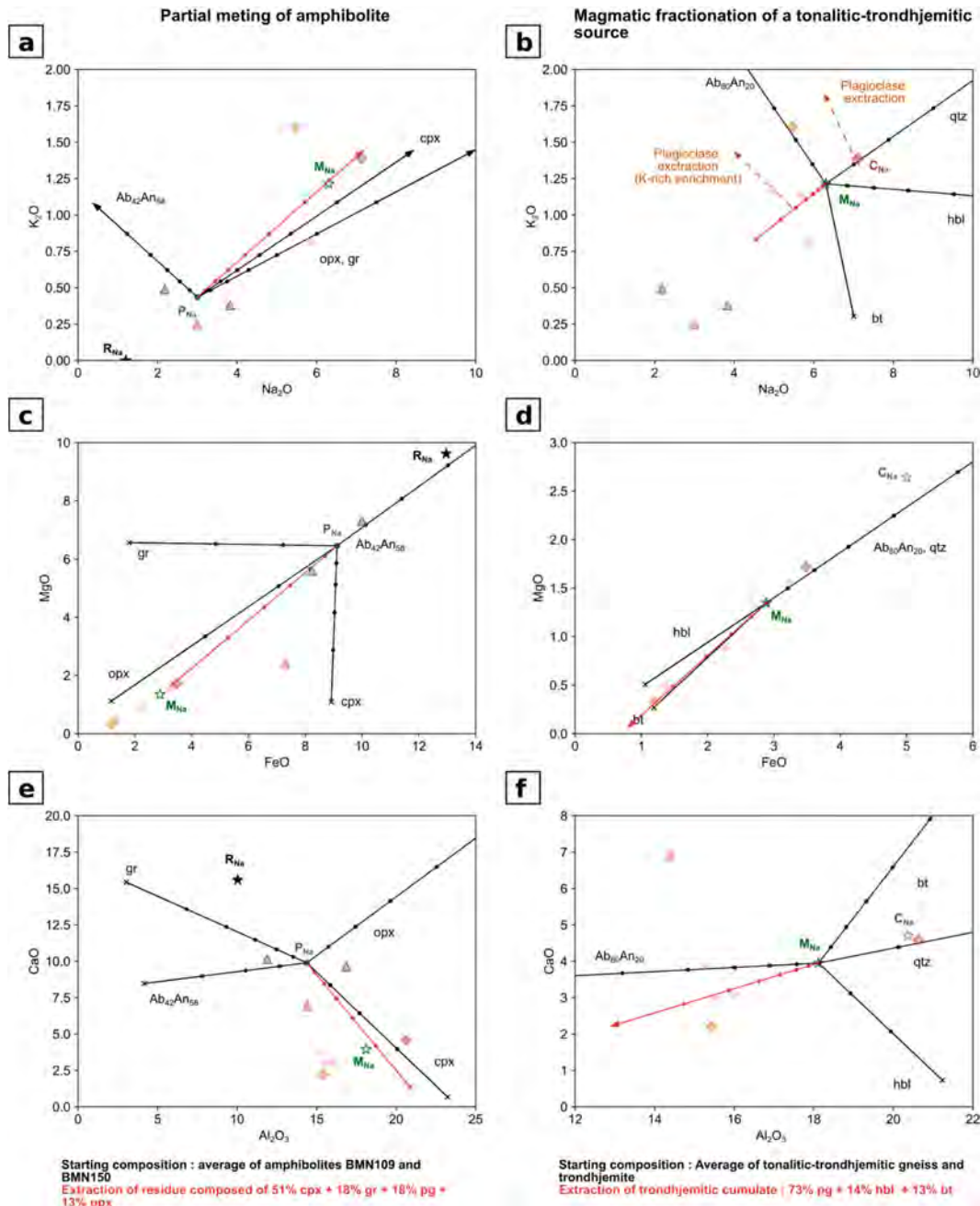


Fig. 21. Compositional evolution by mass balance of a mineral assemblage during (a, c and e) partial melting of an amphibolitic protolith P_{Na} with segregation of a residue R_{Na} , and (b, d and f) extraction of a trondhjemitic cumulate C_{Na} from a tonalitic-trondhjemitic parental magma M_{Na} . Black arrows indicate the geochemical evolution of the assemblage if the specified mineral is the only one extracted to the residue/cumulate. Red arrows indicate the geochemical trend inferred from the extraction of the defined residue/cumulate. Intervals between dots represent an increment of 10 wt% of extracted material relative to the initial mass of the protolith. The crosses ending geochemical trends mean that a supplementary increment of residue extraction would exhaust the required element in the magma. Symbols as in Fig. 19. Abbreviations as in Fig. 15, Ab = albite, An = anorthite.

wt% of the initial assemblage) to approach the tonalitic-trondhjemitic composition M_{Na} , with Fe and Mg extraction driven by pyroxenes and Ca extraction driven by clinopyroxene, (Fig. 21c and e). This is quite consistent with the formation of a Na-rich gneiss by extraction of pyroxene (Fig. 21a), but a concurrent extraction of garnet and plagioclase is needed to maintain Al_2O_3 content inferior to 20 wt% (Fig. 21e). The pyroxenes in the residue tend to deviate the Al_2O_3 compositional trend toward higher values, making the Al_2O_3 concentration of the tonalitic-trondhjemitic gneiss hardly approachable with a direct mass balance from the protolith P_{Na} . This observation allows us to confirm that the parental magma of the Na-series is an intermediate term that lies between the tonalitic-trondhjemitic gneiss and the biotite trondhjemite. The higher proportion in clinopyroxene relative to orthopyroxene in the modelled residue R_{Na} , compared with the thermodynamic model of

amphibolite sample (Fig. 15) might imply that the mafic protolith is richer in Na than the chosen assemblage P_{Na} . Following partial melting, the accumulation of a biotite trondhjemite starting from the M_{Na} composition is not adequate to explain the composition of the two-mica trondhjemite, particularly richer in K relative to the compositional trend of M_{Na} (Fig. 21b). However, this feature is consistent with an input of a K-rich melt in a tonalitic-trondhjemitic composition, what is expected if plagioclase is extracted from the magma leaving K in residual melt (Fig. 21b). The higher K content in the biotite trondhjemite relative to the tonalitic-trondhjemitic gneiss also means that biotite trondhjemite is not a true “solid cumulate”, but its bulk composition also comprises a portion of a K-rich residual melt.

For the genesis of the K-series, the initial choice of a paragneissic protolith (sample BMS114B) revealed a lack of Na in the protolith,

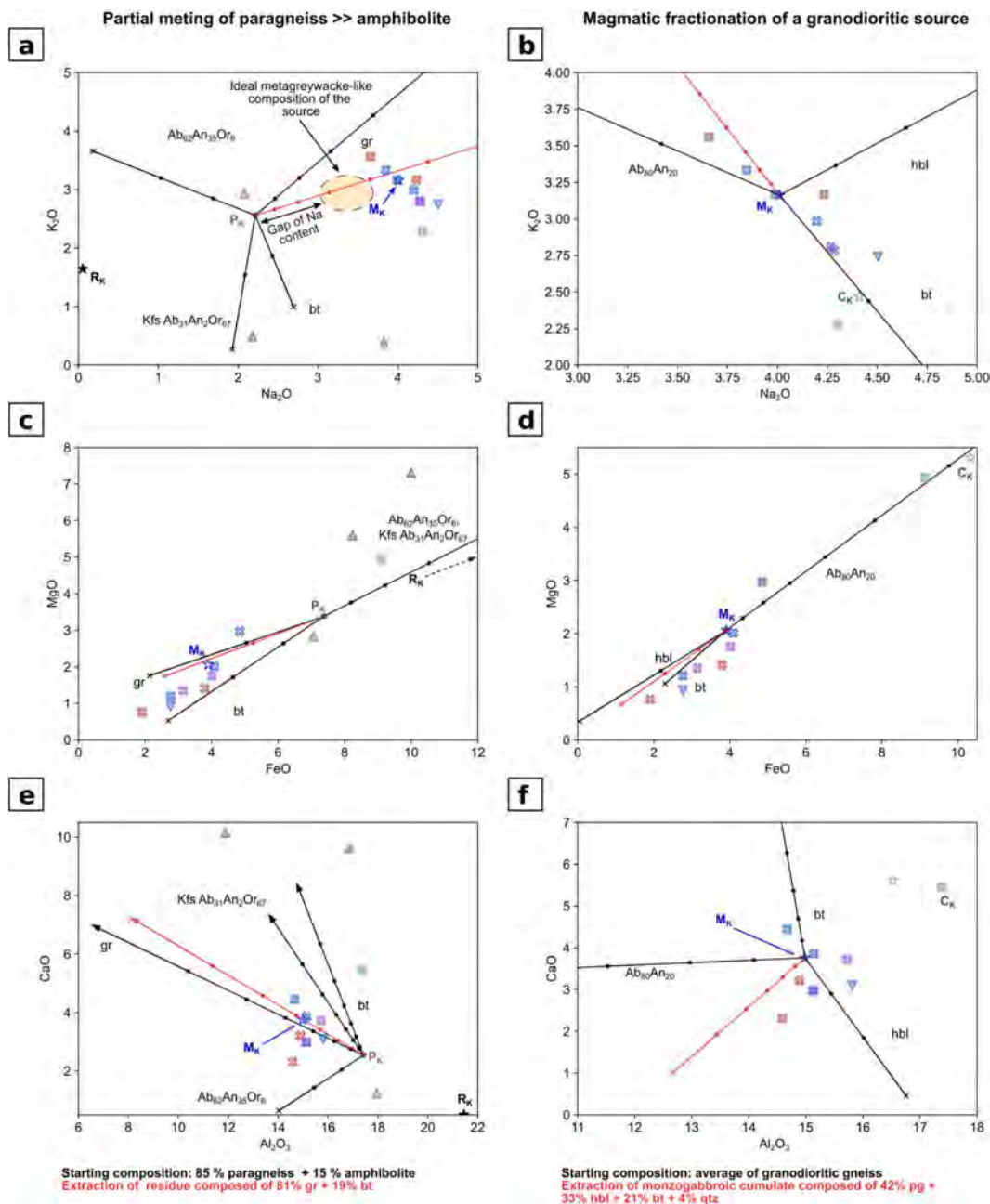


Fig. 22. Compositional evolution by mass balance of a mineral assemblage during (a, c and e) partial melting of paragneiss-dominated protolith P_K , with segregation of a residue R_K , and (b, d and f) extraction of a monzogabbroic cumulate C_K from a granodioritic magma M_K . Symbols as in Fig. 21. Abbreviations as in Fig. 15. Ab = albite, An = anorthite, Or = orthoclase.

insufficient to achieve a granodioritic composition by extraction of the residue. An arbitrary mass mixing of 85% paragneiss (BMS114B) and 15% amphibolite (P_{Na}), the latter being richer in Na, Fe and Mg than the paragneiss, was chosen as protolith P_K to observe how a minor mafic content in the protolith could impact the composition of magma, as we proposed for the genesis of the granodioritic gneiss. The residue is determined as a combination of garnet and biotite (R_K), selected to obtain a composition of the magma that matches the average of the granodioritic gneiss (M_K). The geochemical composition of feldspars and garnet forming the residue are obtained from thermodynamic model of the sample BMS114B at 850 °C and 7 kbar (Table 6), to match the conditions of a diatexite formation. Fractional crystallization is modelled by mass extraction from the M_K composition of monzogabbro cumulate, determined as a combination of plagioclase, hornblende, biotite and quartz (C_K).

The modeling reveals that garnet and biotite are efficient in the sequestration of Fe and Mg in the residue (Fig. 22c), so only a minor extraction of these elements is required to match the Fe-Mg content of granodioritic gneiss. This is consistent with a limited segregation and *in situ* melt accumulation after partial melting of the protolith. However, the extraction of high amount of residue is required to match the low Na content of the granodioritic gneiss, even with the addition of amphibolite in the protolith P_K (Fig. 22a). Then, the proper bulk source of the granodioritic gneiss might be richer in Na, which means that the amount of amphibolite included in the partial melting is greater than the one use for the modeling, or most probably the metasedimentary source has an average composition of a metagreywacke (Fig. 22a). The extraction of a monzogabbroic cumulate from a granodioritic gneiss fits well the compositional trend of the members of the K-rich series, with GG-granitoids as the most differentiated terms (Fig. 22b, d and f).

These results highlight the feasibility of our proposed petrogenetic model for the formation of the Na-rich series. However, more complex processes and settings involving a few different protolith composition (e. g., higher amount of amphibolite in the source or Na-rich metasediment) or less likely an external input of Na in the partially molten protolith might be involved in the formation of the granodioritic gneiss.

5.6. Petrogenesis of the rare metal-bearing pegmatites

Textural continuity of titanite-allanite pegmatites with veins concordant to the foliation of the tonalitic-trondhjemitic gneiss suggests that the pegmatite-forming magma segregated from the tonalitic-trondhjemitic mush itself. Sharp contacts of discordant pegmatite veins observed in other places indicate that the pegmatite-forming magma migrated when the tonalitic-trondhjemitic gneiss cooled below the ductile-to-fragile transition, which also fulfills the undercooling conditions needed for nucleation of pegmatitic crystals (London, 1989; London, 2009; London, 2014). Accordingly, titanite-allanite pegmatites are interpreted as the late residual melt enriched in volatile elements segregated during crystallization of the tonalitic magma (Fig. 20). Its higher K/Rb and Ca/Cs ratios, and lower contents in Nb, Ta and REE than other pegmatites show that the titanite-allanite is the least differentiated of the Mangodara pegmatite types.

Apatite-zircon pegmatites are lithologically discriminated from the titanite-allanite type only by their occurrence in granodioritic gneiss and by the absence of allanite and epidote in their mineralogy. Therefore, the two types could be cogenetic and derived from a single source, or alternatively, the apatite-zircon type could represent the residual melt after crystallization of the titanite-allanite pegmatites (Fig. 23). An origin by fractional crystallization is further suggested by the relative LILE and REE enrichment in apatite-zircon pegmatites compared to the titanite-allanite type, which reflects a differentiation trend. However, Eu was segregated preferentially to other REE in titanite-allanite pegmatite, as indicated by its positive anomaly. This behavior is probably enhanced by the presence of Eu-bearing minerals in the titanite-allanite pegmatite (allanite, apatite), resulting subsequently in the relative depletion of Eu apatite-zircon pegmatite.

Textural continuity of garnet-columbite pegmatites (Li, Nb enriched) with concordant and discordant leucosome veins of the migmatitic paragneiss is consistent with segregation of the pegmatite-forming magma from the partially molten paragneiss (Fig. 23). Their transposition into the foliation of the paragneiss indicates that this segregation is coeval with deformation. The high differentiation degree of garnet-columbite pegmatites compared to other plutonic rocks in the

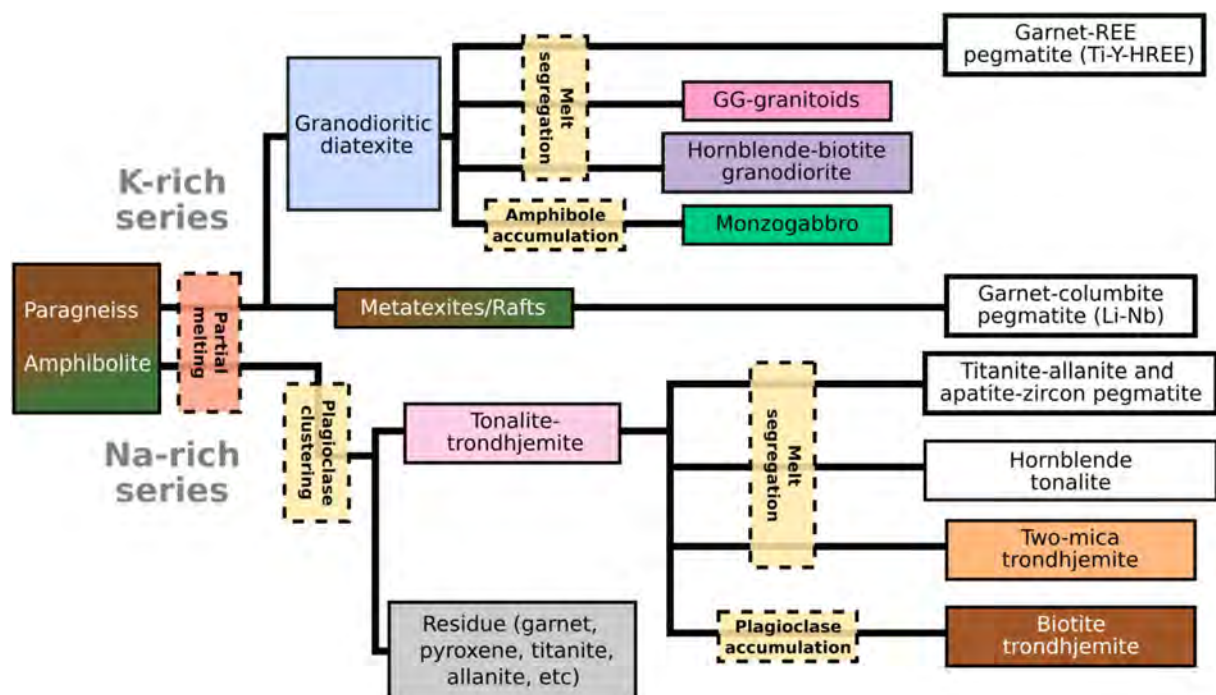


Fig. 23. Recapitulative interpretation of the petrogenetic relationships among amphibolites, schists, paragneiss, gneisses, plutonic rocks and pegmatites in the Mangodara district.

Mangodara district is proposed to correspond to the segregation of an anatectic melt seeping from the partially molten paragneiss (Fig. 20).

The textural continuity of garnet-REE pegmatite (Ti, Y, HREE enriched) with concordant leucosome veins of the granodioritic gneiss points to an origin by melt segregation during crystallization of the partially molten granodioritic gneiss (Figs. 20 and 23). Its higher content in U, Th and REE compared to other pegmatites suggests a different degree of differentiation marked by HFSE enrichment, which is mostly achieved in peralkaline to metaluminous differentiated melt (Cerný et al., 2005; Cerný and Ercit, 2005; Linnen and Cuney, 2005).

Uranium-lead age of apatite records the closure of U-Pb isotopic system, which occurs at 450–600 °C for grain size < 1 mm but varies with the grain size and cooling rate (Cherniak et al., 1991; Dodson, 1973). Uncertainties on apatite ages of gneisses and apatite-zircon pegmatite span a large period which covers the ME2 and ends at 2000 Ma. These data involve a regional cooling occurring after 2100 Ma. This reinforces the idea that regional temperature was maintained above 500 °C during at least 50 Ma, which fits a long-lasting tectono-thermal event (Guergouz et al., 2018; Turlin et al., 2018; Vanderhaeghe et al., 2019; Vauchez et al., 2019) encompassing MP-HT metamorphism, diatexite formation, melt accumulation and late segregation of pegmatite-forming melt.

In short, the continuous network of granitic veins and pegmatites, concordant to discordant relative to the foliation of their host gneisses and their magmatic texture, pleads for a pegmatite formation by syntectonic melt segregation (Brown, 2005; Brown, 1994; Burg and Vanderhaeghe, 1993; Sawyer, 2001; Sawyer, 1999; Vanderhaeghe et al., 1999; Vanderhaeghe, 2001; Weinberg, 2006; Wickham, 1987), (Fig. 20 and Fig. 23). The segregated pegmatite-forming low-viscosity melt is transposed into the flattening plane (Brown et al., 1995; Stevenson, 1989; Vanderhaeghe et al., 1999) but also in low-pressure sites induced by ductile deformation (Brown et al., 1995; Robin, 1979; Stevenson, 1989; Van der Molen, 1985; Van der Molen and Paterson, 1979; Vanderhaeghe et al., 1999). After crystallization, the pegmatites become more competent than the host gneisses and are folded and boudinaged with cusped interfaces without losing their internal texture (Fig. 12e) (Alsop et al., 2021; Bons et al., 2004; Butler and Torvela, 2018; Druguet, 2019).

6. Conclusions

Field observations, combined with structural, petrological and geochemical data from rare metal-bearing pegmatites of the Mangodara district indicate that they derived from their gneiss-granitoid hosts, with an input from the rafts of amphibolite, schist and paragneiss enclosed in the latter. Titanite-allanite-bearing and apatite-zircon-bearing pegmatites are in textural continuity with leucosome veins, themselves concordant with the foliation of the granodioritic and tonalitic gneisses. These pegmatites are interpreted as originating from syntectonic melt segregation from a partially molten rock or crystalline mush. On the other hand, the garnet-columbite-bearing and garnet-REE-bearing pegmatites are inferred to derive, respectively, from partial melting of paragneiss and segregation of melt within the granodioritic gneiss.

Pressure-temperature conditions of partial melting are constrained by thermodynamic modeling of the migmatitic paragneiss, yielding 650–700 °C for 7 kbar, and of the migmatitic amphibolite with a temperature over 750 °C. In this context of MP-HT metamorphism, generation of the granodioritic gneiss by further partial melting of the Birimian series, required a temperature higher than 850 °C to reach the biotite-out isograd and a melt fraction of about 30% associated with the metatexite/diatexite transition. The low degree of fractionation of HFSE and REE between paragneiss relative to granodioritic gneiss supports such a high degree of partial melting without migration of magma out of the zone of partial melting. A dominant proportion of paragneiss is required in the protolith of the granodioritic gneiss to account for its high-K content, but its weak depletion in LILE is best explained by a

minor contribution from the amphibolite and micaschist.

The formation of the Na-rich and K-rich magmatic series of the Mangodara district is attributed to partial melting at different pressure (7 to 10 kbar) and in various proportions of amphibolite and paragneiss of the Birimian series followed by melt segregation and/or clustering/accumulation of residual/magmatic crystals. Depletion of REE and HFSE in members of the Na-rich series are explained by plagioclase and amphibole fractionation from a granodioritic/tonalitic parental magma or by clustering of residual plagioclase from an anatectic melt, with separation from a garnet-pyroxene-allanite-titanite-bearing residue.

Crystallization of titanite-allanite pegmatite is constrained at 2094.3 ± 8.8 Ma by U-Pb on zircon, whereas cooling below ca. 500 °C is documented by apatite cooling ages of 2094 ± 21 Ma for the granodioritic gneiss, 2055 ± 20 Ma for an apatite-zircon pegmatite and 2041 ± 33 Ma for the granodioritic gneiss.

These data favor a model of melt segregation within gneiss-granitoid for the petrogenesis of rare metal-bearing pegmatites of the Mangodara district. This took place within the partially molten root of the Eburnean orogenic crust during the formation of a crustal-scale dome cored by a plagioclase-dominated crystal mush and mantled by a heterogeneous diatexite of granodioritic composition between transcurrent shear zones.

CRediT authorship contribution statement

Wilédio Marc-Emile Bonzi: Investigation, Formal analysis, Writing – original draft. **Olivier Vanderhaeghe:** Conceptualization, Writing – review & editing. **Marieke Van Lichtervelde:** Investigation, Conceptualization, Data curation, Writing – review & editing. **Urbain Wenmenga:** Investigation, Conceptualization, Writing – review & editing. **Anne-Sylvie André-Mayer:** Investigation, Conceptualization, Writing – review & editing. **Stefano Salvi:** Conceptualization, Writing – review & editing. **Marc Poujol:** Investigation, Formal analysis, Data curation.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This work is developed from a collaboration between the University of Toulouse 3 Paul Sabatier (France) and the University Joseph Ki-Zerbo (Ouagadougou, Burkina Faso). This study benefited from funds provided by the West African Exploration Initiative project (WAXI; AMIRA P934B) and was supported by the French Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the French Embassy in Burkina Faso. We are grateful to the Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMI-GEB) for logistic support, field work assistance, and providing data and other information on the study region. We also thank the GeOHeLiS analytical platform (University of Rennes 1) for the LA-ICP-MS analyses on zircon and apatite. Anonymous reviewers provided much appreciated insights that improved the final manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106359>.

References

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albaredé, F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in west Africa: An Early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 95, 17605–17629. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17605>.
- Adams, S., 2013. Rare metals mineralization of Winneba-Mankoadze pegmatites, South Western Ghana.

- Allou, A.B., 2005. Facteurs, paramètres, dynamique de distribution et genèse des dépôts de columbo-tantalite d'Issia, centre-ouest de la Côte d'Ivoire. Université du Québec à Chicoutimi.
- Alsop, G.I., Strachan, R.A., Holdsworth, R.E., Burns, I.M., 2021. Geometry of folded and boudinaged pegmatite veins emplaced within a strike-slip shear zone: A case study from the Caledonian orogen, northern Scotland. *J. Struct. Geol.* 142, 104233. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104233>.
- Annen, C., Burgisser, A., 2020. Modeling water exsolution from a growing and solidifying felsic magma body. *Lithos* 105799. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105799>.
- Anum, S., Sakyi, P.A., Su, B.-X., Nude, P.M., Nyame, F., Asiedu, D., Kwayisi, D., 2015. Geochemistry and geochronology of granitoids in the Kibi-Asamankese area of the Kibi-Winneba volcanic belt, southern Ghana. *J. Afr. Earth Sci.* 102, 166–179. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.11.007>.
- Archanjo, C.J., da Silva, E.R., Caby, R., 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). *Tectonophysics* 312, 331–345. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00176-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00176-6).
- Arnould, M., 1961. Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du nord-est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Ht.-Volta Méridionale BRGM Mém. N 3*.
- Asiedu, D.K., Dampare, S.B., Sakyi, P.A., Banoeng-Yakubo, B., Osae, S., Nyarko, B.J.B., Manu, J., 2004. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: Implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochem. J.* 38, 215–228. <https://doi.org/10.2343/geochemj.38.215>.
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144.
- Baldwin, J., Powell, R., Brown, M., Moraes, R., Fuck, R., 2005. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaçu Complex, central Brazil. *J. Metamorph. Geol.* 23, 511–531.
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Branquet, Y., Tartèse, R., Vignerresse, J.-L., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology* 44, 231–234.
- Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., Ganne, J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~ 2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precamb. Res.* 191, 18–45.
- Barbey, P., 2009. Layering and schlieren in granitoids: A record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons (The André Dumont medallist lecture). *Geol. Belg.*
- Barker, F., 1979. Chapter 1 - Trondhjemite: Definition, Environment and Hypotheses of Origin, in: Barker, F. (Ed.), *Developments in Petrology, Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, pp. 1–12. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X>.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4, 596–600.
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>.
- Berger, A., Burri, T., Alt-Epping, P., Engl, M., 2008. Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: an example from the Central Alps. *Lithos* 102, 598–615.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precamb. Res.* 101, 25–47.
- Block, S., Baratoux, L., Zeh, A., Laurent, O., Bruguier, O., Jessell, M.W., Aillères, L., Sagna, R., Parra-Avila, L.A., Bosch, D., 2016a. Paleoproterozoic juvenile crust formation and stabilisation in the south-eastern West African Craton (Ghana); New insights from U-Pb-Hf zircon data and geochemistry. *Precamb. Res.* 287, 1–30.
- Block, S., Ganne, J., Baratoux, L., Zeh, A., Parra-Avila, L., Jessell, M.W., Aillères, L., Siebenaller, J., 2015. Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. *J. Metamorph. Geol.* 33, 463–494.
- Block, S., Jessell, M.W., Aillères, L., Baratoux, L., Bruguier, O., Zeh, A., Bosch, D., Caby, R., Mensah, E., 2016b. Lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton: Interplay of coeval contractional deformation and extensional gravitational collapse. *Precamb. Res.* 274, 82–109.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albaredé, F., Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97, 345–369. <https://doi.org/10.1029/91JB01640>.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J., Boettcher, A.L., 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Mineral.* 68, 1049–1058.
- Bons, P.D., Druguet, E., Hamann, I., Carreras, J., Passchier, C.W., 2004. Apparent boudinage in dykes. *J. Struct. Geol.* 26, 625–636. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.009>.
- Brooks, C., Henderson, P., Ronsbo, J., 1981. Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, Northern Ireland. *Mineral. Mag.* 44, 157–160.
- Brown, M., 2005. The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 95, 35–48.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Sci. Rev.* 36, 83–130.
- Brown, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.* 84, 371–IN2. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(73\)80021-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(73)80021-5).
- Brown, M., Averkin, Y.A., McLellan, E.L., Sawyer, E.W., 1995. Melt segregation in migmatites. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 15655–15679.
- Burg, J.-P., Vanderhaeghe, O., 1993. Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central). *J. Struct. Geol.* 15, 1293–1301. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90103-H](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90103-H).
- Butler, R.W.H., Torvela, T., 2018. The competition between rates of deformation and solidification in syn-kinematic granitic intrusions: Resolving the pegmatite paradox. *J. Struct. Geol.* 117, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.08.013>.
- Caen-Vachette, M., 1988. Le craton ouest-africain et le bouclier guyanais: un seul craton au Protérozoïque inférieur? *J. Afr. Earth Sci. Middle East* 7, 479–488.
- Castaing, C., Billa, M., Milési, J., Thiéblemont, D., Le Metour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., Chevremont, P., 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. BRGM BUMIGEB 147.
- Cavalcante, G.C.G., Viegas, G., Archanjo, C.J., da Silva, M.E., 2016. The influence of partial melting and melt migration on the rheology of the continental crust. *J. Geodyn., Fluids in crustal deformation: fluid flow, fluid-rock interactions, rheology, melting and resources* 101, 186–199. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.06.002>.
- Černý, P., 1991a. Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatitic Deposits. *Geosci. Can.* 49–67.
- Černý, P., 1991b. Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geosci. Can.*
- Černý, P., Blevin, P.L., Cuney, M., London, D., 2005. Granite-related ore deposits. Černý, P., Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral.* 43, 2005–2026.
- Černý, P., Meintzer, R.E., Anderson, A.J., 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.* 23, 381–421.
- Chalokwu, C.I., Ghazi, M.A., Foord, E.E., 1997. Geochemical characteristics and K-Ar ages of rare-metal bearing pegmatites from the Birimian of southeastern Ghana. *J. Afr. Earth Sci.* 24, 1–9. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00022-5).
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos, Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks* 153, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>.
- Chardon, D., Bamba, O., Traoré, K., 2020. Eburnean deformation pattern of Burkina Faso and the tectonic significance of shear zones in the West African craton. *BSGF - Earth Sci. Bull.* 191, 2. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020001>.
- Cherniak, D.J., Lanford, W.A., Ryerson, F., 1991. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1663–1673.
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2016. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix. *Earth-Sci. Rev.* 160, 333–349. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.012>.
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2015. Comment on 'Water-fluxed melting of the continental crust: A review' by R.F. Weinberg and P. Hasalová. *Lithos* 234–235, 100–101. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.032>.
- Clemens, J.D., Watkins, J.M., 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 600–606.
- Coggon, R., Holland, T., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorph. Geol.* 20, 683–696.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Springer, Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>.
- Cuney, M., Barbey, P., 2014. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism. *Geosci. Front., SPECIAL ISSUE: The role of fluids in the lower crust and upper mantle: A tribute to Jacques Touret* 5, 729–745. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.011>.
- de Capitani, C., Brown, T.H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2639–2652.
- de Capitani, C., Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *Am. Mineral.* 95, 1006–1016.
- De Kock, G., Armstrong, R., Siegfried, H., Thomas, E., 2011. Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolè region of west-central Ghana: implications for the stratigraphic framework. *J. Afr. Earth Sci.* 59, 1–40.
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics* 500, 20–33.
- de Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C., Vignerresse, J.L., 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 135, 327–340. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.21>.
- Debat, P., Nikiéma, S., Mercier, A., Lompo, M., Béziat, D., Bourges, F., Roddaz, M., Salvi, S., Tollon, F., Wenmenga, U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampelga countries, Burkina Faso). *Precamb. Res.* 123, 47–65. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00046-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00046-9).
- Delor, C., Egal, E., Lafon, J.-M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie Fr.* 5–57.
- Diener, J.F.A., Powell, R., White, R.W., Holland, T.J.B., 2007. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O. *J. Metamorph. Geol.* 25, 631–656. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00720.x>.
- Diener, J.F.A., White, R.W., Hudson, T.J.M., 2014. Melt production, redistribution and accumulation in mid-crustal source rocks, with implications for crustal-scale melt transfer. *Lithos* 200–201, 212–225. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.021>.

- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259–274.
- Doumbia, S., Pouclot, A., Kouamelan, A., Peucat, J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granulitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precamb. Res.* 87, 33–63.
- Druguet, E., 2019. Deciphering the presence of axial-planar veins in tectonites. *Geosci. Front.* 10, 2101–2115. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.005>.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskis, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 87, 205–215. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006611>.
- Drury, M.R., Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics* 172, 235–253. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90033-5).
- Ducellier, J., 1963. Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. Editions Technip.
- Fabre, R., Ledru, P., Milési, J.-P., 1990. Le Protérozoïque inférieur (Birimien) du centre de la Côte-d'Ivoire: évolution tectonique et corrélations. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 311, 971–976.
- Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.-L., Milési, J.-P., Bouchot, V., 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precamb. Res.* 149, 149–196.
- Foley, S., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 837–840. <https://doi.org/10.1038/nature00799>.
- Fontaine, A., Eglinger, A., Ada, K., André-Mayer, A.-S., Reisberg, L., Siebenaller, L., Le Mignot, E., Ganne, J., Poujol, M., 2017. Geology of the world-class Kiaka polyphase gold deposit, West African Craton, Burkina Faso. *J. Afr. Earth Sci.* 126, 96–122.
- Ganne, J., Gerbault, M., Block, S., 2014. Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation—Constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precamb. Res.* 243, 88–109. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.016>.
- Gapais, D., Barbarin, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics* 125, 357–370. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90171-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90171-X).
- García-Casco, A., Haissen, F., Castro, A., El-Hmidi, H., Torres-Roldán, R.L., Millán, G., 2003. Synthesis of staurolite in melting experiments of a natural metapelite: consequences for the phase relations in low-temperature pelitic migmatites. *J. Petrol.* 44, 1727–1757.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D., Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 15581–15591. <https://doi.org/10.1029/95JB00916>.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granulitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precamb. Res.* 127, 329–354. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00209-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00209-2).
- Giovenazzo, D., Ouedraogo, C., Séjourné, S., Hein, K.A.A., Jébrak, M., Malo, M., Harnois, L., Ouedraogo, A., Ouedraogo, P.I., Sountra, Y., Kambou, A., Coulibaly, G.K., Nassa, O., Nassa, N., Djiguemde, S., Hema, K.A.A., Bagoro, F., 2018. Notice explicative de la carte géologique 1/200 000, Feuille NC-30-XIV, Banfora-Kong, Effigis Géo-Solutions. ed.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova* 9, 38–41. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-9.x>.
- Goujou, J., Buscaill, F., Théveniaut, H., Dioh, E., Delor, C., Blein, O., Diallo, D., Ndiaye, P., Le Métour, J., Fullgraf, T., 2010. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est, 2010, Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME. Dir. Mines Géologie Dakar.
- Green, E., Holland, T., Powell, R., 2007. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *Am. Mineral.* 92, 1181–1189. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2401>.
- Green, E.C.R., White, R.W., Diener, J.F.A., Powell, R., Holland, T.J.B., Palin, R.M., 2016. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *J. Metamorph. Geol.* 34, 845–869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>.
- Green, T., Pearson, N., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 55–62.
- Green, T., Pearson, N., 1986. Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chem. Geol.* 55, 105–119.
- Grenholm, M., 2019. The global tectonic context of the ca. 2.27–1.96 Ga Birimian Orogen—Insights from comparative studies, with implications for supercontinent cycles. *Earth-Sci. Rev.*
- Grenholm, M., Jessell, M.W., Thébaud, N., 2019a. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton—Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. *Earth-Sci. Rev.*
- Grenholm, M., Jessell, M.W., Thébaud, N., 2019b. Paleoproterozoic volcano-sedimentary series in the ca. 2.27–1.96 Ga Birimian Orogen of the southeastern West African Craton. *Precamb. Res.*
- Guergouz, C., Martin, L., Vanderhaeghe, O., Thébaud, N., Fiorentini, M., 2018. Zircon and monazite petrochronologic record of prolonged amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones, NW Italy. *Lithos* 308–309, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.02.014>.
- Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks and tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *J. Afr. Earth Sci., Investigations of ore deposits within the West African Craton and surrounding areas* 50, 88–110. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.013>.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E.-A., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* 71, 1297–1313.
- Hasalová, P., Schulmann, K., Tabaud, A.S., Oliot, E., 2015. Microstructural evidences for mineralogical inheritance in partially molten rocks: example from the Vosges Mts. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 131–143. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.2-3.131>.
- Hermann, J., 2002. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem. Geol.* 192, 289–306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00222-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00222-X).
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 169–198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>.
- Hirdes, W., Davis, D.W., 1998. First U–Pb zircon age of extrusive volcanism in the Birimian Supergroup of Ghana/West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 27, 291–294. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(98\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(98)00062-1).
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüttke, G., Konan, G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precamb. Res.* 80, 173–191. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00011-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00011-3).
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* 14, 145–159.
- Hoffmann, J.E., Münker, C., Næraa, T., Rosing, M.T., Herwartz, D., Garbe-Schönberg, D., Svahnberg, H., 2011. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4157–4178.
- Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., 1993. A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *Am. Mineral.* 78, 298–315.
- Holland, T., Powell, R., 2003. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 492–501.
- Holland, T., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* 72, 231–239.
- Holness, M.B., Stripp, G., Humphreys, M.C.S., Veksler, I.V., Nielsen, T.F.D., Tegner, C., 2011. Silicate Liquid Immiscibility within the Crystal Magma: Late-stage Magmatic Microstructures in the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *J. Petrol.* 52, 175–222. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg077>.
- Hottin, G., Ouedraogo, O., 1975. Notice explicative de la carte géologique à 1: 1 000 000 de la république de Haute-Volta. BRGM.
- Ilboudo, H., Lompo, M., Wenmenga, U., Napon, S., Naba, S., Ngom, P.M., 2017a. Evidence of a Volcanogenic Massive Sulfide (Zn/Pb/Cu) district within the Tiébéle Birimian (Paleoproterozoic) Greenstone Belts, Southern Burkina Faso (West–Africa). *J. Afr. Earth Sci.* 129, 792–813.
- Ilboudo, H., Sawadogo, S., Kagambega, N., Remmal, T., 2021. Petrology, geochemistry, and source of the emplacement model of the Paleoproterozoic Tiébéle Granite Pluton, Burkina Faso (West-Africa): contribution to mineral exploration. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02039-3>.
- Ilboudo, H., Sawadogo, S., Zongo, G.H., Naba, S., Wenmenga, U., Lompo, M., 2020. Geochemistry and geodynamic constraint of volcanic and plutonic magmatism within the Banfora Belt (Burkina-Faso, West-Africa): contribution to Mineral Exploration. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 502.
- Ilboudo, H., Wenmenga, U., Sawadogo, S., Remmal, T., 2017b. Mise en évidence d'un assemblage à disthène - staurolite - grenat dans le secteur de Mangodara, ceinture de Banfora, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest : implication dans la genèse des gîtes minéraux polymétalliques. *Afr. Sci.* 13, 220–231.
- Jackson, M.D., Blundy, J., Sparks, R.S.J., 2018. Chemical differentiation, cold storage and remobilization of magma in the Earth's crust. *Nature* 564, 405–409. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0746-2>.
- Jackson, M.D., Cheadle, M.J., Atherton, M.P., 2003. Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2001JB001050>.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837–841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2).
- Kelsey, D.E., Clark, C., Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelite and metapsammite granulites. *J. Metamorph. Geol.* 26, 199–212. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00757.x>.
- Kelsey, D.E., Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–ZrO₂ system. *J. Metamorph. Geol.* 29, 151–166. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00910.x>.
- Kouamelan, A.N., 1996. Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition. Archéen-Protérozoïque.
- Lambert-Smith, J.S., Lawrence, D.M., Müller, W., Treloar, P.J., 2016. Palaeotectonic setting of the south-eastern Kédougou-Kéniéba Inlier, West Africa: new insights from

- igneous trace element geochemistry and U-Pb zircon ages. *Precamb. Res.* 274, 110–135.
- Laurent, O., Björnson, J., Wotzlaw, J.-F., Bretscher, S., Pimenta Silva, M., Moyen, J.-F., Ulmer, P., Bachmann, O., 2020. Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nat. Geosci.* 13, 163–169. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0520-6>.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.-F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208–235.
- Law, R.D., 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *J. Struct. Geol.* 66, 129–161.
- Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226–237.
- Ledru, P., Pons, J., Milési, J.-P., Feybesse, J.-L., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precamb. Res.* 50, 337–354.
- Lemoine, S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte-d'Ivoire) au Protérozoïque. Possibilités d'extension au reste de la Côte-d'Ivoire et au Burkina Faso: similitudes et différences; les linéaments de Greenville-Ferkessedougou et Grand Cess-Niakaramandougou. Thèse ès Sciences. Univ. Cl.-Ferrand, France.
- Lemoine, S., Tempier, P., Bassot, J., Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Toure, S., Wenmenga, U., 1990. The Burkinian orogenic cycle, precursor of the Eburnian orogeny in West Africa. *Geol. J.* 25, 171–188.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology*. *Precamb. Res.* 50, 111–136. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90050-K](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90050-K).
- Linnen, R., Cuney, M., 2005. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization, in Linnen RL and Samson IM, eds., rare-element geochemistry and mineral deposits.
- Liou, J., Kuniyoshi, S., Ito, K., 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.* 274, 613–632.
- Liou, P., Guo, J., 2019. Generation of Archaean TTG Gneisses Through Amphibole-Dominated Fractionation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 3605–3619. <https://doi.org/10.1029/2018JB017024>.
- Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 19–36.
- Lompo, M., 2009. Geodynamic evolution of the 2.25–2.0 Ga Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 323, 231–254.
- London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos* 184–187, 74–104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.025>.
- London, D., 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. *Can. Mineral.* 47, 697–724.
- London, D., 2008. Pegmatites. *Can. Miner.* 10, 347.
- London, D., 1989. Lithophile rare element concentration in silicic rocks: The alkaline trend in granitic systems. *Geol. Mineral. Assoc. Can. Program Abstr.* 14, A21.
- Lüdtke, G., Hirdes, W., Konan, G., Koné, Y., Yao, C., Diarra, S., Zambé, Z., 1998. Géologie de la région Haute Comoé Nord—feuilles Kong (4b et 4d) et Téhini-Bouna (3a à 3d). *Dir. Géologie Abidj, Bull.* p. 178.
- Ludwig, K., 2003. User's manual for Isoplot/EX, version 3.00. *Geochronology Toolkit Microsoft Excel* 4, 71.
- Martin, H., Moyen, J.-F., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology* 30, 319–322. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0319:SCITTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0319:SCITTG>2.0.CO;2).
- Martin, R.F., De Vito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Can. Mineral.* 43, 2027–2048. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2027>.
- Martini, A., de Bitencourt, M., Weinberg, R.F., De Toni, G.B., Lauro, V.S.N., 2019. From migmatite to magma - crustal melting and generation of granite in the Camboriú Complex, south Brazil. *Lithos* 340–341, 270–286. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.05.017>.
- Maruyama, S., Suzuki, K., Liou, J.G., 1983. Greenschist–amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.* 24, 583–604.
- Masurel, Q., Eglinger, A., Thébaud, N., Allibone, A., André-Mayer, A.-S., McFarlane, H., Miller, J., Jessell, M., Aillères, L., Vanderhaeghe, O., Salvi, S., Baratoux, L., Perrouty, S., Begg, G., Fougereuse, D., Hayman, P., Wane, O., Tshibubudze, A., Parra-Avila, L., Kouamélan, A., Amponsah, P.O., 2021. Paleoproterozoic gold events in the southern West African Craton: review and synopsis. *Miner. Deposita*. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01052-5>.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A., Holcombe, R., 2011. Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Econ. Geol.* 106, 727–750. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.5.727>.
- Mehnert, K.R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. *Megascopic Struct. Migmatite* 7–42.
- Mériaud, N., Thébaud, N., Masurel, Q., Hayman, P., Jessell, M.W., Kemp, A., Evans, N.J., Fisher, C.M., Scott, P.M., 2020. Lithostratigraphic evolution of the Bandamian Volcanic Cycle in central Côte d'Ivoire: Insights into the late Eburnean magmatic resurgence and its geodynamic implications. *Precamb. Res.* 105847 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105847>.
- Metelka, V., Baratoux, L., Naba, S., Jessell, M.W., 2011. A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precamb. Res.* 190, 48–69. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.08.002>.
- Milési, J., 1989. West African gold deposits in their Lower Proterozoic lithostructural setting. *Chron. Rech. Minière* 3–98.
- Milési, J.-P., Feybesse, J.-L., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H., Muhongo, S., Lescuyer, J.-L., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., 2004. Geological map of Africa 1: 10,000,000, SIGAfrique project. In: Presented at the 20th Conference of African Geology, pp. 2–7.
- Montel, J.-M., Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 128, 176–196.
- Moody, J.B., Meyer, D., Jenkins, J.E., 1983. Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Am. J. Sci.* 283, 48–92. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.1.48>.
- Moyen, J.-F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, Secular variations in magmatism and tectonic implications 123, 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>.
- Moyen, J.-F., Champion, D., Smithies, R., 2009. The geochemistry of Archaean plagioclase-rich granites as a marker of source enrichment and depth of melting. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 100, 35–50.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archaean geodynamics. *Geophys. Monogr.-Am. Geophys. Union* 164, 149.
- Müller, A., Romer, R.L., Pedersen, R.-B., 2017. The Sveconorwegian pegmatite province—thousands of pegmatites without parental granites. *Can. Mineral.* 55, 283–315.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A., 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 171 <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>.
- Ndiaye, P.M., Dia, A., Vialette, Y., Diallo, D., Ngom, P., Sylla, M., Wade, S., Dioh, E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoproterozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sen; égal Oriental): Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J. Afr. Earth Sci.* 25, 193–208.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nude, P., Hanson, J., Dampare, S., Akiti, T., OsAE, S., Nyarko, E., Zkaria, N., Enti-Brown, S., 2011. Geochemistry of Pegmatites associated with the cape coast granite complex in the Egyaa and Akim Oda areas of southern Ghana. *Ghana J. Sci.* 51, 89–100.
- Palin, R.M., White, R.W., Green, E.C.R., 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: constraints from phase equilibrium modelling. *Precamb. Res.* 287, 73–90. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.001>.
- Parra-Avila, L.A., Baratoux, L., Eglinger, A., Fiorentini, M.L., Block, S., 2019. The Eburnean magmatic evolution across the Baoulé-Mossi domain: Geodynamic implications for the West African Craton. *Precamb. Res.* 332, 105392. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105392>.
- Parra-Avila, L.A., Kemp, A.I.S., Fiorentini, M.L., Belousova, E.A., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M.W., Bruguier, O., Begg, G.C., Miller, J., Davis, J., McCuaig, T.C., 2017. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African Craton. *Precamb. Res.* 300, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.036>.
- Passchier, C.W., Trouw, R., 2005. *Deformation mechanisms*. *Microtectonics* 25–66.
- Patino Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 168, 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>.
- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrol.* 36, 707–738. <https://doi.org/10.1093/ptrology/36.3.707>.
- Pattison, D.R., Spear, F.S., 2018. Kinetic control of staurolite–Al₂SiO₅ mineral assemblages: Implications for Barrovian and Buchan metamorphism. *J. Metamorph. Geol.* 36, 667–690.
- Pattison, D.R.M., 1992. Stability of Andalusite and Sillimanite and the Al₂SiO₅ Triple Point: Constraints from the Ballachulish Aureole. *Scotland. J. Geol.* 100, 423–446. <https://doi.org/10.1086/629596>.
- Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2006. Geochemical and Sr-Nd isotopic data on the Birimian of the Kedougou-Kenieba Inlier (Eastern Senegal): Implications on the Palaeoproterozoic evolution of the West African craton. *South Afr. J. Geol.* 109, 411–427.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 227–244. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90042-6).
- Peccerillo, A., Taylor, S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Perrouty, S., Aillères, L., Jessell, M.W., Baratoux, L., Bourassa, Y., Crawford, B., 2012. Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti Belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations. *Precamb. Res.* 204, 12–39.
- Petersson, A., Scherstén, A., Kemp, A., Bara, K., Per, K., Solomon, A., 2016. Zircon U-Pb-Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust

- within the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precamb. Res.* 275, 286–309. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.006>.
- Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith. *Peru. J. Petrol.* 37, 1491–1521.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precamb. Res.* 70, 281–301.
- Poulet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y., Alric, G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Société Géologique Fr.* 167, 529–541.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891–931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalites. *Precamb. Res.* 51, 1–25.
- Reichardt, H., Weinberg, R.F., 2012. Hornblende Chemistry in Meta- and Diatexites and its Retention in the Source of Leucogranites: an Example from the Karakoram Shear Zone, NW India. *J. Petrol.* 53, 1287–1318. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egs017>.
- Robin, P.-Y.F., 1979. Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1587–1600. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90179-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90179-0).
- Roda-Robles, E., Vieira, R., Lima, A., Pesquera, A., Noronha, F., Fontan, F., 2007. The Fregeneda-Almendra pegmatitic field (Spain & Portugal): mineral assemblages and regional zonation. The State of the Art-International Symposium, Porto, Portugal, submitted, Presented at the Granitic Pegmatites.
- Roddaz, M., Debat, P., Nikiéma, S., 2007. Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd-Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust. *Precamb. Res.* 159, 197–211. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.008>.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise Geochem.* 3, 659.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 41–59.
- Saha-Fouotsa, A.N., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Eglinger, A., Tchameni, R., Zeh, A., Tchunte, P.F., Nomo, E.N., 2019. The geologic record of the exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the central Cameroon domain (Mbé – Sassa-Mbersi region). *J. Afr. Earth Sci.* 151, 286–314. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.12.008>.
- Sakyi, P.A., Addae, R.A., Su, B.-X., Dampare, S.B., Abity, E., Su, B.-C., Liu, B., Asiedu, D. K., 2020. Petrology and geochemistry of TTG and K-rich Paleoproterozoic Birimian granitoids of the West African Craton (Ghana): Petrogenesis and tectonic implications. *Precamb. Res.* 336, 105492. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105492>.
- Sakyi, P.A., Su, B.-X., Anum, S., Kwayisi, D., Dampare, S.B., Anani, C.Y., Nude, P.M., 2014. New zircon U-Pb ages for erratic emplacement of 2213–2130Ma Paleoproterozoic calc-alkaline I-type granitoid rocks in the Lawra Volcanic Belt of Northwestern Ghana, West Africa. *Precamb. Res.* 254, 149–168. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.08.009>.
- Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos* 116, 273–286.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexitic rocks. *J. Metamorph. Geol.* 19, 291–309. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2000.00312.x>.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.* 24, 269–279.
- Sawyer, E.W., 1991. Disequilibrium Melting and the Rate of Melt-Residuum Separation During Migmatization of Mafic Rocks from the Grenville Front. *Quebec. J. Petrol.* 32, 701–738. <https://doi.org/10.1093/ptrology/32.4.701>.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 2004. Magmatic epidote. *Rev. Mineral. Geochem.* 56, 399–430.
- Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.* 81, 462–474.
- Schulmann, K., Edel, J.-B., Hasalová, P., Cosgrove, J., Ježek, J., Lexa, O., 2009. Influence of melt induced mechanical anisotropy on the magnetic fabrics and rheology of deforming migmatites, Central Vosges, France. *J. Struct. Geol.* 31, 1223–1237. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.07.004>.
- Schumacher, J., 1997. The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Can. Miner.* 35, 238–246.
- Schwindinger, M., Weinberg, R.F., 2017. A felsic MASH zone of crustal magmas — feedback between granite magma intrusion and in situ crustal anatexis. *Lithos* 284–285, 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.030>.
- Schwindinger, M., Weinberg, R.F., Clos, F., 2019. Wet or dry? The difficulty of identifying the presence of water during crustal melting. *J. Metamorph. Geol.* 37, 339–358.
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites. J. Wiley & sons, Incorporated.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 573–601. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90050-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90050-1).
- Shaw, R.A., Goodenough, K.M., Roberts, N.M.W., Horstwood, M.S.A., Chenery, S.R., Gunn, A.G., 2016. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: a case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precamb. Res.* 281, 338–362. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.008>.
- Skjerlie, K.P., Patiño Douce, A.E., 2002. The Fluid-absent Partial Melting of a Zoisite-bearing Quartz Eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; Implications for Melting in Thickened Continental Crust and for Subduction-zone Processes. *J. Petrol.* 43, 291–314. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.2.291>.
- Solgadi, F., Moya, J.-F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E.W., Reisberg, L., 2007. The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *Can. Mineral.* 45, 581–606. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.3.581>.
- Soumaila, A., Henry, P., Garba, Z., Rossi, M., 2008. REE patterns, Nd-Sm and U-Pb ages of the metamorphic rocks of the Diagorou-Darbani greenstone belt (Liptako, SW Niger): implication for Birimian (Palaeoproterozoic) crustal genesis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 297, 19–32. <https://doi.org/10.1144/SP297.2>.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatexitic pelites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 17–32. <https://doi.org/10.1007/s004100050466>.
- Stevenson, D.J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1067–1070. <https://doi.org/10.1029/GL016i009p01067>.
- Streckeisen, A., Le Maitre, R., 1979. A chemical approximation to the modal QAPP classification of the igneous rocks.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42, 313–345.
- Tafur, L.A., Diener, J.F.A., 2020. Mineral equilibrium constraints on the feasibility of diffusive H₂O-fluxed melting in the continental crust. *J. Metamorph. Geol.* 38, 719–742. <https://doi.org/10.1111/jmg.12536>.
- Tagini, B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. These Univ Lausanne Soc. Etat Pour Dev. Min. Cote Ivoire.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Jahn, B.-M., Chung, S.-L., Wennenga, U., Iizuka, Y., 2013. Chemical and Sr-Nd isotopic compositions and zircon U-Pb ages of the Birimian granitoids from NE Burkina Faso, West African Craton: Implications on the geodynamic setting and crustal evolution. *Precamb. Res.* 224, 364–396. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.09.013>.
- Tassinari, C.C., Macambira, M.J., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-Newsmag. Int. Union Geol. Sci.* 22, 174–182.
- Taylor, S., 1965. The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth* 6, 133–213.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17, 36–51. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90257-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90257-9).
- Thomas, W., Ernst, W., 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. *Fluid-Miner. Interact. Tribute HP Eugster* 59–63.
- Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* 282, 1567–1595.
- Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R., 2002. Trace-element incorporation in titanite: constraints from experimentally determined solid/liquid partition coefficients. *Chem. Geol.* 191, 105–119.
- Tinkham, D.K., Zuluaga, C.A., Stowell, H.H., 2001. Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: the effect of variable Al₂O₃ and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability. *Geol. Mater. Res.* 3, 1–42.
- Touret, J.L.R., Hartel, T.H.D., 1990. Synmetamorphic Fluid Inclusions in Granulites. In: Vielzeuf, D., Vidal, Ph. (Eds.), *Granulites and Crustal Evolution*, NATO ASI Series. Springer, Netherlands, Dordrecht, pp. 397–417. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2055-2_20.
- Touret, J.L.R., Huizenga, J.-M., 2011. Fluids in granulites. *Geol. Soc. Am. Mem.* 207, 25–37.
- Touret, J.L.R., Nijland, T.G., 2013. Prograde, Peak and Retrograde Metamorphic Fluids and Associated Metasomatism in Upper Amphibolite to Granulite Facies Transition Zones. *Metasomatism Chem. Transform. Rock* 415–469. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_11.
- Tshibubudze, A., Hein, K.A.A., 2013. Structural setting of gold deposits in the Oudalan-Gorouol volcano-sedimentary belt east of the Markoye Shear Zone, West African craton. *J. Afr. Earth Sci.* 80, 31–47.
- Tshibubudze, A., Hein, K.A.A., McCuaig, T.C., 2015. The relative and absolute chronology of strato-tectonic events in the Gorom-Gorom granitoid terrane and Oudalan-Gorouol belt, northeast Burkina Faso. *J. Afr. Earth Sci.* 112, 382–418.
- Tshibubudze, A., Hein, K.A.A., Peters, L., Woolfe, A., McCuaig, T., 2013. Oldest U-Pb crystallisation age for the West African Craton From the Oudalan-Gorouol Belt of Burkina Faso. *South Afr. J. Geol.* 116, 169–181.
- Turlin, F., Deruy, C., Eglinger, A., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Poujol, M., Moukhsil, A., Solgadi, F., 2018. A 70 Ma record of suprasolidus conditions in the large, hot, long-duration Grenville Orogen. *Terra Nova* 30, 233–243.
- Van der Molen, I., 1985. Interlayer material transport during layer-normal shearing. Part II. Boudinage, pinch-and-swell and migmatite at Søndre Strømfjord Airport, West Greenland. *Tectonophysics* 115, 297–313. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90143-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90143-X).
- Van der Molen, I., Paterson, M., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 299–318.
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics, Hot orogens* 477, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.021>.

- Vanderhaeghe, O., 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.* 26, 213–223.
- Vanderhaeghe, O., Guergouz, C., Fabre, C., Duchêne, S., Baratoux, D., 2019. Secular cooling and crystallization of partially molten Archaean continental crust over 1 Ga. *Comptes Rendus Geosci.*, New aspects of magma storage and transfer 351, 562–573. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.07.002>.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.-P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precamb. Res.* 92, 165–193. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00074-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00074-6).
- Vanderhaeghe, O., Teysier, C., Wysoczanski, R., 1999. Structural and geochronological constraints on the role of partial melting during the formation of the Shuswap metamorphic core complex at the latitude of the Thor-Odin dome. *British Columbia. Can. J. Earth Sci.* 36, 917–943.
- Vaucher, A., Hollanda, M.H.B.M., Monié, P., Mondou, M., Egydio-Silva, M., 2019. Slow cooling and crystallization of the roots of the Neoproterozoic Araçuaí hot orogen (SE Brazil): implications for rheology, strain distribution, and deformation analysis. *Tectonophysics* 766, 500–518. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.013>.
- Vidal, M., Alric, G., 1994. The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin. *Precamb. Res.* 65, 207–229.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Simeon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2, 2 Ga et 2 Ga; le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bull. Société Géologique Fr.* 167, 307–319.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., Pichon, M., 2009. Evolution of a Paleoproterozoic "weak type" orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* 477, 145–159.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 257–276.
- Vielzeuf, D., Montel, J.-M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 375–393. <https://doi.org/10.1007/BF00307272>.
- Wane, O., Liégeois, J.-P., Thébaud, N., Miller, J., Metelka, V., Jessell, M.W., 2018. The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and volcanosedimentary rock record of the Massigui region, southern Mali. *Precamb. Res.* 305, 444–478. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.11.008>.
- Weinberg, R.F., 2006. Melt segregation structures in granitic plutons. *Geology* 34, 305–308. <https://doi.org/10.1130/G22406.1>.
- Weinberg, R.F., 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. *Lithos* 46, 393–410.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: a review. *Lithos* 212, 158–188.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., Ward, L., Fanning, C.M., 2013. Interaction between deformation and magma extraction in migmatites: Examples from Kangaroo Island, South Australia. *GSA Bull.* 125, 1282–1300. <https://doi.org/10.1130/B30781.1>.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology* 32, 377–380. <https://doi.org/10.1130/G20290.1>.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407–419.
- White, R., Powell, R., Clarke, G., 2003. Prograde Metamorphic Assemblage Evolution during Partial Melting of Metasedimentary Rocks at Low Pressures: Migmatites from Mt Stafford, Central Australia. *J. Petrol.* 44, 1937–1960.
- White, R., Powell, R., Holland, T., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *J. Metamorph. Geol.* 25, 511–527.
- White, R.W., Powell, R., Clarke, G.L., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃. *J. Metamorph. Geol.* 20, 41–55. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00349.x>.
- Whitney, D.L., 2002. Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: Sequential formation of three Al₂SiO₅ polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey. *Am. Mineral.* 87, 405–416. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0404>.
- Wickham, S.M., 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc.* 144, 281–297. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.2.0281>.
- Winther, K., Newton, R., 1991. Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archaean cratons: Geological Society of Denmark Bulletin, v. 39.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 369–383.
- Wyllie, P.J., Wolf, M.B., 1993. Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 76, 405–416.
- Yakymchuk, C., Brown, M., 2014. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *J. Geol. Soc.* 171, 465–479. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-115>.
- Závada, P., Schulmann, K., Racek, M., Hasalová, P., Jerábek, P., Weinberg, R.F., Štípská, P., Roberts, A., 2018. Role of strain localization and melt flow on exhumation of deeply subducted continental crust. *Lithosphere* 10, 217–238. <https://doi.org/10.1130/L666.1>.

Chapitre 6. Caractérisation géochimique des pegmatites à métaux rares de Mangodara

La caractérisation géochimique des minéraux des pegmatites à métaux rares de Mangodara a fait l'objet d'une soumission dans la revue *Mineralium Deposita* dont les principaux résultats sont résumés ci-dessous.

Introduction

Les pegmatites à métaux rares de Mangodara ont été identifiées comme des produits de ségrégation de leurs encaissants métamorphiques (gneiss tonalitique-trondhjémitique-granodioritique et paragneiss métatexitiques). Dans ce chapitre, les familles pétrogénétiques de différents types de pegmatites sont identifiées, sur la base de la minéralogie, et sur la géochimie de minéraux majeurs (micas, grenats) et accessoires (apatite, zircon, colombo-tantalite), (données supplémentaires en Annexe E). La géochimie des minéraux de pegmatites aussi comparée avec celle de roches encaissantes qui sont évaluées en tant que source de métaux rares. La discussion de ces résultats alimente la question de la signature LCT vs NYF des pegmatites à métaux rares.

Familles pétrogénétiques des pegmatites

Les pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon sont minéralogiquement proches (présence de biotite, magnétite, apatite zircon, épidote), à l'exception que la titanite et

l'ilménite sont fréquents dans le type titanite-allanite, alors que l'apatite est abondante dans le type apatite-zircon. Une continuité compositionnelle de la biotite (fractionnement de Rayleigh des rapports K/Rb et Fe/Mn) est observée entre les deux types, de même qu'une similarité de la signature en REE de l'apatite. Les rapports K/Rb et Nb/Ta des micas montrent que la pegmatite de type apatite-zircon est la plus évoluée des deux types. Ces pegmatites sont considérées comme des pegmatites métalumineuses stériles.

Les pegmatites de type grenat-colombite sont des pegmatites peralumineuses à texture complexe (alternance de texture pegmatitique-aplitiques), avec une diversité de minéraux accessoires (minéraux métamictes à U-Th-Y-Zr, thorite, xénotime, zircon, monazite, apatite, colombite-tantalite, tourmaline, almandine-spessartine (43-73% spessartine, 22-49% almandine, pyrope < 5,7%, grossulaire < 4,3%). La géochimie de la muscovite (Li 65–580 ppm, 97–438 ppm Nb, Nb/Ta > 5), de la colombite-tantalite (Ta# <= 0,59, Mn# ~0,5) et du grenat (jusqu'à 21 ppm en U, 237 ppm en Nb, 118 ppm en Zr et 20 ppm en Hf) suggèrent un enrichissement en Nb>Ta, U, Zr. Les REE sont séquestrés précocement dans les zircons (zircon). De multiples critères comme la prédominance du Nb sur le Ta, l'abondance de Nb dans les micas (jusqu'à 438 ppm dans la muscovite), et dans le grenat (jusqu'à 237 ppm), et l'enrichissement en REE suggèrent une classification de ces pegmatites dans la famille Mixte LCT + NYF.

Les pegmatites de type grenat-REE sont caractérisées par la présence de spessartine-almandine (58-52% spessartine, 30-34% almandine, 8-10% grossulaire, pyrope < 4 %), d'ilménite-pyrophanite, tourmaline, épidote et de minéraux métamictes de composition proche de l'euxénite/aeschnite. Cette minéralogie atypique témoigne de l'abondance dans ces pegmatites des éléments REE, Y, et du Ti, ce qui permet de les classer comme des pegmatites évoluées NYF.

Origine des pegmatites et de leurs signatures

La géochimie des pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon est concordante avec la concentration d'éléments volatils dans les liquides résiduels (Li ppm Li dans la biotite) d'un assemblage métalumineux, mais la pauvreté de la source et le comportement complexe des éléments Li, Nb et Ta ont résulté sur le caractère peu évolué de ces pegmatites.

La géochimie des pegmatites de type grenat-colombite requiert la déstabilisation de porteurs de métaux rares dans la source, particulièrement les micas comme source du Li, Nb, Rb, les phosphates et le grenat comme source des REE. Elle traduit le fractionnement d'éléments incompatibles dans un liquide anatectique qui n'a pas eu le temps de se différencier durant sa migration. Aussi, le recoupement d'une pegmatite de type apatite-zircon par une pegmatite de type grenat-colombite et l'existence d'apatite de signature type apatite-zircon incluse dans une pegmatite de type grenat-colombite évoquent une interaction des pegmatites métalumineuses, qui pourrait se traduire par un mélange de liquides résiduels métalumineux avec le liquide anatectique peralumineux formant les pegmatites à grenat-colombite. La circulation de liquides résiduels riches en Li hors des pegmatites est déduite de la présence d'enclaves de micaschiste (biotite, muscovite, plagioclase, K-feldspath, accessoirement zircon et apatite) dont les micas sont enrichis en Li et Nb.

La géochimie des pegmatites de type grenat-REE peut être reliée à ségrégation du gneiss granodiorite si les LREE sont ségrégées dans la source (par l'allanite, la hornblende et les phosphates), tandis que les éléments HREE et Y sont dissous dans le liquide résiduel.

Ainsi donc, la signature LCT (LILE, Ta > Nb) vs NYF (Nb > Ta, HREE, Y) des pegmatites peut être attribuée par la composition de la source en micas, amphibole, et minéraux accessoires (phosphate, grenat, allanite, ...), ou à un mélange avec des liquides résiduels enrichis en métaux rares.

Contribution

Sur cette thématique, j'ai réalisé l'analyse des données récoltées sur le terrain ainsi que les observations pétrographiques pour pouvoir identifier les différentes catégories de pegmatites. J'ai effectué les travaux d'identification des minéraux d'intérêt d'abord macroscopiquement, puis à l'aide de l'imagerie MEB (appuyé par Thierry Aigouy). J'ai effectué les micro-analyses à microsonde électronique (avec la supervision de Philippe De Parseval, Sophie Gouy, Olivier Rouer). L'ablation-laser a été faite avec l'assistance de Chantal Peiffert, qui a aussi effectué le traitement et l'inversion des données (utilisant les données acquises à la microsonde). Les grandes lignes de la signature géochimique des pegmatites de Mangodara ont été discutée avec Marieke Van Lichtervelde, puis Olivier Vanderhaeghe. La discussion a été alimentée avec les expertises d'Anne-Sylvie André-Mayer et Stefano Salvi.

Insights from mineral trace chemistry on the origin of NYF-LCT pegmatites and their mineralization at Mangodara, SW Burkina Faso

Authors

*Wilédio Marc-Emile Bonzi¹, Marieke Van Lichtervelde², Olivier Vanderhaeghe², Anne-Sylvie André-Mayer³, Stefano Salvi², Urbain Wenmenga¹

¹ Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, 03 BP 7021 Ouagadougou, Burkina Faso

² Géosciences Environnement Toulouse, CNRS-IRD, Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 14 Avenue Edouard-Belin, 31400 Toulouse, France

³ GeoRessources laboratory, Université de Lorraine, CNRS, F-54000, Nancy, France

*Corresponding author: bonzime@gmail.com

Abstract

The Mangodara district (South West of Burkina Faso, West African Craton) consists of a regional-scale Eburnean dome cored by granitoid gneisses comprising rafts of migmatitic paragneisses and amphibolites of the Paleoproterozoic Birimian series. Rare metals bearing pegmatites in diffuse contact with these migmatitic and granitoid gneisses suggest an origin of the pegmatite-forming melts by late segregation of residual melt within their partially molten hosts. In this paper, we constrain the petrogenetic link between pegmatites and their hosts, and the mechanisms of rare metal fractionation in LCT vs NYF petrogenetic signatures by the geochemistry of micas, apatite, columbite-group minerals, garnet and zircon.

Titanite-allanite type pegmatites (bearing allanite, epidote, titanite, zircon and apatite as accessory minerals) and their evolved equivalent, apatite-zircon type pegmatites (richer in apatite, lower K/Rb and Fe/Mn ratio in biotite but Li-depleted) are barren metaluminous pegmatites. They display a continuous evolution trend in K/Rb and Fe/Mn in biotite and similar REE pattern in apatite, which favors an origin by segregation of residual melt within tonalitic-trondhjemitic gneiss in the core of the Mangodara dome.

Garnet-columbite type pegmatites (hosting REE-bearing phosphates and Zr-U-Th-bearing metamict minerals) are mixed LCT+NYF pegmatites. Their micas slightly enriched in Li, LREE-rich apatite and Nb-Ta-U-rich garnet are consistent with an origin by partial melting of a metasedimentary source, with dehydration of biotite (reservoir of Li, Rb, Nb) and dissolution of apatite-monazite (reservoir of REE). Apatite crystals in one garnet-columbite pegmatite reveal an inherited REE signature typical of apatite-zircon pegmatites, which suggests mingling of the LCT-pegmatite-forming melt with the residual melt derived from crystallization of the metaluminous pegmatites.

Garnet-REE type pegmatites are NYF pegmatites (ilmenite-pyrophanite, euxenite-aeschynite), which point to an origin by melt segregation within granodioritic gneiss associated with breakdown/entrainment of amphibole (reservoir of REE, Y) and LREE segregation by allanite and phosphates in the source.

These data show that the LCT vs NYF signature of pegmatites of the Mangodara district results primarily from the chemical composition of the partially-molten source and the minerals involved in the partial melting reactions as a function of depth (micas, phosphates, amphiboles, garnet). The trace element signature of anatectic peraluminous pegmatite-forming melt might then be affected by mingling with residual Nb-enriched metaluminous melt.

6.1. Introduction

Granitic rare metal-bearing pegmatites are classified in two petrogenetic families based on accessory phase mineralogy and their rare metal enrichment trends (Fersman 1940; Černý 1991a, b). The Lithium-Cesium-Tantalum (LCT) family is characterized by enrichment in alkali elements, Li, Cs, Ta over Nb, Be, P and F, typically hosted by spodumene/petalite, lepidolite, pollucite, and columbite-group minerals (CGM) (Černý 1991a). They show internal zoning of fabric and mineralogy, and regional zoning of mineralogy (Černý 1991a, b; Ercit et al. 2005). The Niobium-Yttrium-Fluorine (NYF) family is marked by enrichment in Nb > Ta, F, Y, rare earth elements (REE), Ti, Zr, Be and U. They possess a more exotic mineralogy with rare metal-bearing minerals like gadolinite, euxenite, aeschynite-Y, samarskite, or fergusonite (Černý 1991b; Černý and Ercit 2005; Martin and De Vito 2005), and rarely exhibit a regional zoning (Simmons et al. 1987; Smeds 1994). A third family, the mixed LCT+NYF family, designates pegmatites that show composite properties of the two other families, but they are less frequently described in literature (Martin and De Vito 2005; Müller et al. 2017; Turlin et al. 2017).

Despite an increasing number of studies in recent years, the genesis of granitic rare metal enriched pegmatites is still a subject of debate in the literature. Several authors have proposed an origin from extreme differentiation of a fertile (rare metal-rich) magma. For LCT pegmatites, differentiation of a granitic magma with a peraluminous signature derived from metasediments is invoked (Černý 1991a), whereas NYF pegmatites are interpreted as deriving from mantle-derived anorogenic magmas with a peralkaline signature (Černý 1991a; Černý and Ercit 2005; Martin and De Vito 2005). Mixing of magmas from different sources, or metasomatic overprinting might explain the geochemical features of mixed LCT + NYF pegmatites (Martin and De Vito 2005; Müller et al. 2017). However, the origin of rare metal-bearing pegmatites

from granitic melt fractionation is challenged in case of (i) the absence of a fertile granitic pluton or the rare-metal deficiency of the magmatic source relative to the exposed pegmatites (Stewart 1978; Norton and Redden 1990; Shaw et al. 2016; Müller et al. 2017), (ii) a discontinuity or disparity of geochemical trend between identified plutonic source and pegmatites (Roda-Robles et al. 1999; Martins et al. 2012), and (iii) a temporal gap between the ages of granite and pegmatite crystallization (Melleton et al. 2012; Goodenough et al. 2014; Müller et al. 2017).

Alternative propositions to the granite-related hypothesis are an origin of LCT pegmatites either by direct partial melting of metasediments, as supported by Roda-Robles et al. (1999), Shaw et al. (2016), and Müller et al. (2017), or by different degrees of fractionation of a magma that migrated from its partially molten source (Stewart 1978; Shearer et al. 1985; Martin and De Vito 2005). However, these ideas did not receive wide support, with a notable drawback regarding the trace element dilution expected in an increasing volume of melt during anatexis (London et al. 2012), and because of the strong partitioning dependence of rare metals on residual and peritectic minerals, which would deplete the anatectic melt in rare metals (Bea et al. 1994; Bea 1996; Bea and Montero 1999; Brown et al. 2016).

Petrogenetic studies of LCT and NYF pegmatites are mostly based on the chemical composition of their minerals, because these reflect the physical conditions of crystallization (pressure, temperature) and can record the chemical evolution of the pegmatite-forming melt (e.g., Barnes et al., 2012; Breiter et al., 2018; Deveaud et al., 2015; Müller et al., 2018; Novák et al., 2011; Pichavant et al., 2016; Roda Robles et al., 1999; Simmons et al., 1987; Thomas et al., 2000; Van Lichtervelde et al., 2008). The composition of micas is used to define enrichment trends in trace elements for evolved granites and pegmatites (Van Lichtervelde et al. 2008; Martins et al. 2012; Stepanov and Hermann 2013; Stepanov et al. 2014; Hulsbosch et al. 2016).

The Nb/Ta and K/Rb ratios in micas are known to decrease with melt fractionation following a Rayleigh type fractionation model (Černý and Burt 1984; Černý et al. 1985; Foord et al. 1995; Roda-Robles et al. 2006; Martins et al. 2012; Stepanov and Hermann 2013; Stepanov et al. 2014). Finally, trace elements in minerals such as phosphates, garnet or CGM are proven tracers of the petrogenetic environment of their parental rocks (Belousova et al. 2002; Linnen and Cuney 2005; Villaros et al. 2009; Graupner et al. 2010; Van Lichtervelde et al. 2010; Samadi et al. 2014; Melcher et al. 2015, 2017; Turlin et al. 2017; Groulier et al. 2020).

In the Paleoproterozoic West African Craton, previously described rare metal-bearing pegmatites of Saraya in Senegal, Winneba in Ghana, Issia in Ivory Coast and Goulamina in Mali consist of LCT pegmatites mineralized in spodumene and CGM (Ndiaye et al. 1997; Allou 2005; Dampare et al. 2005; Nude et al. 2011; Wilde et al. 2021). In a previous paper (Bonzi et al. 2021), we have presented the geological context of the rare metal-bearing pegmatites of the Mangodara district (southwestern Burkina Faso). Based on structural, petrological, geochemical and geochronological data on the pegmatites and their hosts, we have proposed an origin by partial melting of paragneiss/amphibolite and melt segregation in tonalitic-trondhjemitic-granodioritic gneisses. In order to test this hypothesis, in this new contribution, we further describe both LCT and NYF features for the pegmatite field of the Mangodara district and document mineralogy and geochemical composition of micas and other accessory minerals from pegmatites and host rocks. These data are used to identify the petrogenetic family of the pegmatites, as well as to discuss the sources of rare metals and their behavior during crystallization.

6.2. Geological background of the Mangodara district

6.2.1. Regional setting of the Paleoproterozoic West African Craton

The Paleoproterozoic domain of the West African Craton (WAC), named Baoule-Mossi domain, was accreted to the Archean nucleus of the WAC during the Eburnean orogeny (Milési 1989; Vidal and Alric 1994; Kouamelan 1996; Tshibubudze et al. 2009; Wane et al. 2018; Grenholm et al. 2019a, b; McFarlane et al. 2019) (Figure. 6-1). The Baoule-Mossi domain is composed of Birimian greenstone belts made of metavolcanic, metavolcano-sedimentary and metasedimentary rocks, emplaced between 2220 Ma and 2160 Ma (Hirdes et al. 1996; Lüdtké et al. 1998; Hirdes and Davis 2002; Baratoux et al. 2011; Giovenazzo et al. 2018), and Bandamian volcanites aged between 2120 and 2080 Ma (Hirdes et al. 1996; Hirdes and Davis 2002; Gasquet et al. 2003; Grenholm et al. 2019a; Mériaud et al. 2020). The greenstone belts alternate with gneiss, migmatite and granitoids that are referred to as granitoid gneiss complexes. Greenstone belts are affected by greenschist grade metamorphism during the Eburnean orogeny, rising to amphibolite grade in granitoid gneiss complexes. The greenschist-amphibolite facies transition has been interpreted to represent metamorphic aureoles around intrusions (Pons et al. 1992; Doumbia et al. 1998; Debat et al. 2003; Feybesse et al. 2006; Gueye et al. 2008; Ganne et al. 2014), or regional metamorphic gradient (Vidal and Alric 1994; Vidal et al. 2009; Bonzi et al. 2021). Crystallization ages of magmatic zircon from volcanic and plutonic rocks of greenstone belts and granitoid gneiss complexes, in South-Western Burkina Faso and Northern Ivory Coast, range between 2200 Ma and 2000 Ma (Hirdes et al. 1996; Gasquet et al. 2003; Baratoux et al. 2011; Metelka 2011; Parra-Avila et al. 2017, 2019). Two peaks of magmatic intensity around 2150 – 2130 Ma and around 2100 Ma are referred to respectively as ME1 and ME2 (Hirdes et al. 1996; Baratoux et al. 2011). These peaks are coeval with major deformation phases D1 and D2 that are expressed by folds and penetrative foliations in greenstones, synmigmatitic foliation in migmatites and magmatic layering in granitoids (Baratoux et al. 2011; Metelka 2011; Bonzi et al. 2021). These features have been interpreted as recording a combination of gravitational instabilities with diapirs cored by granitoid gneiss

complexes deformed during lateral flow of the orogenic crust in a context of transpression (Milési 1989; Milési et al. 1992; Feybesse and Milési 1994; Allibone et al. 2002; Lompo 2009, 2010; Vidal et al. 2009; Baratoux et al. 2011; Ganne et al. 2012; Chardon et al. 2020; Bonzi et al. 2021).

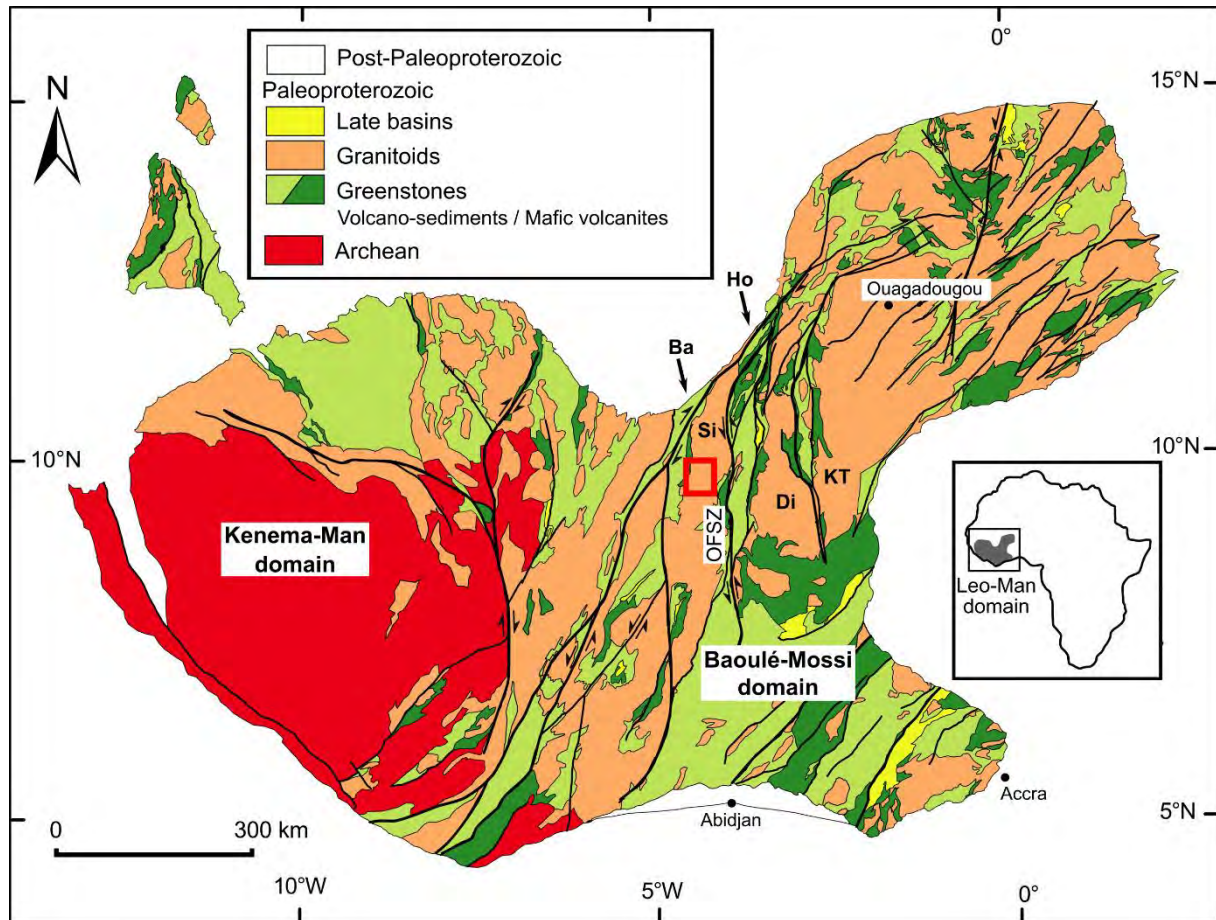


Figure. 6-1. Geological map of the West African Craton, modified from Block et al. (2015), Milési et al. (2004). Abbreviations: Si = Sideradougou gneiss granitoid complex, Ba= Banfora greenstone belt, Di = Diebouyou gneiss-granitoid complex, Ho= Hounde-Ouango Fitini greenstone belt, KT = Koudougou-Tumu gneiss-granitoid complex, Si= Sideradougou gneiss-granitoid complex, OFSZ: Ouango-Fitini shear zone. The area investigated in this study is indicated by the red rectangle.

6.2.2. Geology of the Mangodara district

The Mangodara district is situated in the 100 km wide and 500 km long Sideradougou Gneiss and Granitoid Complex (SGGC), located between the Banfora greenstone belt and the Houndé-Ouango Fitini greenstone belt (Figure. 6-1). The SGGC is dominantly composed of hornblende and biotite-bearing gneiss and granitoids, which contain rafts of amphibolites and schists (Hirdes et al. 1996; Castaing et al. 2003; Gasquet et al. 2003; Giovenazzo et al. 2018).

The Mangodara district displays a dome structure mantled by a granodioritic gneiss and cored by a tonalitic-trondhjemitic gneiss (Figure. 6-2, Bonzi et al. 2021). These gneisses contain rafts of amphibolite, schist, and paragneiss that are variably migmatitic. In the eastern part of the district, some potassic hornblende and biotite granitoids (named GG-granitoids) form plutons in gradual contact with the granodioritic gneiss (Figure. 6-2). The gneisses and granitoids, subdivided into a Na-rich series (tonalitic-trondhjemitic gneiss and two-mica trondhjemitite) and a K-rich series (granodioritic gneiss, hornblende-biotite granodiorite with mica-rich enclaves, monzogabbro, GG-granitoids), are interpreted to result from partial melting of the Birimian series (Figure. 6-3). Granodioritic gneiss is interpreted as a diatexite resulting from partial melting dominantly of paragneisses whereas the tonalitic-trondhjemitic gneiss is interpreted as a plagioclase-rich mush originating from partial melting of amphibolite. The mineral-geochemical composition and texture of the tonalitic-trondhjemitic gneiss and its intrusive contact relative to the mantling granodioritic gneiss, suggests that the magma has migrated out of its source and has left a residue of garnet and pyroxene at depth (Bonzi et al. 2021). Rafts of amphibolite and paragneiss, preserved within the migmatitic gneiss, attest for a MP-HT metamorphism (sillimanite-garnet/staurolite +/- melt assemblage in paragneiss and plagioclase-rich leucosome in amphibolites) delineating a solid-state to synmigmatitic foliation resulting from progressive D1-D2 deformation. The presence of magmatic epidote, and the estimated

pressure of crystallization of hornblende (4.0–6.6 kbar) point to a crystallization of gneiss-granitoids at a depth of about 12 to 20 km (Bonzi et al. 2021).

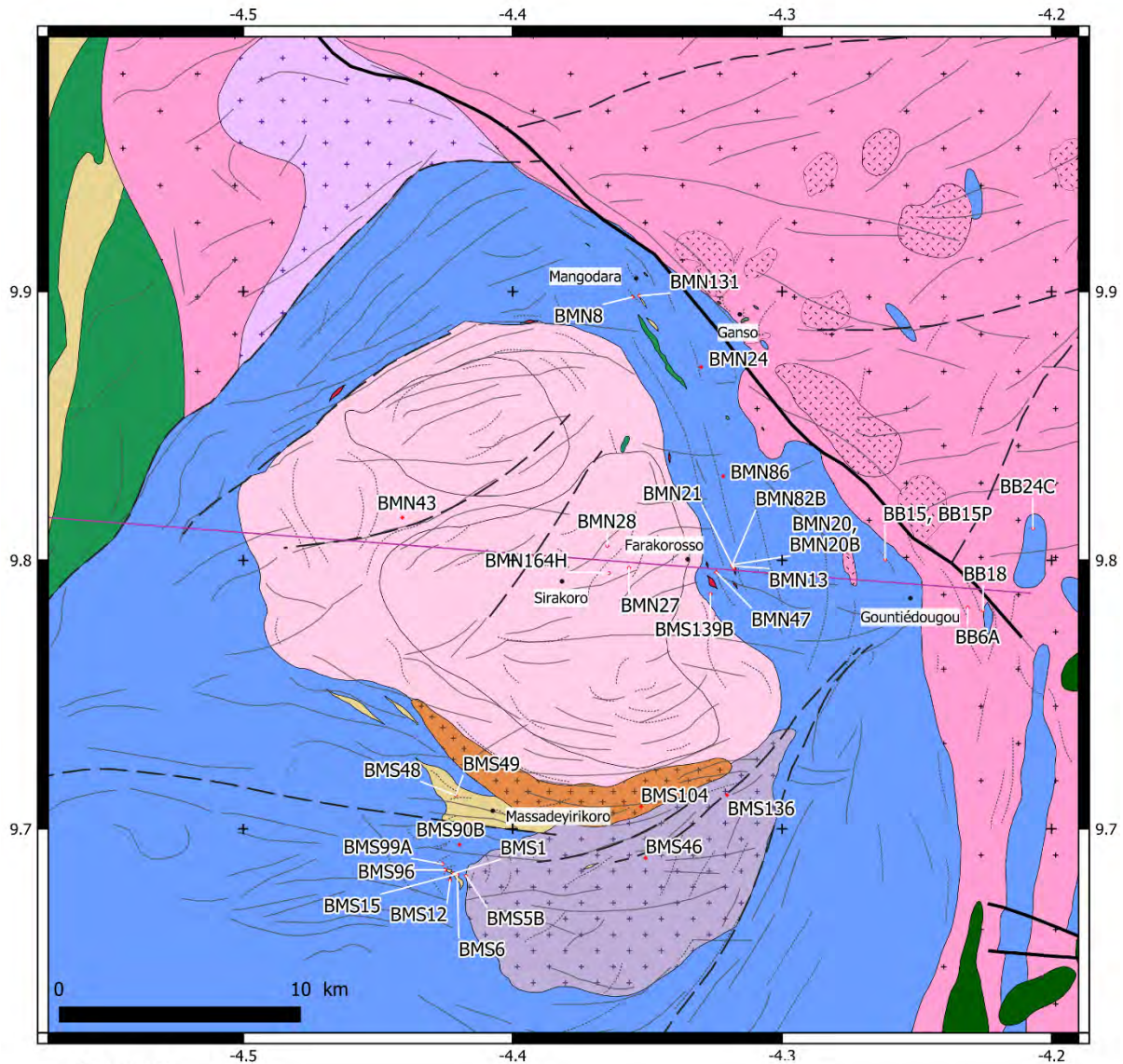
Four distinct types of pegmatites are identified in the Mangodara district, based on their mineralogy and their petrological-structural relationships with their host rocks.

(1) Titanite-allanite pegmatites occur exclusively in tonalitic-trondhjemitic gneiss (Figure. 6-4). They form dykes with diffuse contacts concordant to sharply discordant to the magmatic foliation of the gneiss that are locally folded. They are interpreted to originate from syntectonic segregation of residual melt within the tonalitic-trondhjemitic gneiss.

(2) Apatite-zircon pegmatites are less common (4 dykes formally identified); they form veins with diffuse contact, concordant to discordant to the foliation of the granodioritic gneiss. This pegmatite type is considered as a cogenetic facies of the titanite-allanite type based on their similar mineralogy and higher LILE and REE content.

(3) Garnet-columbite pegmatites are hosted in rafts of amphibolite and paragneiss, in granodioritic gneiss, hornblende-biotite granodiorite with mica-rich enclaves, and in two-mica trondhjemitic. They are considered as the segregation product from an anatectic melt that migrated from the partially molten paragneiss.

(4) The garnet-REE pegmatites are distributed around the interface between granodioritic gneiss and GG-granitoids. They are interpreted as the product of melt segregation within the granodioritic gneiss during its crystallization.



Legend

Plutonic rocks

- Mafic and ultramafic intrusion
- Porphyritic biotite monzogranite and granite
- Biotite granite and monzogranite
- Biotite and hornblende granodiorite
- Two-mica tonalite
- Hornblende-biotite granodiorite with surmicaceous enclaves

Gneisses and migmatites

- Tonalitic-trondhjemitic gneiss
- Granodioritic gneiss
- Metatexitic paragneiss

Meta-volcanic and meta-sedimentary units

- Metavolcano-sediments/Paragneiss
- Metabasalte-andesite/Amphibolite

Baseline of geological cross-section (later in this paper)

- Village location
- Sample location

Structure

- Shear zone
- Interpreted shear zone
- Magnetic lineament
- Aerial lithofabric

Figure. 6-2. Lithostructural map of the Mangodara district; lithofabrics are compiled after aerial photographs and measures of fabrics on the field; markers used in chemical elements diagram are presented in the legend near to their related lithology. Interpreted shear zones were identified from aeromagnetic data, using the method proposed by Chardon et al. (2020). Sample location is indicated in the map.

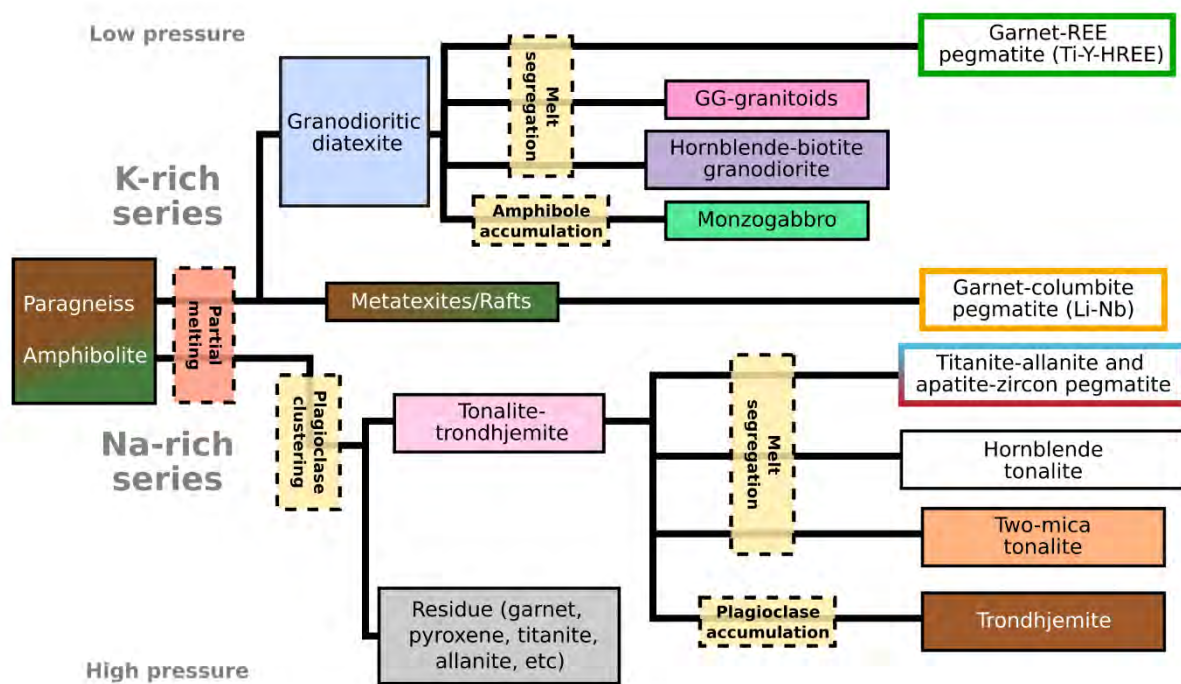


Figure. 6-3. Petrogenetic relationships between rafts of amphibolites, schist, paragneiss, gneiss/granitoids of Na-rich and K-rich series and pegmatites of Mangodara district (Bonzi et al. 2021).

The regional distribution of the Mangodara pegmatite type depicts a zonation evolving from the core of the Mangodara dome to the eastern part of the district (Figure. 6-4). The crystallization of titanite-allanite pegmatite is dated at 2094.3 ± 8 Ma using in situ U-Pb dating in zircon by laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA-ICP-MS),

which corresponds to the end of the ME2 (Bonzi et al. 2021). Apatite ages (in situ U-Pb LA-ICP-MS) of 2094 ± 21 Ma on tonalitic-trondhjemitic gneiss, 2055 ± 20 Ma on apatite-zircon type pegmatite, and 2041 ± 33 Ma on granodioritic gneiss record the regional cooling under 500 °C, which occurred after 2100 Ma (Bonzi et al. 2021).

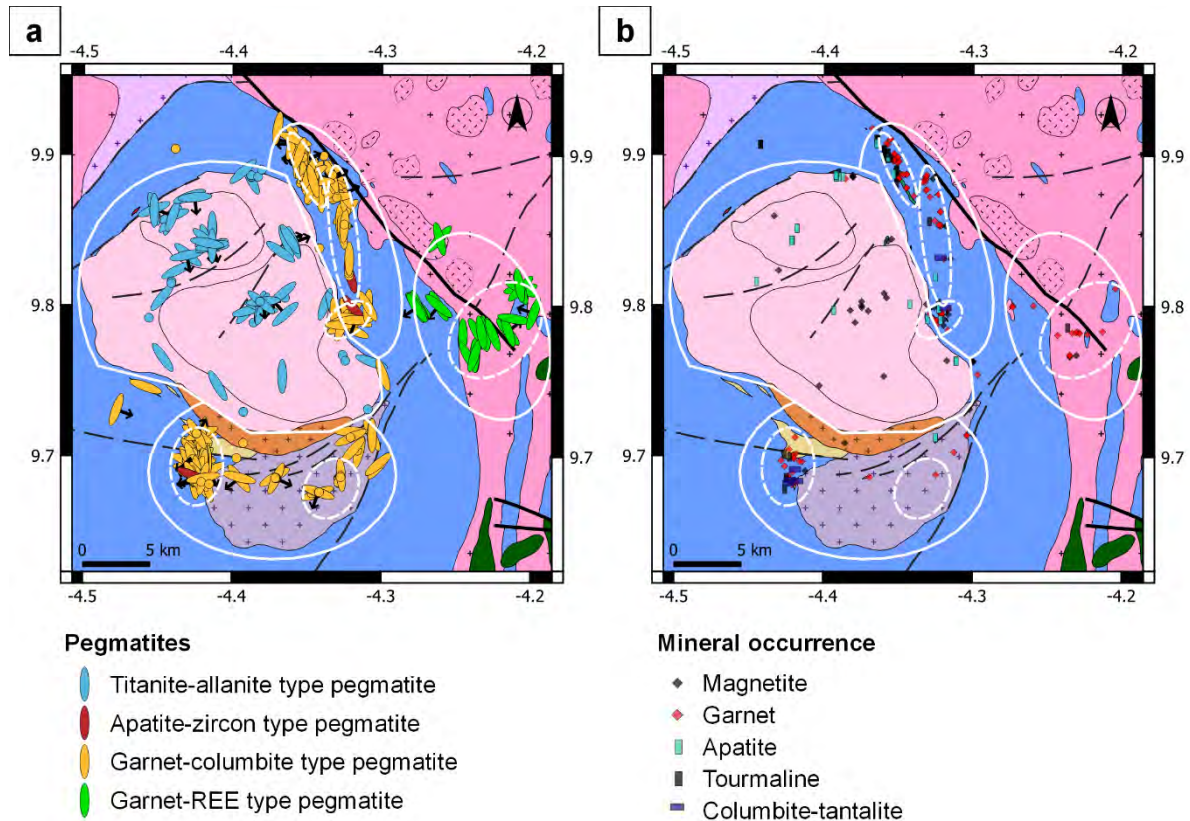


Figure. 6-4. (a) Regional distribution of pegmatite dykes in the Mangodara district. The symbols are oriented parallel to strike, black arrows indicate plunge dips (b) Regional distribution of occurrence of some accessory minerals in pegmatite dykes. Black lines delineate the abundance zone and subzone of pegmatite types/minerals.

6.3. Sampling and analytical methods

Pegmatites and surrounding rocks of the Mangodara district were sampled to obtain representative thin sections of the different lithologies. Pegmatites were specifically sampled in

internal parts of the dykes which exhibit fine-grained (~0.5–2 mm) to medium-grained size (2–5 mm) crystals and preferentially contain mica. Aplitic samples (grain size < 0.5 mm) and very coarse-grained samples (grain size > 0.5 mm) were avoided. Micas, feldspars, garnet and accessory phases (< 5 % in modal composition) were identified *in situ* on thin section using optical microscopy, and backscattered electrons imaging (BSE) with a Scanning Electronic Microscope (SEM) Jeol 6360LV coupled with an energy dispersive X-ray spectroscope Silicon Drift Detector Bruker (GET, Toulouse, France). The major element compositions of micas, apatite, CGM, garnet and zircon were obtained *in situ* on thin section using an electron probe microanalyser (EPMA) Cameca SXFive at the Center Raimond Castaing (Toulouse, France), and a Cameca SX100 at GeoRessources (Nancy, France). Standards are albite (Na), wollastonite (Si, Ca), Al₂O₃ (Al), sanidine (K), MnTiO₃ (Mn,Ti), Fe₂O₃ (Fe), topaze (F), MgO (Mg), tugtupite (Cl), Cr₂O₃ (Cr), LaPO₄ (La), CePO₄ (Ce), UO₂ (U), zircon (Zr), HfZr (Hf), graffonite (P), Ta and Nb. Specifically for apatite analysis, a Durango apatite was used as standard for F and P. Detection limits for major element oxides are under 0.2 wt%. Detection limits for F, La and Ce oxides are under 0.5 wt%. Li content in micas was estimated by correlation with Mg content for biotite, following the empirical formulae compiled by Tischendorf et al. (2004). Structural formulae of micas and garnet were calculated based on 11 and 12 oxygen atoms, respectively. Mineral compositions of sampled rocks and analyzed mineral species are given in Appendix A.

Minor and trace elements in micas, apatite, CGM, garnet and zircon were analyzed *in situ* on thin section using laser ablation – inductively coupled plasma (LA-ICP-MS) Geolas Pro – Agilent 7500 at GeoRessources (Nancy, France). Data were reduced using NIST-610 and NIST-612 as internal standard, and EPMA major element composition as external standard.

6.4. Results

6.4.1. Petrography of pegmatites

6.4.1.1. Titanite-allanite pegmatites

Titanite-allanite pegmatites are dominated by medium to coarse-grained plagioclase and quartz (crystal size from millimeter to decimeter; Figure. 6-5a), which commonly display graphic texture, particularly the coarser grains. These pegmatites are generally unzoned, but small dykes, discordant to the foliation of their host, show quartz-rich cores and margins with plagioclase crystals oriented perpendicular to the contacts.

Major mineral phases in titanite-allanite pegmatites are oligoclase, quartz, rare to abundant biotite, whereas muscovite and microcline are rare. Muscovite occurs as secondary crystals, intercalated between biotite sheets, or as radiating acicular laths in inter-grain fractures, resulting in a miarolitic – like texture (Figure. 6-5a). Accessory minerals are magnetite, apatite, epidote, commonly metamict allanite, titanite, ilmenite and zircon. Apatite is found as inclusions in micas, plagioclase, quartz, and altered allanite (Figure. 6-5b). Zircon is frequently present as inclusions with size $< 5 \mu\text{m}$ in biotite, plagioclase, apatite or titanite (Figure. 6-5b, c). SEM images of zircons reveal oscillatory zoning partially overprinted by patchy metamict zones. Titanite is subhedral and can be associated with allanite and zircon (Figure. 6-5c). Euhedral epidote can host exsolutions of titanite in fissures and crystal rims. Ilmenite is usually rimmed by a corona of late titanite, or late symplectitic epidote (Figure. 6-5d).

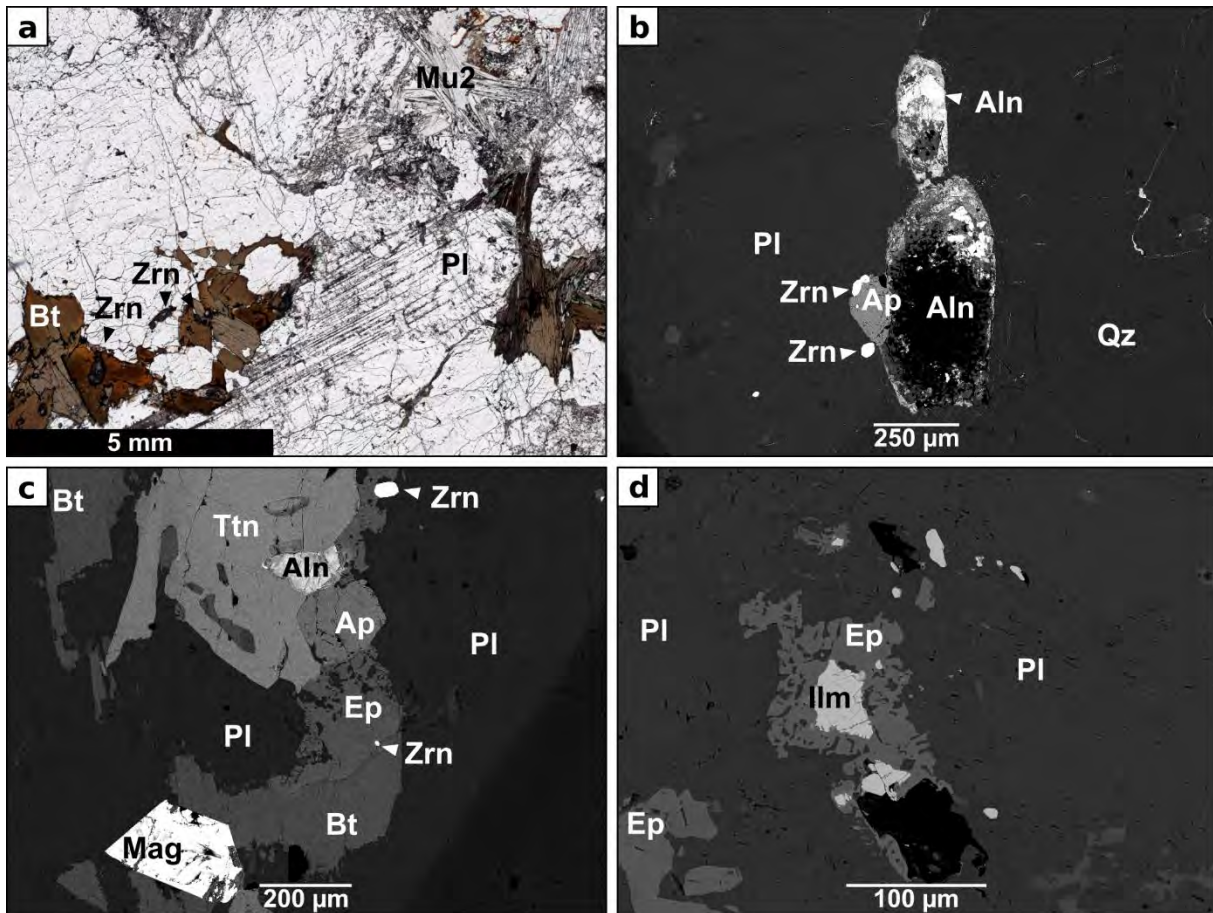


Figure. 6-5. Photomicrograph (a) and Scanning electron microscope back-scattered electron (SEM-BSE) images (b to d) of mineral assemblages from titanite-allanite type pegmatites. (a) Quartz, plagioclase and biotite hosting zircons. Secondary muscovite forms interlayers in biotite, or crystals interjoin with miarolitic-like structure. (b) BSE image of altered allanite with overgrowths of apatite and zircon crystals (sample BMN43). (c) BSE image of sample BMN43 showing the association of accessory minerals (allanite, zircon, titanite, epidote, apatite, magnetite). (d) BSE image of sample BMN43 showing a symplectitic-like corona of epidote around ilmenite nuclei, at the contact between two large plagioclase crystals. See appendix for abbreviations.

6.4.1.2. Apatite-zircon pegmatites

Apatite-zircon pegmatites are dominantly coarse-grained (centimeter scale) with hypidiomorphic to cumulatic texture marked by subhedral plagioclase and intergranular anhedral biotite (Figure. 6-6a, b). These pegmatites are rich in plagioclase, poor in quartz and K-feldspar, with biotite as the unique mica and the main ferromagnesian mineral, rare epidote, and euhedral magnetite. Apatite is abundant as millimeter sized euhedral prisms (Figure. 6-6) that are locally aggregated in centimeter-wide masses. Zircon grains with size up to 200 μm occur in biotite, typified under SEM by a patchy texture that overprints the primary oscillatory zoning.

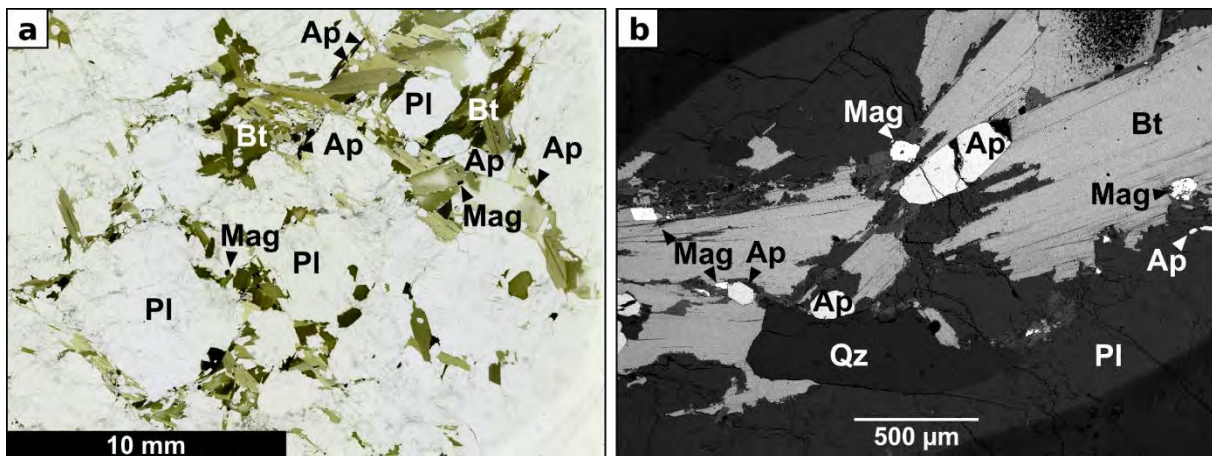


Figure. 6-6. Photomicrograph (a) and BSE image (b) of mineral assemblages in apatite-zircon type pegmatite (sample BMN82B), showing cumulate texture, made of accumulation of plagioclase surrounded by biotite crystals, containing euhedral apatite and magnetite. See appendix for abbreviations.

6.4.1.3. Garnet-columbite pegmatites

Garnet-columbite pegmatites are characterized by a diversity of textures such as decimeter-scale coarse grained texture, graphic texture of K-feldspar-quartz, quartz-micas intergrowths, internal or margin-controlled directional growth of quartz-feldspar crystals, and rhythmic layering in cleavelandite-rich aplitic zones (Figure. 6-7). Muscovite is the dominant mica, which ranges from millimetric interstitial flakes to centimetric tabular stacks, and occasionally showing kink folds suggesting some deformation during pegmatite crystallization (Figure. 6-7b). Biotite and muscovite can coexist in the same pegmatite body, but biotite is rare to absent in garnet-rich sections.

Garnet-columbite pegmatites have a richer variety of accessory minerals relatively to the other pegmatite types (Figure. 6-4b and Figure. 6-7). Apatite is observed as millimetric euhedral grains, more common in pegmatites of the northern part of the studied zone (Mangodara and Farakorosso). Orange to reddish garnet forms clusters or strings of millimetric to centimetric euhedral grains, generally abundant in aplitic layers. This garnet frequently hosts inclusions ($< 200 \mu\text{m}$) of zircon, monazite (EPMA composition in Appendix B), CGM and REE-metamict minerals (Figure. 6-7e). Tourmaline occurs as prisms of several mm to cm in size, arranged in glomeromorphic or interstitial texture in some pegmatites. Monazite occurs as subhedral crystals inferior to $200 \mu\text{m}$, included in feldspar or in muscovite, frequently cracked or altered. Xenotime is rarely present in feldspar and garnet, as xenomorph crystals intergrown with zircon, or subhedral minerals altered by metamictization, with size inferior to $100 \mu\text{m}$ (Figure. 6-7d). CGM occur as elongated to acicular subhedral to euhedral accessory crystals, with size inferior to $200 \mu\text{m}$. It forms micro-inclusions in garnet, feldspar and muscovite of pegmatites near Farakorosso and at Massadeyirikoro-West (Figure. 6-2, Figure. 6-7e, f and g). Metamict thorite, and relict of altered minerals bearing Zr, U, Th and REE (possibly cheralite)

are found in garnet, and rarely in plagioclase, sometimes associated with zircon, xenotime or CGM (Figure. 6-7e, f, g and h). Scanning electron microscopy reveals that they contain traces of Zr, U, Th, Hf, Ce, Ca.

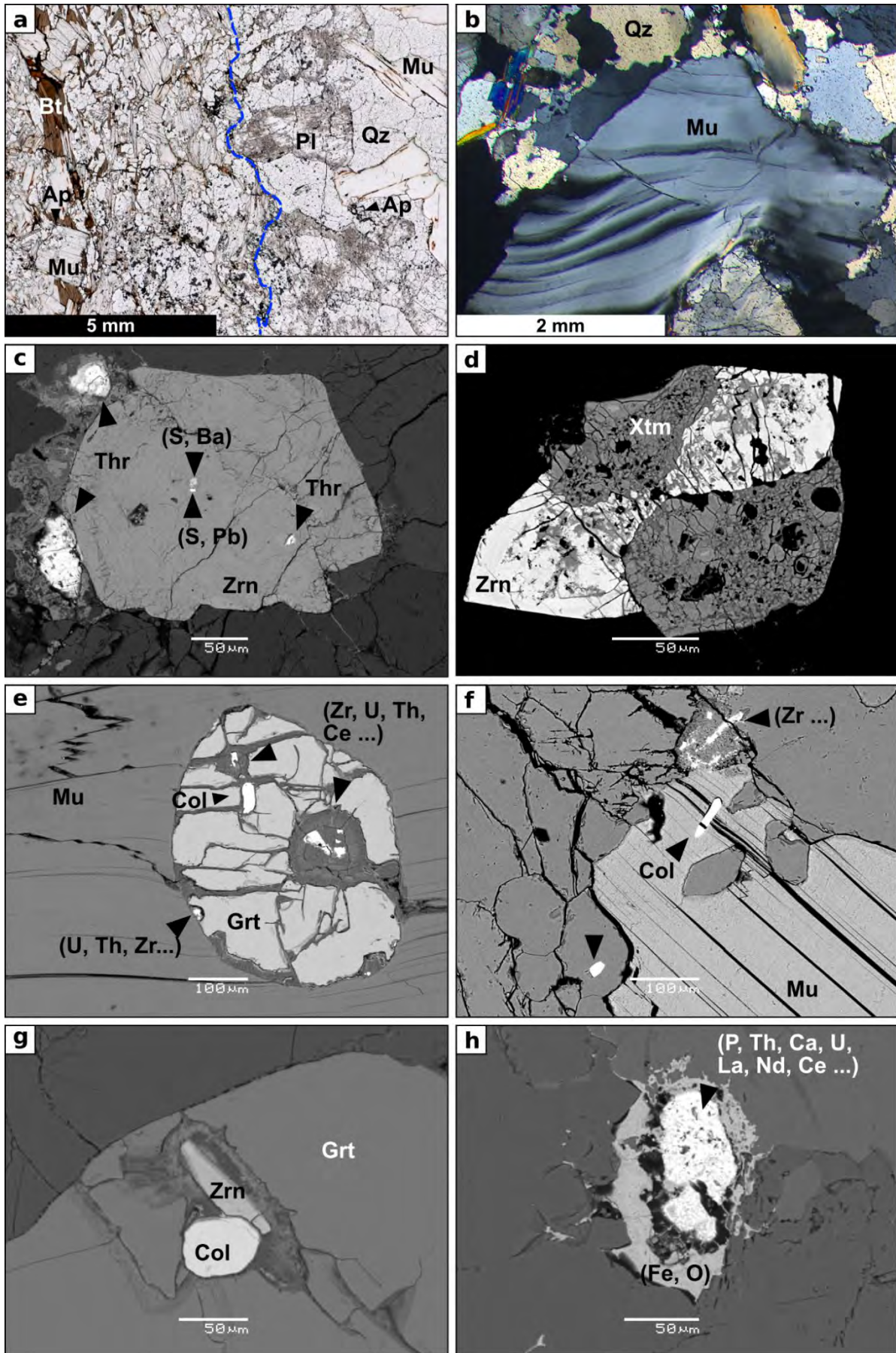


Figure. 6-7. Photomicrographs (a, b) and BSE images (c to h) of mineral assemblages from garnet-columbite type pegmatites. (a) Contact between a garnet-columbite pegmatite to the right and a micaschist enclave to the left. In the micaschist, subhedral muscovite contains lobate quartz and subhedral apatite, and crosscuts biotite (sample BMS6). (b) Folded to kinked muscovite in garnet-columbite pegmatite, bordered in the upper part of the image by dynamically recrystallized quartz (sample BMS6). (c) Zircon crystal associated with metamict thorite (sample BMS136). (d) Assemblage of xenotime and zircon (sample BMN47), illustrative of the zircon-xenotime substitution (Hoskin and Schaltegger 2003; Grimes et al. 2015). (e) Inclusion of columbite and Zr-metamict crystals in garnet (sample BMS1) (f) Columbite needle in muscovite and quartz, and Zr-bearing metamict mineral next to a muscovite sheet (sample BMS1). (g) Inclusion of metamict zircon and columbite in a garnet (sample BMN13). (h) Metamict mineral, showing traces of P, Ca, U, REE, and an aureole of Fe-rich oxide (sample BMN8). In parenthesis are chemical elements detected under SEM. See appendix for abbreviations.

A dyke of garnet-columbite pegmatite subparallel to a dyke of apatite-zircon pegmatite shows an intrusive contact at a shallow angle. The contact between the two pegmatites is sharp at macroscale, but irregular at the microscopic scale and delineated by euhedral crystal borders depicting a continuous magmatic texture (Bonzi et al. 2021).

6.4.1.4. Garnet-REE pegmatites

Garnet-REE pegmatites are characterized by the alternation of aplitic and coarse-grained layers. Coarse-grained layers (crystal size from millimeter to centimeter) are mostly unzoned, but locally display a graphic texture (Figure. 6-8a and b). They are mainly composed

of feldspar, quartz, biotite as millimetric to centimetric layers, rare muscovite, and accessory garnet, epidote and magnetite. Garnet occurs as euhedral centimetric minerals. Tourmaline is rare and was only identified in one dyke. Ilmenite-pyrophanite (Fe-Ti-Mn bearing oxide) is found as subhedral crystals included in quartz, feldspar, and garnet (Figure. 6-8b, c and d). Some pegmatite dykes contain altered metamict accessory minerals with elongated shapes that display a euxenite-aeschynite-like composition (Figure. 6-8a, c, e and f, data available in Appendix C). These REE-oxides are replaced by clay-hematite assemblages (Figure. 6-8c, e and f). Garnet-REE pegmatites do not contain apatite nor monazite. Epidote grains are common in the pegmatite veins linked with leucosomes of a granodioritic gneiss (Bonzi et al. 2021). Garnet is rare in these leucosome-related pegmatite veins.

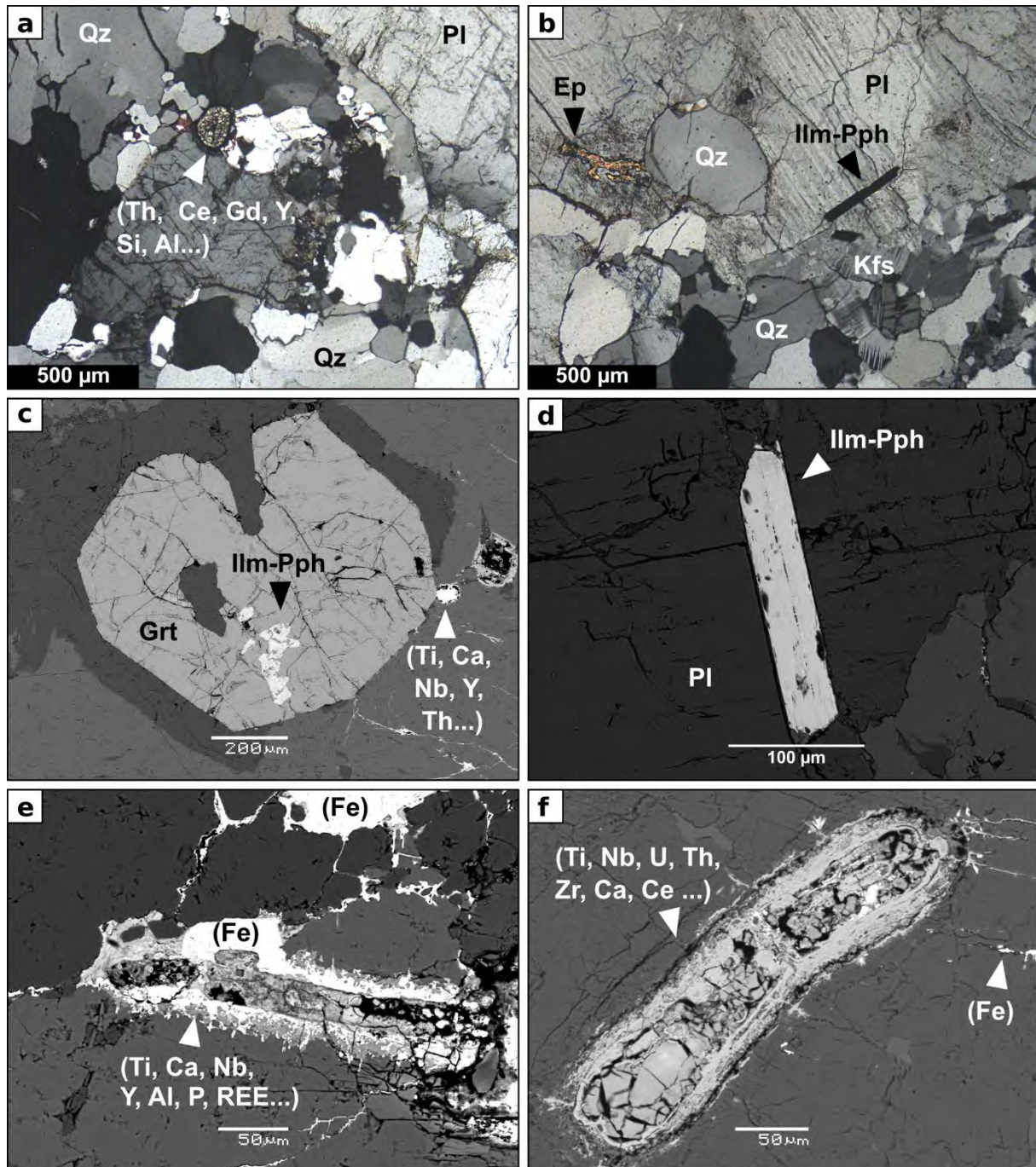


Figure. 6-8. Photomicrographs (a, b) and BSE images (c to f) of mineral assemblages in garnet-REE pegmatites. (a) Inclusion in graphic plagioclase-quartz of a REE-bearing mineral (traces of Th, Ce, Gd, Si, Y, Al identified with SEM), framed by radial cracks indicating damages by radioactive irradiation (sample BB6). (b and d) Euhedral ilmenite-pyrophanite included in graphic plagioclase-quartz (sample BB6). (c) Inclusion of ilmenite-pyrophanite in garnet, with metamict Ti-Ca-Nb-bearing mineral (sample BB18). (e) and (f) Typical elongated and altered

metamict minerals, bearing Ti, Ca, Nb, Y, Th, P and REE (Sample BB18 for e, and sample BB15 for f). They are associated with phyllite alteration, and surrounded by an aureole of iron-oxide also filling cracks. See appendix for abbreviations. In parenthesis are chemical elements detected under SEM. See appendix for abbreviations.

6.4.2. Rare metal-bearing accessory minerals in pegmatite host-rocks

6.4.2.1. Paragneiss and metatextitic paragneiss

Garnet from paragneiss and metatextitic paragneiss occurs as synkinematic porphyroblasts of size up to 2 cm containing numerous inclusions of lobate quartz-feldspar, retrograde biotite, and rare opaque minerals (Figure. 6-9). Contrarily to their inclusion-rich cores, their rims are quite homogeneous. Garnet in metatextite is homogeneous in texture, and is interpreted as a peritectic phase in equilibrium with the melt segregated into leucosome veins (Bonzi et al. 2021). Zircon is found as small inclusions (< 40 μm) in biotite from paragneiss, mostly identified by dark aureoles of metamict alteration. In a micaschist enclave enclosed in garnet-columbite pegmatite (station BMS6, Figure. 6-2), larger zircon (up to 200 μm) is characterized by regular oscillatory zoning, and hosts multiple solid inclusions, which is in favor of its metamorphic origin. Zircon is also identified in metatextitic paragneiss as small inclusions (< 40 μm) hosted by biotite, garnet or ilmenite (Figure. 6-9a). Apatite is widespread in this micaschist enclave, as anhedral and lumpy crystals in micas, whereas it is not present in paragneiss. Monazite is found in the metatextitic paragneiss, as inclusions (< 50 μm) in micas, quartz and garnet (Figure. 6-9a).

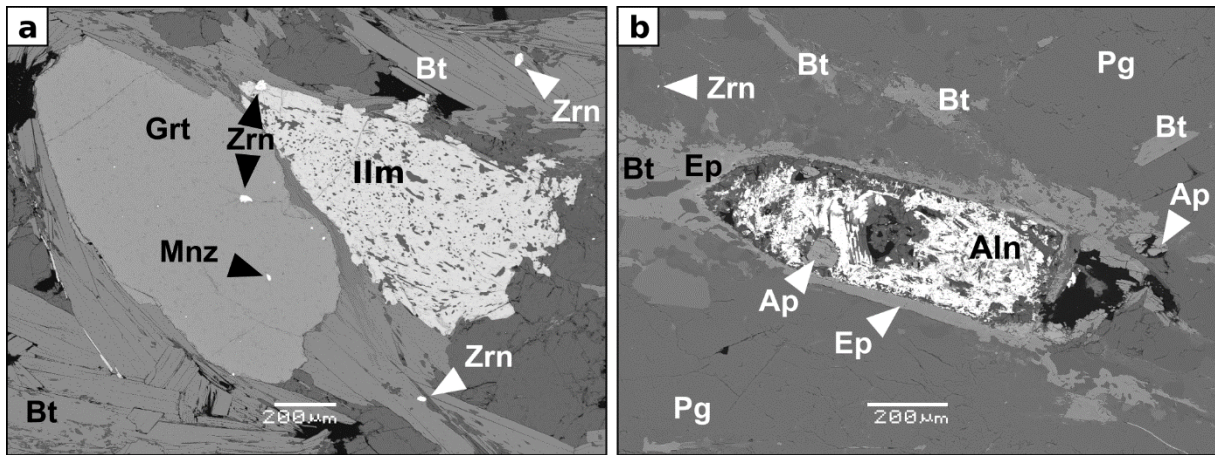


Figure. 6-9. Backscattered electron images of accessory minerals in (a) garnet-bearing metatextitic paragneiss (sample BMN21), and (b) granodioritic gneiss (BMN24). See appendix for abbreviations.

6.4.2.2. Gneiss and plutonic rocks of Na-rich and K-rich Mangodara series

Allanite-epidote, apatite, zircon and magnetite are ubiquitous minerals in both granodioritic gneiss, tonalitic-trondhjemitic gneiss, and the plutonic rocks attributed to the Na-rich and K-rich series of Mangodara district. Allanite can be found as non-altered crystals rimmed by epidote, or altered metamict grains replaced by amorphous epidote or subhedral apatite (e.g., Figure. 6-9b). Subhedral to euhedral epidote is associated with biotite, plagioclase, and can exhibit concentric internal zonation in GG-granitoids. Zircon mostly occurs as small haloed inclusions in biotite (< 40 μm). Apatite forms subhedral to euhedral crystals with size up to 300 μm, intersecting biotite and amphibole, or barely included in altered allanite (Figure. 6-9b). Magnetite occurs as euhedral to anhedral crystals that reach up to 1 cm in size in the tonalitic-trondhjemitic gneiss. In granodioritic gneiss and plutonic rocks, it is mostly associated with mafic minerals (biotite, amphibole) as opaque inclusions (< 200 μm). Titanite is commonly

seen in units of the K-rich series (granodioritic gneiss, GG-granodiorite), as lozenge-shaped euhedral crystals, with size up to 1 cm in length.

6.4.3. Mineral geochemistry

6.4.3.1. Geochemical signatures of micas

Major element compositions (Table 1 and Table 2) and trace element compositions (Table 3 and Table 4) were collected in micas from paragneiss, metatextitic paragneiss, two-mica trondhjemite, pegmatites, and a micaschist enclave enclosed in garnet-columbite pegmatite (Figure. 6-7a). In the Tischendorf diagram (Tischendorf et al. 1997, 2004), white mica composition corresponds to muscovite *sensu stricto* whereas dark mica plots in the annite-phlogopite domain (Figure. 6-10). The lowest values of mgli parameter (Mg-Li) in this diagram indicate the enrichment in Li (and F), which is observed in muscovite from garnet-columbite pegmatite, and biotite from garnet-REE and garnet-muscovite pegmatite.

6.4.3.1.1. Major element composition of micas

Muscovite composition evolves through the following substitution: $\text{Al[VI]} \leftrightarrow \text{Si} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Ti}$ (Figure. 6-11a). Muscovite in biotite-bearing pegmatites (titanite-allanite pegmatites and some garnet-columbite pegmatites) are richer in Fe+Mg than only-muscovite-bearing samples (higher mgli parameter in Figure. 6-10, $\text{Fe} + \text{Mg} > 0.3$ apfu in Figure. 6-11a and c, see Table 1). Muscovite from the micaschist enclave is particularly enriched in F (Figure. 6-11e).

Correlations of major elements suggest that biotite follows the substitution $\text{Si} + \text{Al[VI]} + \text{Mg} \leftrightarrow \text{Al[IV]} + \text{Fe} + \text{Li}$ (Figure. 6-11b) with negligible Li contribution. Manganese in biotite follows a general Rayleigh differentiation trend relatively to Fe (Figure. 6-11g), which is

continuous between titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites, and also between garnet-columbite pegmatites and the two-mica trondhjemite.

Titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites host the most Mg-rich biotite among pegmatites ($0.42 < \text{Mg} \# < 0.54$). Biotite is richer in F in apatite-zircon pegmatites ($< 0.3 \text{ wt}\%$) than in titanite-allanite pegmatites ($\text{F} < 0.2 \text{ wt}\%$). Iron-magnesium-poor biotite outliers from apatite-zircon pegmatites originate from the dyke crosscut by a garnet-columbite pegmatite (Figure. 6-11b and c, Table 2).

Biotite of garnet-columbite pegmatites overlaps that of the two-mica trondhjemite, with intermediary Mg content ($0.38 < \text{Mg}\# < 0.43$), but higher Ti, Mn and Fe content than in other pegmatites (Figure. 6-10, Figure. 6-11d and g, Table 2). Fe-rich biotite outliers of garnet-columbite pegmatites (sample BMS139B, Figure. 6-2) correspond to a dyke containing coexisting biotite and garnet (Figure. 6-11b, d and g, Table 2). Biotite from the micaschist enclave differs from biotite of paragneiss, granitoids and pegmatites by its low Fe+Mg (Figure. 6-11d) and its remarkably high F content ($0.26\text{--}0.79 \text{ wt}\%$, see Figure. 6-11f and Table 2). Biotite of garnet-REE pegmatites has low Mg# (around 0.31), F content below detection limits, and plots out of the Fe/Mn Rayleigh trend drawn by biotite from other pegmatites (g).

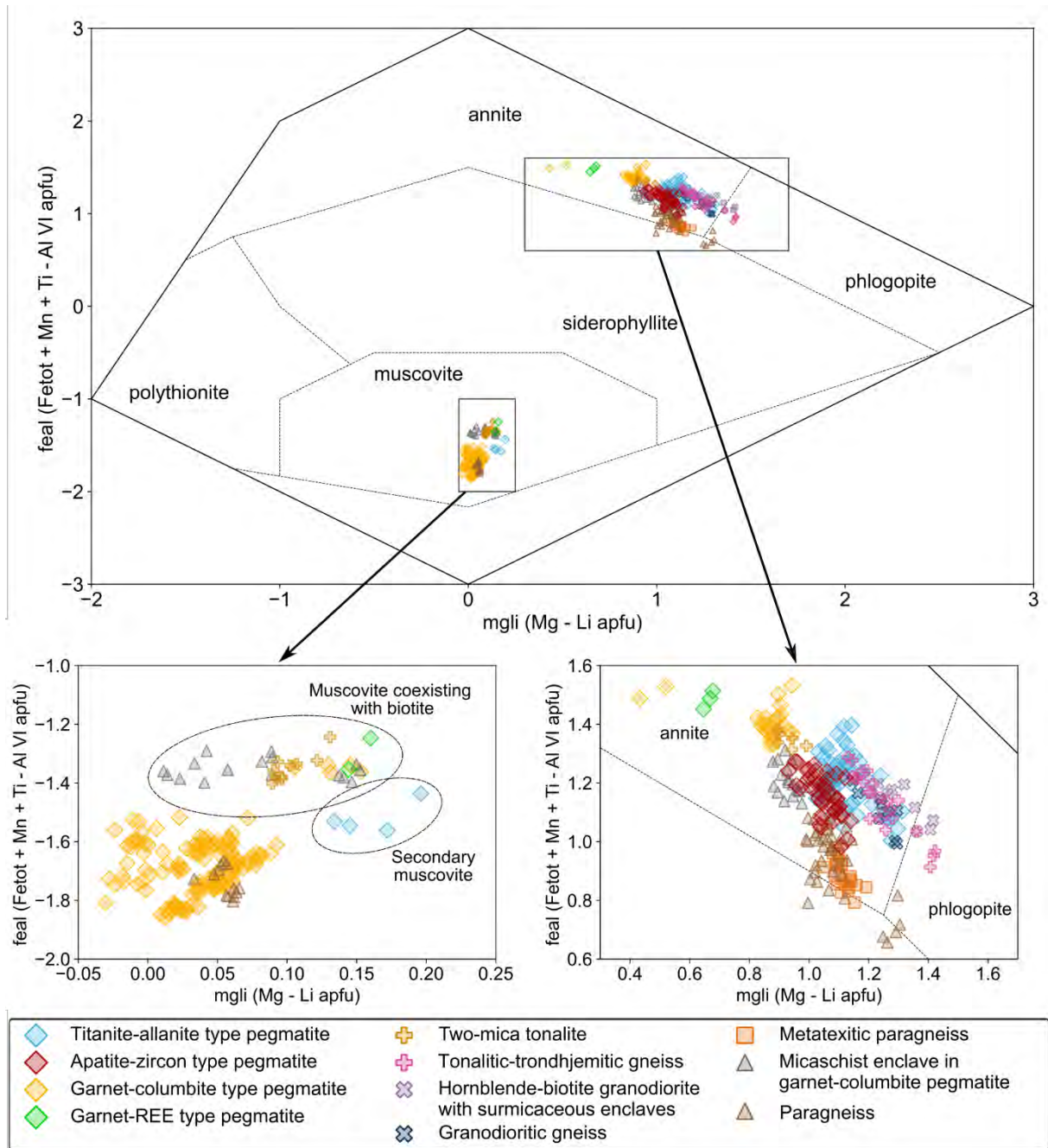


Figure. 6-10. Composition of micas from pegmatites and host rocks in the Tischendorf diagram (Tischendorf et al. 2007).

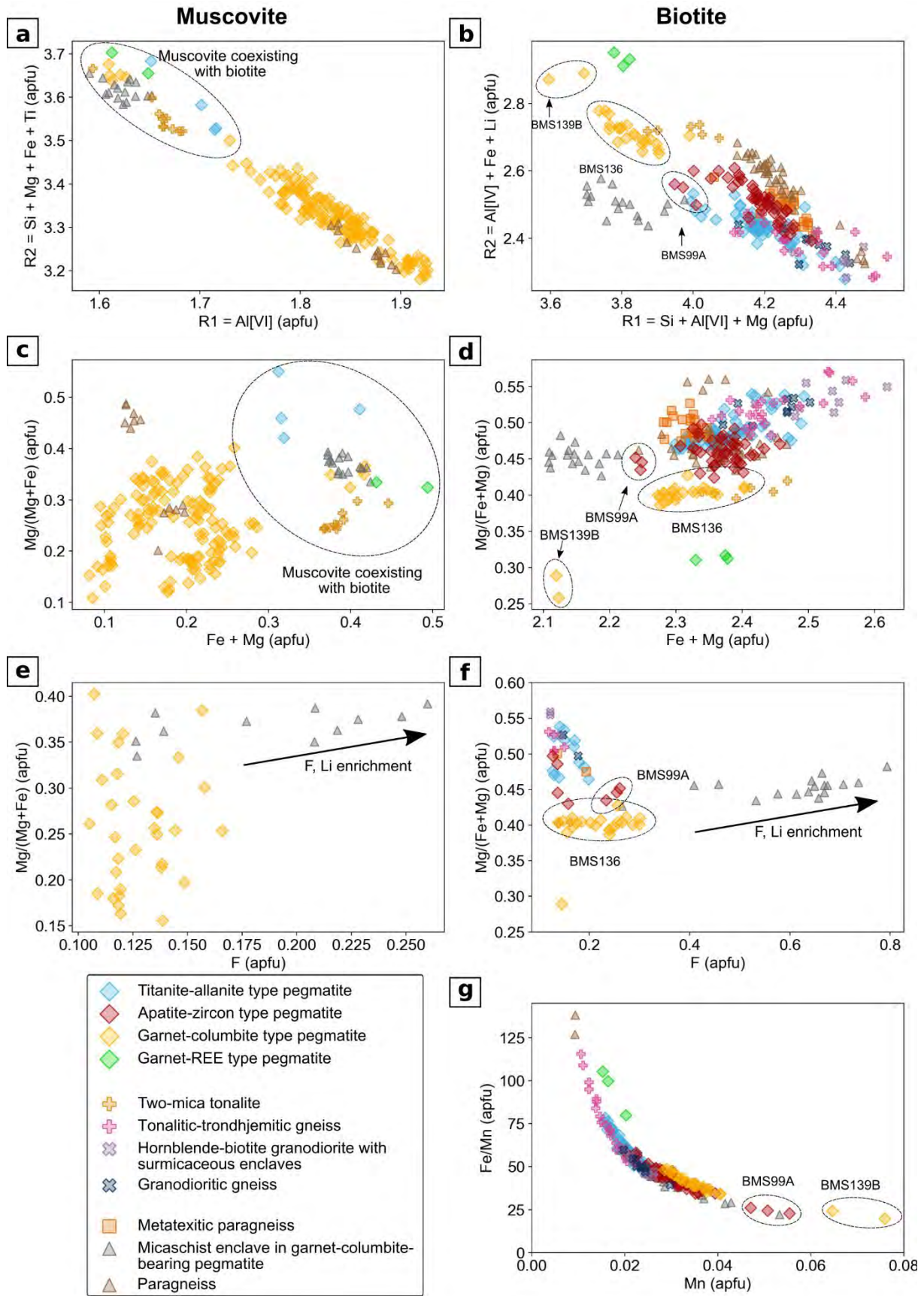


Figure. 6-11. Major element composition of muscovite and biotite of pegmatites and host rocks. Values are given in atom per formula unit, calculated based on 11 oxygen atoms.

6.4.3.1.2. Trace element composition

Muscovite of garnet-columbite pegmatites follows a Rayleigh-type K/Rb fractionation trend, with low K/Rb ratios (84–41) and high Rb contents (1034–2203 ppm, see Figure. 6-12a and Table 3). Its high Li content (65–580 ppm) is uncorrelated with the K/Rb ratio (Figure. 6-12c, Table 3). Niobium and Ta are the richest in muscovite of garnet-columbite pegmatites (97–438 ppm Nb, Nb/Ta > 5). Nb/Ta ratios do not show particular Rayleigh fractionation trend, and rather seem to be controlled by CGM crystallization, as spots corresponding to constant Nb/Ta ratios belong to muscovite that is spatially close to CGM (found in the same thin section), or contains inclusions of garnet and CGM (example in Figure. 6-7.f).

Muscovite from paragneiss is depleted in Nb and Ta, with high Nb/Ta ratio (19–26, Table 3). However, muscovite from the micaschist enclave is particularly rich in Li (860–996 ppm, Table 3), Nb (138–173 ppm) and Ta (20–44 ppm).

Biotite of tonalitic-trondhjemitic gneiss and related pegmatites follows a K/Rb Rayleigh-type trend characterized by high K/Rb ratios (81–600) and high Rb (<858 ppm), which is topped by titanite-allanite pegmatites and bottomed by apatite-zircon pegmatites (Table 4, Figure. 6-12b). Biotite from titanite-allanite pegmatites is rich in Li (485–1281 ppm) but poor in Nb (< 32 ppm) and strongly depleted in Ta (< 2.7 ppm). Biotite in apatite-zircon pegmatites is poorer in Li (~360 ppm) than in titanite-allanite pegmatites and tonalitic-trondhjemitic gneiss (~450 ppm, Table 4, Figure. 6-12d). It has average content in Ta (2.4–14.4 ppm) and Nb (30.4–75.7 ppm), whereas its Nb/Ta ratio vs Ta follows an apparent Rayleigh-type fractionation trend.

Biotite of paragneiss and metatextitic paragneiss has a low Nb content (~20 ppm) and a high Nb/Ta ratio (Table 4). On the contrary, biotite of the micaschist enclave is extremely enriched in Li (1313–2274 ppm), Rb (1530–2544 ppm), with a very low K/Rb ratio (Table 4). It is also enriched in Nb and Ta (123–142 ppm Nb, 50–61 ppm Ta).

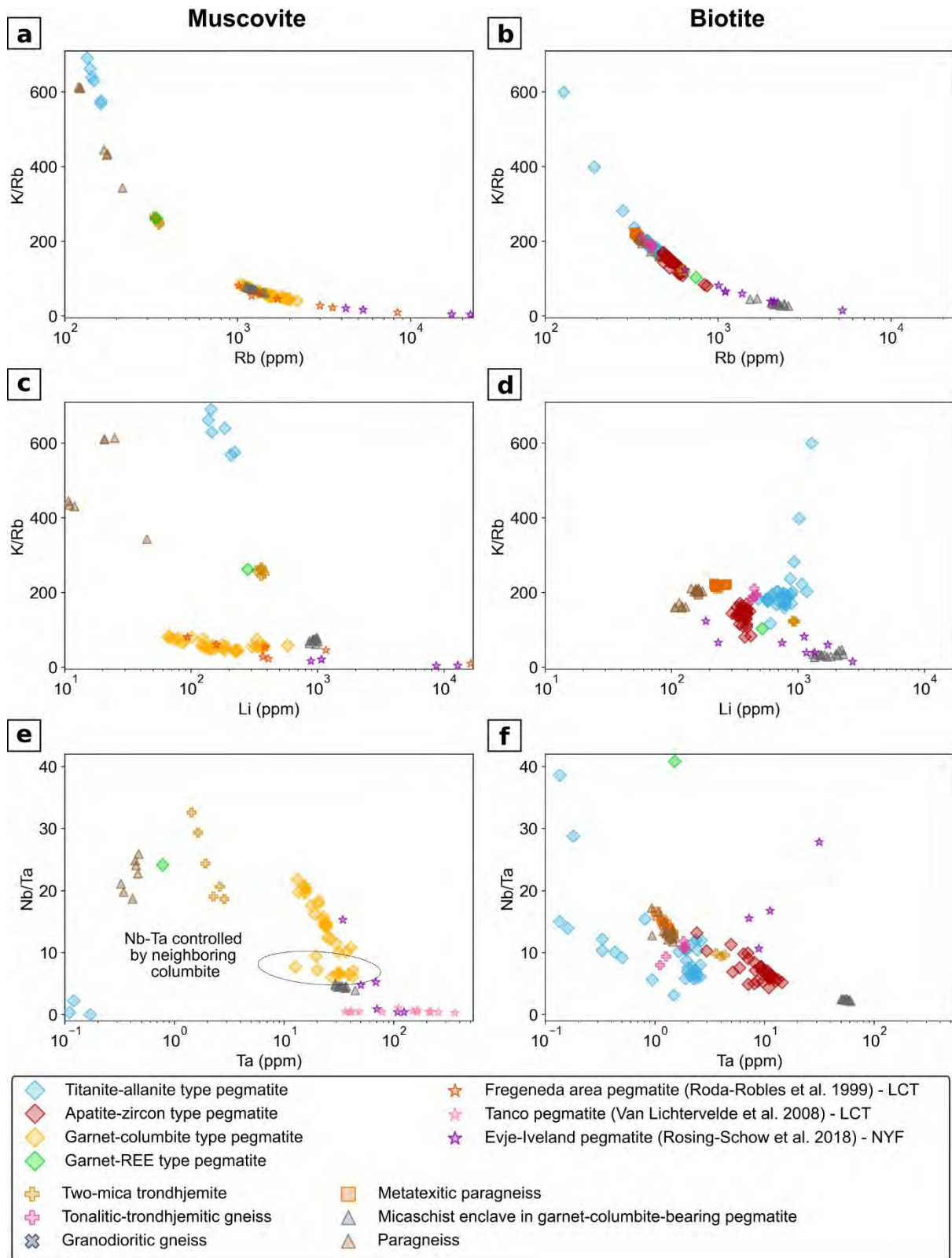


Figure. 6-12. K/Rb and Nb/Ta ratios compared with Rb , Li , Nb and Ta contents in muscovite and biotite of pegmatites and various host rocks. Data from different pegmatite families are

plotted for comparison: representative compositions of micas from Li-rich LCT pegmatites from the Fregeneda area, Spain (Roda-Robles et al. 1999), representative compositions of micas from the LCT Tanco pegmatite, Canada (Van Lichtervelde et al. 2008), and average composition of Li-rich micas and siderophyllite/phlogopite from the NYF Evje-Iveland pegmatites, Sweden (Rosling-Schow et al. 2018).

6.4.3.2. Geochemical signatures of apatite

Apatite from granodioritic gneiss, tonalitic-trondhjemitic gneiss, two micas granite, titanite-allanite pegmatites, apatite-zircon pegmatites and garnet-columbite pegmatites consists of fluorapatite, with an F content ranging from 2.1 to 3.7 wt% (Figure. 6-13a, Table 5). In apatite-zircon pegmatites, in the micaschist enclave and in the two-mica trondhjemitic, the MnO content of apatite is below 0.72 wt%. The highest Mn contents (MnO~2.5 wt%) are reached in F-rich apatite from a garnet-columbite pegmatite.

Distinctions between apatite from different host rocks can be established based on trace element composition (Table 6). Titanite-allanite and apatite-zircon apatite have identical REE enrichment trends (Figure. 6-13b). They are depleted in light rare earth elements (LREE) over a large magnitude, whereas medium rare earth elements (MREE) and heavy rare earth elements (HREE) follow a slight negative slope. Europium anomaly is very pronounced ($0.18 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.05$, Figure. 6-13b).

Chondrite-normalized REE patterns (McDonough and Sun 1995) of apatite in garnet-columbite pegmatites is characterized by a general negative slope from LREE to HREE, a relative peak in MREE (from Sm to Tb), and a weak Eu anomaly (Eu/Eu^* , 0.57–0.96), (Figure. 6-13c). The HREE, Sr and Y are strongly depleted and Mn and Pb are higher relatively to the other pegmatites. Apatite from the micaschist enclosed in garnet-columbite pegmatite has a

negative shallow dipping REE pattern with a weak Eu anomaly, but higher REE content than apatite from garnet-columbite pegmatites (Figure. 6-13c). It is also depleted in Ti compared to pegmatitic apatite. Apatite from two-mica trondhjemite is depleted in REE and other trace elements as Mn, Pb, Sr and Y, with a pronounced negative Eu anomaly (Eu/Eu^* , 0.25–0.31).

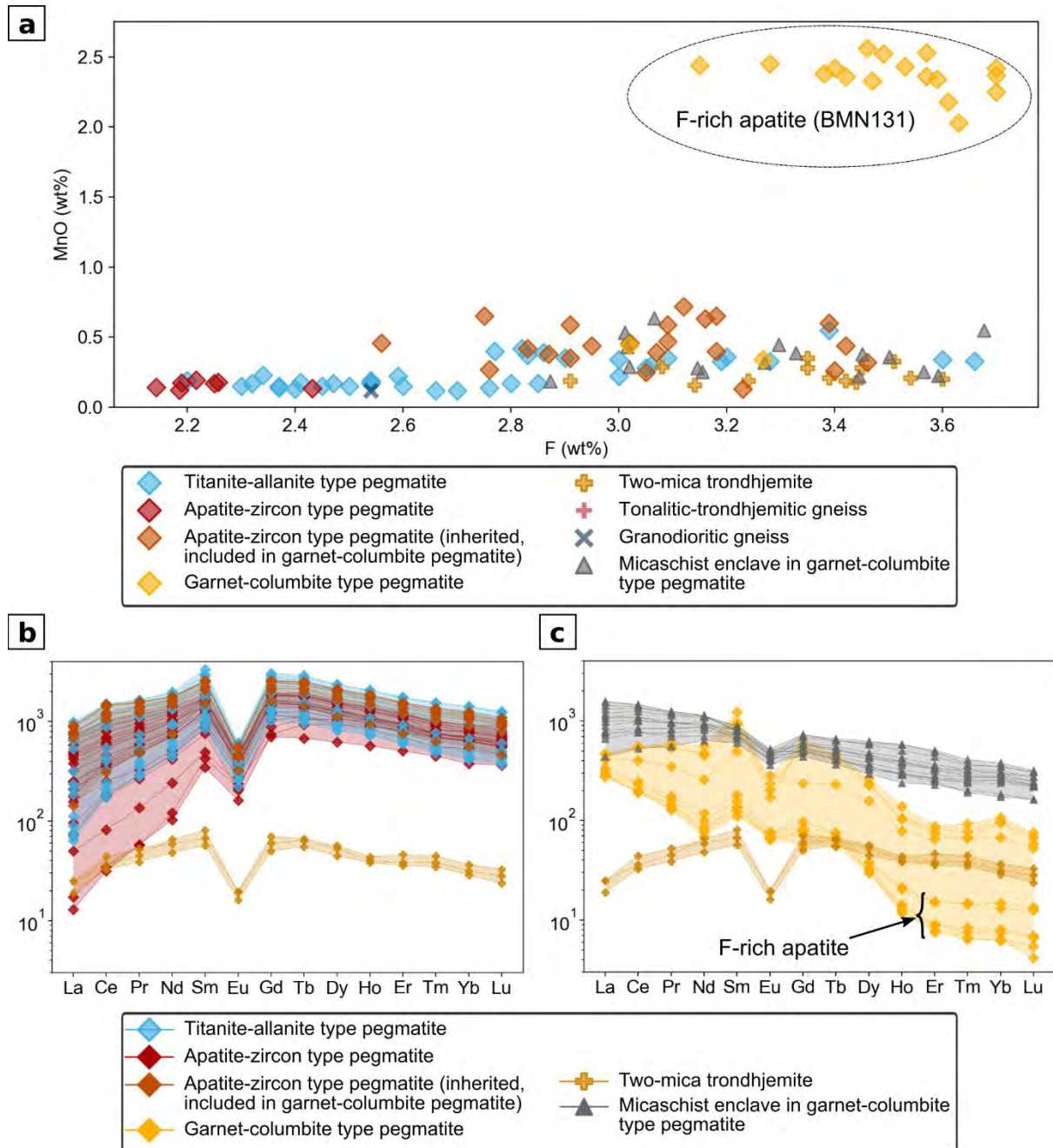


Figure. 6-13. (a) Fluorine versus MnO content in apatite from pegmatites and their host rocks. (b) REE spectra of apatite from titanite-allanite pegmatite and apatite-zircon pegmatite normalized to chondrite (McDonough and Sun 1995). (c) REE spectra of apatite from two-mica trondhjemite, garnet-columbite pegmatite and enclosed micaschist, normalized to chondrite (McDonough and Sun 1995).

6.4.3.3. Geochemical signatures of CGM

Nb-Ta-oxides are exclusively observed in garnet-columbite pegmatites, in the central and in the south-western parts of the district (Figure. 6-4b). Their composition plots mainly in the ferrocolumbite domain, but very close to the mid-limit of the Mn/(Mn + Fe) ratio (Mn#) of 0.5 (Figure. 6-14). The highest Ta concentrations are found in a pegmatite situated in the central part of the district, (sample BMN13, Figure. 6-2), with a $Ta\# = Ta/(Ta + Nb)$ ratio up to 0.6, whereas in other samples, $Ta\#$ is inferior to 0.2 in columbite cores (Table 7).

CGM crystals in SEM imagery generally reveal homogeneous cores surrounded by sharp or corroding overgrowths, with oscillatory and patchy textures related to variations in $Ta\#$ and Mn# (Figure. 6-15). The cores represent the primary magmatic stage of crystallization, and have a higher Fe content relative to Mn. Overgrowths are characterized by higher Nb contents ($Ta\# < 0.28$), a slight Ta decrease, and a sharp Mn# increase. These fractionation paths reflect complex chemical or late-stage processes fractionation that leads to reverse and oscillatory zoning in most pegmatitic CGM (Fosso Tchunte et al. 2018; Fuchsloch et al. 2019; Neiva et al. 2015; Van Lichtervelde et al. 2007, 2018; Wilde et al. 2021).

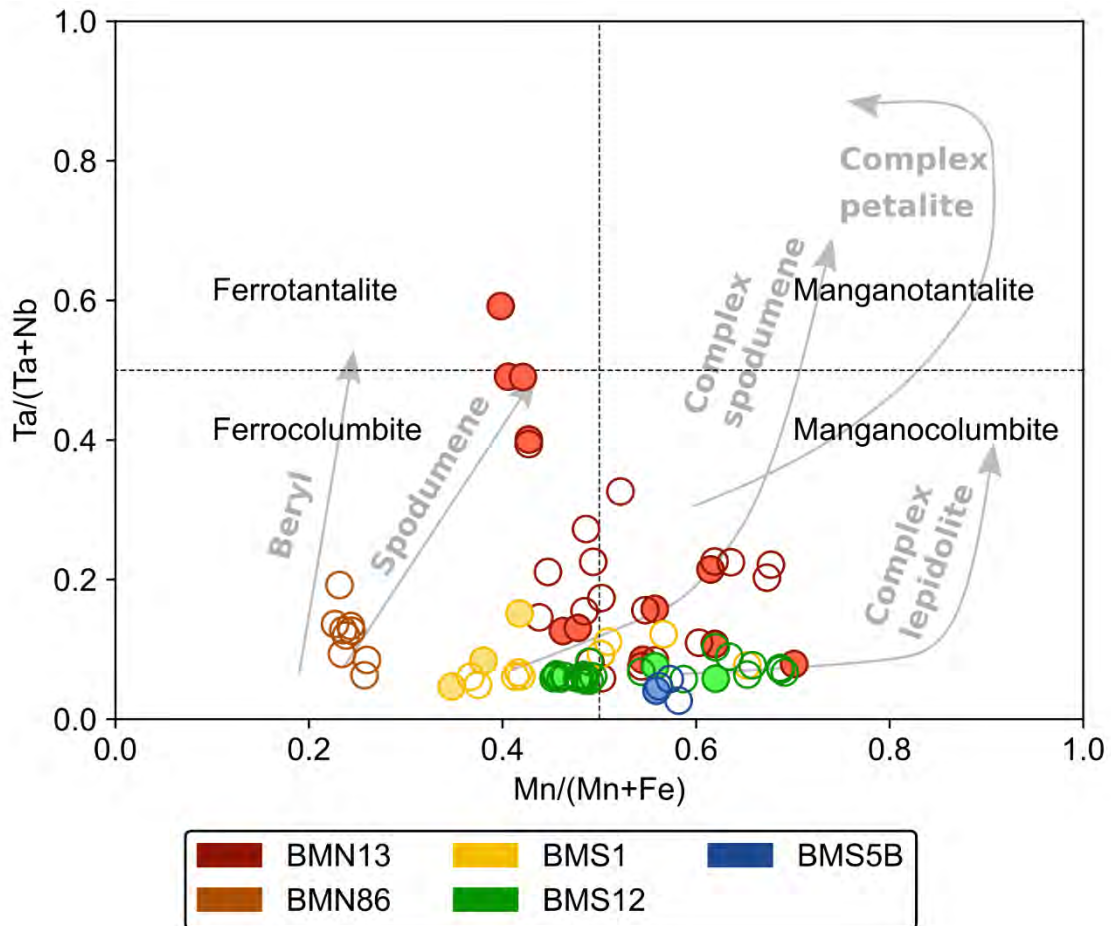


Figure. 6-14. Composition of CGM from garnet-columbite pegmatites in the columbite quadrilateral $Ta\# = Ta/(Nb+Ta)$ vs $Mn\# = Mn/(Fe + Mn)$. Filled markers correspond to crystal cores. Enrichment trends of Nb and Ta are extracted from Černý (1989).

The total REE content in CGM ranges from 160 ppm to 2079 ppm (Table 8). Chondrite-normalized patterns (McDonough and Sun 1995) are characterized by a relative enrichment in HREE compared to LREE (Figure. 6-16a). Lanthanum, Ce, Pr and Nd cover a large range (two orders of magnitude) of compositions, inferior to 1 ppm up to 311 ppm, whereas the HREE range from 10 ppm to 208 ppm. The REE patterns have very strong negative Eu anomalies.

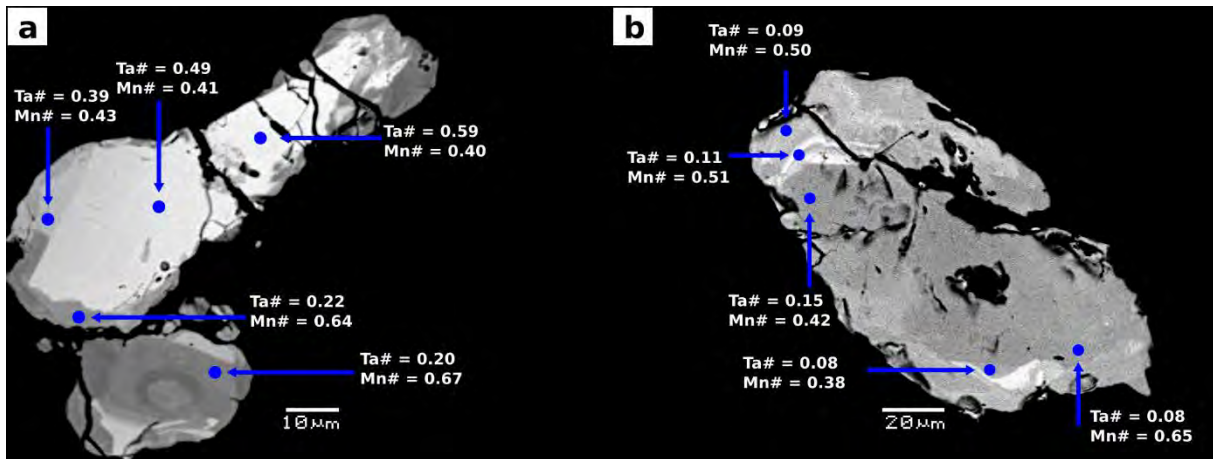


Figure. 6-15. Backscattered electronic imagery of CGM in garnet-columbite type samples BMN13 (a) and BMS1 (b). Spots indicate EMPA analysis points. Related Ta# and Nb# are outlined.

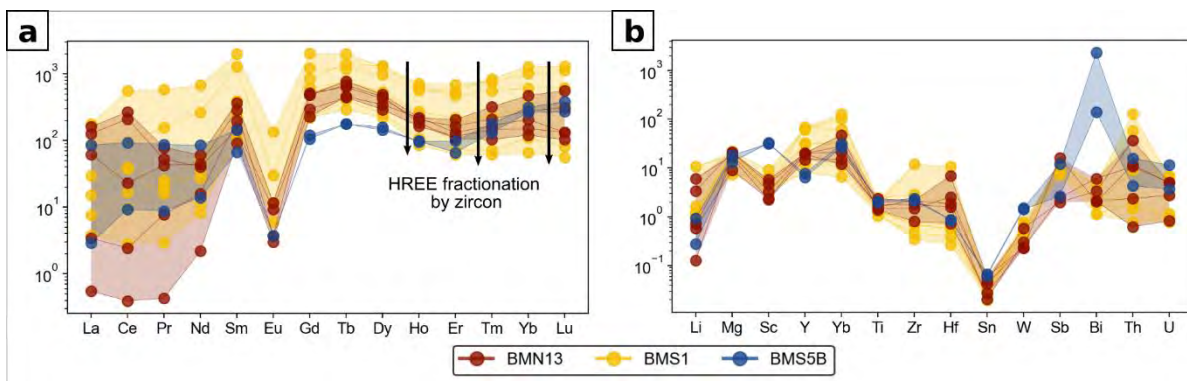


Figure. 6-16. (a) REE spider diagram of CGM normalized to chondrite (McDonough and Sun 1995). (b) Trace elements composition of CGM, normalized to world median CGM composition (Melcher et al. 2015).

6.4.3.4. Geochemical signatures of garnet

Garnet from paragneiss and metatextitic paragneiss has a composition of metamorphic garnet from metapelitic rocks (Mange and Morton 2007; Aubrecht et al. 2009; Suggate and Hall

2014; Krippner et al. 2014), with almandine (Alm) component between 74% and 80%, pyrope (Pyr) component between 9% and 20%, grossular (Grs) component inferior to 7%, and spessartine (Sps) component between 2.9% and 9.0% (Table 9). This garnet is depleted in LREE, Rb, U, Th, Nb and U, and shows a slight negative Eu anomaly (Figure. 6-17b, Table 10). Its budget in HREE is inferior to the average REE content of pegmatitic garnet (Figure. 6-17b).

Garnet from garnet-columbite pegmatites is dominated by Sps (43 – 73 %) whereas Alm component ranges between 22% and 49%. Pyrope and Grs components remain low (Pyr < 5.8%, Grs < 4.3%). Internal Fe/Mn zoning is noticed, with a decrease of Mn compared to Fe from core to rim, which is referred to as “normal zoning” (Leake 1967; Miller and Stoddard 1981; Manning 1983; Dahlquist et al. 2007). This garnet is naturally depleted in LREE, and contains high content in MREE and HREE, but HREE are depleted relatively to MREE (Dy to Lu). It is relatively rich in U (< 21 ppm), Nb (< 237 ppm), Zr (< 118 ppm) and Hf (< 20 ppm) and has a strong negative anomaly in Eu ($Eu/Eu^* < 0.9$ for garnet-columbite garnet). Garnet in sample BMS139B (Figure. 6-2) shows a different feature as it is more Mn-depleted and Fe-rich ($51% < Alm < 53%$, $35% < Sps < 38%$). It has a Grs component around 4% and a slightly higher Mg content ($7% < Pyr < 8%$). Also, it shows a flat pattern for MREE and HREE, which distinguishes it from common garnet-columbite pegmatite trends.

Garnet from garnet-REE pegmatites mainly differs from that of garnet-columbite pegmatites by its higher Ca content ($2.9 \text{ wt}\% < CaO < 3.7 \text{ wt}\%$ in garnet-REE pegmatites, while $CaO < 1.48 \text{ wt}\%$ in garnet-columbite pegmatites, see Figure. 6-17a and Table 9). Grs component ranges between 8% and 11%. Its REE content is depicted by strong depletion in LREE, a positive pattern toward HREE, and a strong Eu anomaly ($0.05 < Eu/Eu^* < 0.1$). Yttrium, Ti and Li are higher in garnet-REE pegmatites (2903–17240 ppm, up to 3930 ppm and

113–518 ppm, respectively) than in garnet-columbite pegmatites (18–9910 ppm Y, Ti \leq 1380 ppm, 49–292 ppm Li, Table 10).

Overall, Nb, Ta, U, Zr and Hf in garnet are stronger in garnet-columbite pegmatites whereas Li, Y, Ti, Rb and REE contents are higher in garnet-REE pegmatites (Figure. 6-17d).

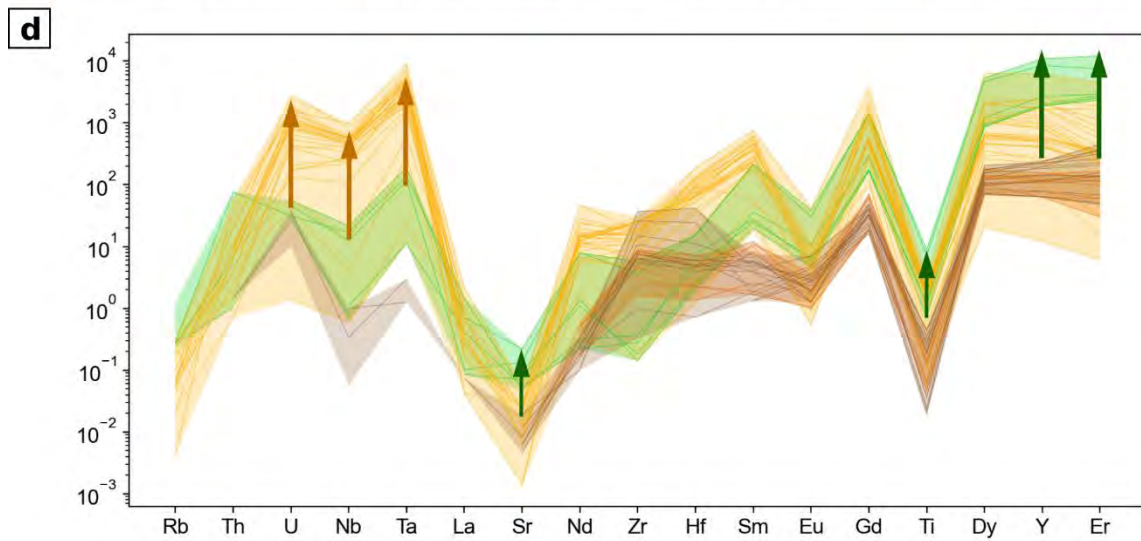
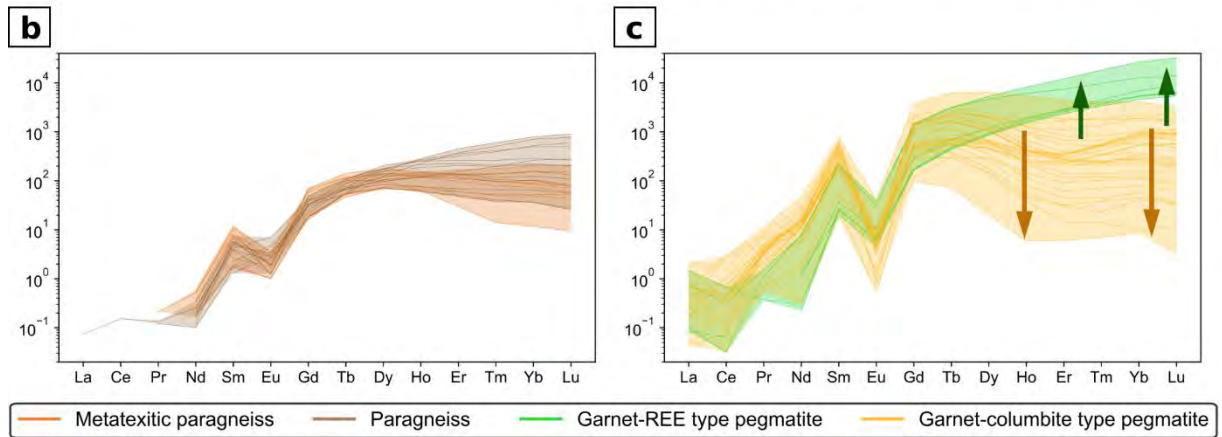
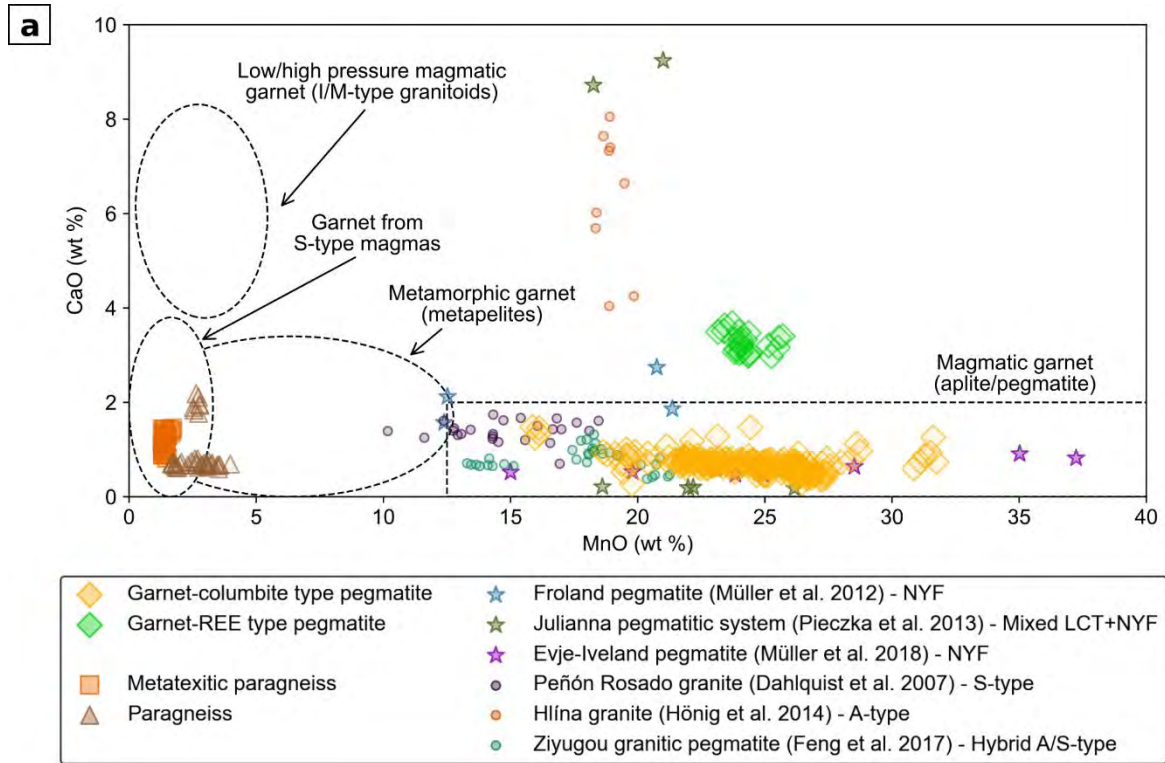


Figure. 6-17. (a) MnO versus CaO contents of garnet from paragneiss, metatextitic paragneiss and pegmatites. Composition fields are reproduced from Samadi et al. (2014). Data from different pegmatite families and rare metal granites are plotted for comparison (Dahlquist et al. 2007; Müller et al. 2012; Pieczka et al. 2013; Hönig et al. 2014; Feng et al. 2017; Breiter et al. 2018). (b) REE distribution in garnet from pegmatites, normalized to chondrites (McDonough and Sun 1995). (c) REE distribution in garnet from paragneiss and garnet bearing migmatitic gneiss, normalized to chondrites (McDonough and Sun, 1995). (d) Multi-element spider diagram of garnet, normalized to chondrites (McDonough and Sun 1995).

6.4.3.5. Geochemical signatures of zircon

Chondrite-normalized REE pattern of zircon from titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites, as well as micaschist enclave in garnet-columbite pegmatite, have a positive slope, which is shallow for LREE, and steep for HREE, with a slight negative Eu anomaly and a slight positive Ce anomaly (Figure. 6-18). Other trace elements in zircon attain 19 000 ppm Hf, 62 ppm Nb, 7450 ppm U, and 2980 ppm Y (Table 11). Interestingly, the highest Nb, Ta, Th and Be contents are observed in zircon of micaschist enclave (Figure. 6-18, Table 11). Titanium (992–2220 ppm) is exceptionally elevated compared to available data on magmatic zircon (Fu et al. 2008). Such high Ti content in zircon has been attributed to contamination along cracks (Harrison and Schmitt 2007).

Some analyses in a titanite-allanite sample (BMN28, Figure. 6-2) show low LREE and Th contents (Figure. 6-19), accompanied by low contents in Al, Fe, Ba, Sr, Y, and Bi. These spots are located in non-metamict zones in the core or internal part of zircons, with homogeneous to oscillatory texture according to contrast of SEM imaging.

Zircon from apatite-zircon pegmatites has higher content in HREE, Y, U and Th than that of titanite-allanite pegmatites (Figure. 6-18, Table 11 and Table 12). Zircon metamictization in apatite-zircon pegmatites induced loss of major elements like Zr and Si, and an increase in Ca (Table 12).

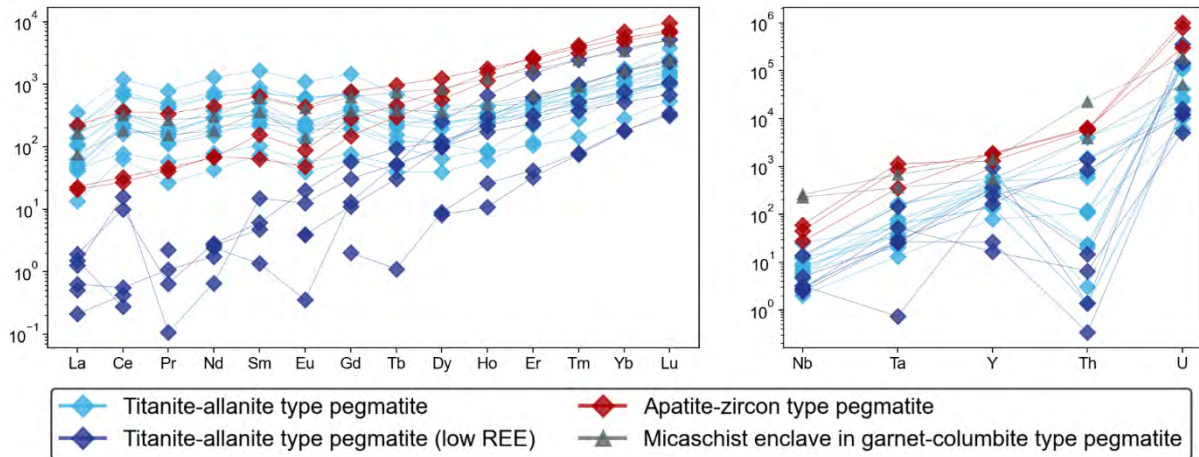


Figure. 6-18. REE spider diagram of zircon from titanite-allanite pegmatite, apatite-zircon pegmatite and enclave of micaschist in garnet-columbite pegmatite, normalized to chondrite (McDonough and Sun 1995).

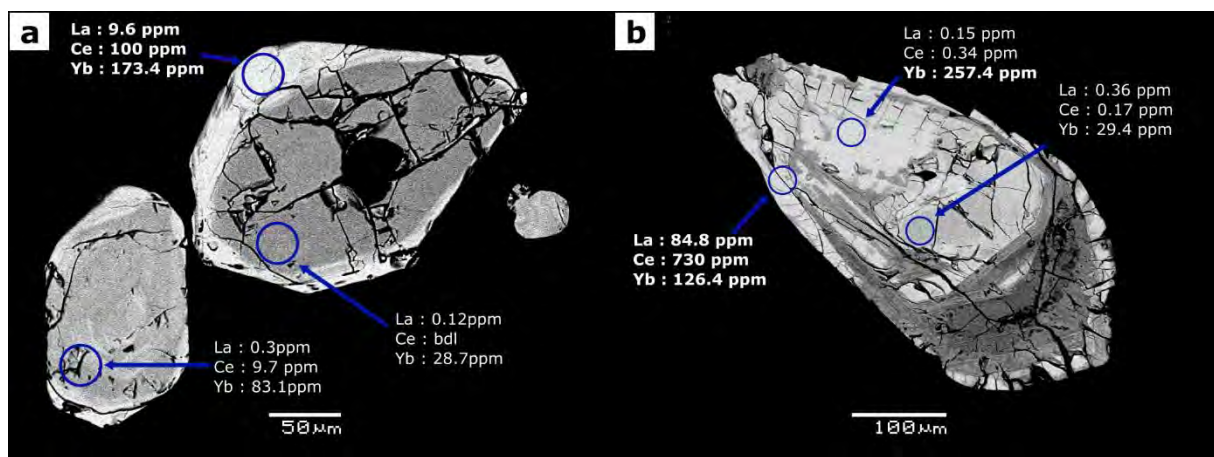


Figure. 6-19. Backscattered electronic images of zircon in a titanite-allanite pegmatite sample (BMN28). Circles indicate crater of LA-ICP-MS analyses. Concentrations in two LREE (La, Ce) and a HREE (Yb) are displayed for every spot.

6.5. Discussion

6.5.1. Classification of Mangodara pegmatites

6.5.1.1. Titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites

Titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites are very similar in mineralogy, except that in the latter type, ilmenite and titanite are absent, and apatite is more abundant (Figure. 6-20). The profusion of minerals rich in Fe-Mg-Ti-Ca (biotite, magnetite, ilmenite, oligoclase, titanite) indicates a metaluminous composition of the pegmatite, and a low differentiation degree (Broska et al. 2000; Neiva et al. 2002; Gieré and Sorensen 2004; Villaros and Pichavant 2019). Allanite, an accessory phase in titanite-allanite pegmatites, is typically found in NYF pegmatites related to metaluminous granites, defined as an allanite-subtype (enrichment in LREE, Nb over Ta, Ti and Zr, Wise, 1999). Apatite, which is common in LCT pegmatites but is also reported as a primary phosphate in NYF pegmatites (Nizamoff et al. 1999), constitutes a LREE-host in addition to allanite in titanite-allanite, and the main REE host in apatite-zircon pegmatites.

Titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites lack the characteristic complex mineralogy of mineralized pegmatites, and do not exhibit mineralization in Li, Nb and Ta (Table 13). Accordingly, they are classified as barren metaluminous pegmatites, with apatite-zircon pegmatite as the most differentiated term of the group.

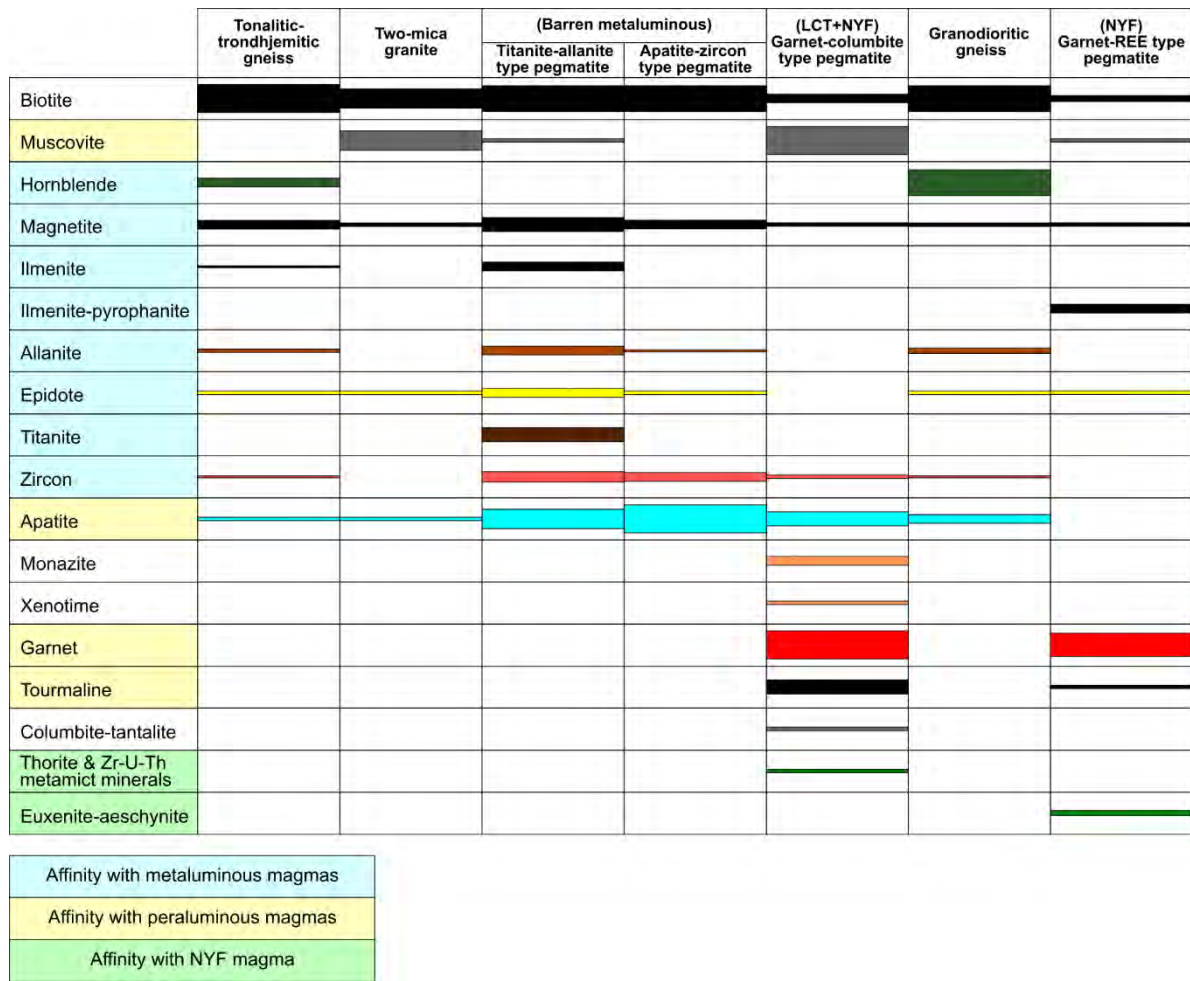


Figure. 6-20. Abundance of selected major minerals and accessory minerals in Mangodara pegmatites and their host rocks. Mineral abundance ranges from rare (thinnest line) to minor (> 5 vol.%, thickest line). Affinity of minerals with metaluminous magma, peraluminous magmas or NYF-style magma are indicated by a background color.

6.5.1.2. Garnet-columbite pegmatites

Garnet-columbite pegmatites exhibit a typical mineralogy for peraluminous LCT pegmatites (muscovite > biotite, garnet, tourmaline, apatite, see Figure. 6-20), but both LCT and NYF signatures are revealed by the geochemistry of their minerals. The high Nb contents in muscovite (up to 438 ppm Nb), are typical of white micas from LCT pegmatites (up to 490

ppm, Alfonso et al. 2003, Viana et al. 2007). Remarkably high Nb contents are recorded in garnet. Although experiments show that Nb is incompatible in garnet (Fulmer et al., 2010, and references therein), Nb-rich garnet has also been reported in CGM-bearing LCT pegmatites (e.g., Samadi et al. 2014). CGM has intermediate Mn# and Ta# compositions (Figure. 6-14) that are typical of the beryl-columbite pegmatite subtype (Černý 1989; Novák et al. 2003; Uher et al. 2010), or NYF pegmatites (Melcher et al. 2017). However, the lack of beryl denotes a depletion in Be.

The occurrence of REE-bearing minerals such as monazite, xenotime, and relicts of metamict minerals rich in U, Th and Y (thorite/cherelite) is evidence of a moderate enrichment in REE of this pegmatite type (Table 13). Columbite composition compared with average global CGM (Melcher et al. 2015) is enriched in Y, HREE, Th and Sc, and depleted in Sn, which is typical for CGM from NYF and mixed LCT+NYF pegmatites. Its high REE content and its medium to low U/Th ratio also match the CGM composition of NYF and mixed LCT+NYF families (Melcher et al. 2017). Only the depletion in W is incoherent with general tendencies observed in the NYF type (Melcher et al. 2017).

Although garnet-columbite pegmatites do not host Ta, Cs or Sn mineralization typical of LCT pegmatites, geochemical features like Nb>Ta and REE-U-Th enrichment trend in accessory minerals (Table 13) allow classifying them in the mixed LCT+NYF family.

6.5.1.3. Garnet-REE pegmatites

Garnet and tourmaline, which occur in garnet-REE pegmatites, are characteristic of LCT pegmatites. Such minerals are also reported in multiple NYF pegmatites, where they are stabilized by high Ca, Fe and Ti contents in the rock (Novák et al. 2011; Čopjaková et al. 2013; Hönl et al. 2014). Metamict Nb-Ti-Th-Y-bearing minerals of composition close to euxenite-

aeschnite coexist with Ti-oxides (ilmenite-pyrophanite), which are typical mineral species of NYF pegmatites (Černý 1991b; Ercit et al. 2005; Černý et al. 2005). The high Y and REE contents of garnet are similar to existing data of garnet from NYF pegmatites in Sveconorwegian province (Hönig et al. 2010, 2014; Müller et al. 2012). High Ca content of garnet is also comparable with the garnet Ca content of some NYF pegmatites, mixed LCT+NYF pegmatites or A-type pegmatites (Figure. 6-17a). The Ca-rich garnet, the exotic REE-mineral species and geochemical enrichment trend in REE, Y and Ti (Table 13) are mostly described in NYF pegmatites (Černý et al. 1985; Novák et al. 2011, 2012; Müller et al. 2012, 2018; Pieczka et al. 2013). Hence, garnet-REE pegmatites can be classified as NYF pegmatites, more specifically, those of the euxenite subtype (Wise 1999).

6.5.2. Partial melting, melt mixing and melt fractionation processes at the origin of the variety of Mangodara pegmatites

6.5.2.1. Petrogenesis of metaluminous barren pegmatites by melt segregation within the tonalitic gneiss

Titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites were proposed to derive from a residual melt segregated during syntectonic crystallization of the tonalitic-trondhjemitic gneiss, based on field relationships (Bonzi et al. 2021). The overlapping biotite compositions (Figure. 6-10, Figure. 6-11), the continuity in the K/Rb fractionation trend of biotite (Figure. 6-12b) and the unique REE profiles of apatite (Figure. 6-13b) from tonalitic-trondhjemitic gneiss, titanite-allanite and apatite-zircon pegmatites corroborate this proposition (Hulsbosch et al. 2014; Villaros and Pichavant 2019).

In titanite-allanite pegmatites, allanite crystallization precedes the stabilization of other LREE-bearing phases such as titanite and apatite. Titanite or epidote corona around ilmenite nuclei

and crystallization of apatite on allanite crystal borders could reflect late reactions induced by a late P- and Ca-rich pegmatitic melt or fluid, which remobilized Fe (Broska et al. 2007; Angiboust and Harlov 2017) and Ti, leading to the reaction: ilmenite (Fe, Ti) + Allanite (Fe, REE) + Ca + P → Titanite (Ti, Ca) + Epidote (Fe, Ca) + apatite (Ca, REE). Zircon from titanite-allanite pegmatites is characterized by LREE-depleted cores that could be attributed to metamict alteration, as suggested by the increase in Ca, Al, Fe, Ba and LREE of the rims compared to the nuclei (Hoskin and Schaltegger 2003; Geisler et al. 2003), or alternatively by concurrent segregation of LREE in allanite. The metaluminous pegmatite-forming melt firstly evolved through primary segregation of REE in allanite and zircon, and then evolved toward phosphorus saturation materialized by late crystallization of apatite.

From titanite-allanite to apatite-zircon pegmatites, the increase in F, Mn and Rb in biotite as well as the continuous K/Rb, Nb/Ta and Fe/Mn fractionation trends in micas (Figure. 6-10, Figure. 6-11g, and Figure. 6-12b and f) can be explained by fractional crystallization. However, the decreasing Li trend from titanite-allanite to apatite-zircon biotite suggests the exsolution of a Li (+ minor F)-rich aqueous fluid early during apatite-zircon pegmatite crystallization. Apatite tends to be richer in F and Mn in apatite-zircon pegmatites compared to titanite-allanite pegmatites (Figure. 6-13a). This behavior could reflect magmatic differentiation coupled to a lower content of mafic minerals in apatite-zircon pegmatite (Belousova et al. 2001), and/or increasing aluminosity (Chu et al. 2009; Miles et al. 2014).

6.5.2.2. Petrogenesis of mixed NYF-LCT garnet columbite pegmatites by partial melting of metasediments and magma mixing within the granodioritic gneiss

6.5.2.2.1. Partial melting of metasediments

Garnet-columbite pegmatites have been proposed as the product of partial melting of metasediments, based on the textural continuity of pegmatites with leucosomes of migmatitic paragneiss (Bonzi et al. 2021). Their peraluminous composition supports a metasedimentary source, which generally produces peraluminous S-type magma (Chappell and White 2001; Clemens 2003). Biotite and muscovite from paragneiss and metatextitic paragneiss, despite their minor content in Nb and trace contents in Li and Ta, could be the sources of Nb, Li, fluxing elements such as F and H₂O, and LILE such as Rb (Neves 1997; Stepanov and Hermann 2013; Stepanov et al. 2014). Apatite and monazite (reservoirs for REE, U and Th) are found in paragneiss, and more abundantly in the micaschist enclave enclosed in garnet-columbite pegmatite and in the metatextitic paragneiss (Figure. 6-9). These phosphates are likely to be consumed by partial melting reactions in the presence of Al-rich silicate melt, during heating and/or retrograde metamorphic paths (Watson 1980; Watson and Capobianco 1981; Harrison and Watson 1984; Rapp and Watson 1986; Pichavant et al. 1992; Bea et al. 1992; Wolf and London 1995; Yakymchuk 2017). Garnet of paragneiss and metatextitic paragneiss, which has high contents in HREE and Y but is depleted in LREE (Figure. 6-13c), would act, together with ilmenite, as a HREE sink during prograde metamorphism of paragneiss, but can supply the anatectic melt with HREE and Y during the retrograde path.

A possible alternative granitic source for the peraluminous garnet-columbite pegmatites is the two-mica trondhjemite. The two-mica trondhjemite is interpreted as the product of melt accumulation in the upper part of the tonalitic-trondhjemitic gneiss, formed by fractionation of plagioclase, biotite and amphibole within the crystallizing gneiss that enhanced its aluminosity (Bonzi et al. 2021). Its mineral geochemistry reveals high Li and Nb, moderate K/Rb in micas, and F-rich apatite. However, one would expect a gradational evolution in texture of the two-mica trondhjemite into a pegmatitic texture, as documented for the apical parts of some granitic intrusions (Černý 1991c, a; Černý et al. 2005), and this was not observed in the field at

Mangodara. Likely, garnet-columbite pegmatite essentially derives from partial melting of the paragneiss, preferably during the retrograde decompression path associated with exhumation, implying breakdown of micas and entrainment of phosphates and garnet in the melt.

6.5.2.2.2. Mixing of peraluminous and metaluminous melt

Interaction between apatite-zircon and garnet-columbite pegmatites is suggested by the observation of a garnet-columbite pegmatite cross-cutting at a shallow angle an apatite-zircon pegmatite, showing continuous magmatic texture at the microscale (station BMS99A, Figure. 6-2, see (Bonzi et al. 2021). At the contact with garnet-columbite pegmatite, apatite-zircon pegmatite displays biotite with higher Mn, F, and lower Fe + Mg contents than the average biotite in any apatite-zircon pegmatite (Figure. 6-11d, f, and g), which might represent an overprint by the garnet-columbite pegmatite-forming melt. Likewise, apatite crystals of a garnet-columbite pegmatite (sample BMN13, Figure. 6-2) reveal a typical signature of apatite from apatite-zircon pegmatite (Figure. 6-13b). These crystals would represent an early magmatic phase inherited from an apatite-zircon pegmatite and assimilated into the peraluminous LCT-affiliated melt, but which conserved its REE geochemical signature. Given the continuous textural relation between the two pegmatite types, their interaction might have occurred before the end of crystallization of the apatite-zircon pegmatite, implying mingling of residual metaluminous pegmatite-forming melt with LCT pegmatite-forming melt. Then, crystallization of the garnet-columbite occurred almost synchronously, or shortly after the apatite-zircon pegmatite crystallization.

In this situation, the incompatible elements (i.e., Nb and REE) accumulated in the residual metaluminous pegmatite-forming melt might have been incorporated in the LCT pegmatite-forming melt during magma mixing. Alternatively, dissolution of biotite and apatite

from apatite-zircon pegmatite could have liberated Nb and REE (together with P) into the LCT pegmatite-forming melt. In any case, CGM, which has a higher solubility in NYF-type (i.e., peralkaline) melts than in peraluminous melts (Linnen and Keppler 1997; Chevychelov et al. 2010, 2020), attained its saturation in the peraluminous LCT-type melt, hence provoking the crystallization of low-Ta# and REE-rich columbite.

6.5.2.2.3. Magmatic fractionation of rare metals

The occurrence of tourmaline and the high Li and Rb contents in micas are evidence for concentration of volatile elements in the pegmatite-forming melt (e.g., Černý et al., 1985; Hulsbosch et al., 2014; Jolliff et al., 1992, 1987; London, 2011; Viana et al., 2007; Villaros and Pichavant, 2019). Occurrence of phosphates indicates that P saturation is reached during pegmatite crystallization (Duc-Tin and Keppler 2015; Van Lichtervelde et al. 2021). The steep increasing HREE trend in chondrite-normalized patterns of zircon confirms the early removal of HREE from the melt by zircon crystallization. Early segregation of HREE and Y in zircon and xenotime is materialized by their depletion in garnet, CGM and apatite (Figure. 6-17.c). The presence of CGM as inclusions in major minerals (quartz, feldspar, muscovite) shows that saturation in Nb-Ta minerals was reached in the early crystallization stages. The absence of Rayleigh type fractionation between Nb and Ta in muscovite suggests that the Nb-Ta content was buffered by CGM crystallization, which is in agreement with the spatial association between CGM and muscovite (Figure. 6-12e). Nb-rich rims of CGM crystals reflect the late Nb enrichment in the pegmatite-forming melt. This enrichment could characterize the transition of the melt to critical fluxing-element-rich fluids (Zhang et al. 2004; Van Lichtervelde et al. 2007; Zraisky et al. 2010; Kaeter et al. 2018) or the mixing with another rare-metal rich melt such as the residual metaluminous melt at the origin of the apatite-zircon pegmatites.

The crystallization of garnet-columbite pegmatites obeys the trend of sequential rare-metal saturation, i.e., Zr (zircon), REE-U-Th, (xenotime, monazite, apatite, thorite, ...) and Nb-Ta (CGM). This sequence stands apart from regular differentiation trend of peraluminous melts, in which REE and Zr are rather segregated in cumulated crystals (zircon, phosphates, micas, ...), leaving a residual melt with decreasing REE, Zr, and increasing Ta and Sn (Linnen and Cuney 2005; Ballouard et al. 2016, 2020). Instead, the primary enrichment in REE, U, Th and Zr might reflect the initial composition of the anatectic pegmatite-forming melt, which crystallized close to its partially molten source without facing significant magmatic fractionation. In other words, the primary trace element geochemistry of garnet-columbite pegmatite is closer to the geochemistry of an undifferentiated melt than to a residual melt from magmatic fractionation.

6.5.2.2.4. The case of F-Li rich micas in micaschist enclosed in garnet-columbite pegmatite

A micaschist enclave in a garnet-columbite pegmatite (station BMS99A) contains micas that are more enriched in F, Li, Rb, Nb and Ta, than the micas in the host pegmatite (Figure. 6-11e and f, Figure. 6-12). The compositional gap between micaschist micas and micas from paragneiss shows that the former micas underwent a specific enrichment in incompatible elements, unrelated with metamorphism. Two hypotheses might be formulated to explain the formation of these enriched micas. (1) The micaschist is a relict of partial melting of an enriched paragneissic protolith. This proposal implies that high amounts of LILE (Li, Rb), fluxing elements (F) and HFSE (Nb, Ta) are partitioned in residual micas, which would challenge their incompatible character. (2) The micaschist is an enclave of paragneiss metasomatized by highly fractionated fluids exsolved from the host garnet-columbite pegmatite. Exomorphic micas and

hornblende formed during metasomatism, or by reaction of existing minerals to produce secondary minerals, are reported in some pegmatite wall rocks (Shearer et al. 1986; Morgan and London 1987).

6.5.2.3. Petrogenesis of the NYF garnet-REE pegmatites by melt segregation within the granodioritic gneiss

(Bonzi et al. (2021) interpreted garnet-REE pegmatites to be a product of melt segregation within the granodioritic gneiss, based on textural continuity with leucosomes. The distinct composition of their micas compared to other pegmatites (higher Fe content, F-depletion; Figure. 6-10 and Figure. 6-11, Table 2) and the absence of phosphate confirm that their source is clearly different from that of the other pegmatite types. The whole-rock composition of garnet-REE pegmatites shows a depletion in LREE relatively to the granodioritic gneiss, but a similar content in HREE, which is not consistent with extreme fractionation during crystallization. The genesis of such pegmatite-forming melts would require a selective segregation of LREE in the parental gneiss, whereas HREE and Y are released in the melt. The low P content in garnet-REE pegmatite excludes the dissolution of phosphates as a provider of REE to the melt. On the contrary, phosphates and allanite might retain LREE in the parental gneiss. Hornblende, by virtue of its high modal composition in the granodioritic gneiss, could supply the pegmatite-forming melt with Ti, Zr, REE and Y (Green 1994; Bea 1996; Bernard et al. 2020) if it is destabilized during melt segregation, for example through the replacement by biotite (low-REE bearing phases).

These considerations constrain the genesis of garnet-REE pegmatite parental melt to the segregation of residual melt within the granodioritic gneiss, enriched in HFSE, but depleted in LREE preferentially trapped in allanite and apatite that remained in the granodioritic gneiss. A

probable explanation of the low P content in these pegmatites is the primary compatibility of phosphate in the high-Si granodioritic gneiss, which prevents the release of P in the residual melt (Bea et al. 1992; Broska and Petřík 2008). In the absence of P, REE and Y are incorporated in euxenite-aeschnite-like minerals and garnet (Figure. 6-17c). Li enrichment in garnet may be explained by the lower abundance in micas compared to the other pegmatite types (Dutrow et al. 1986), or by preferential substitution with Y in garnet structure (Cahalan et al. 2014).

6.5.3. Petrogenetic model of LCT+NYF Mangodara pegmatite formation

It has been proposed in several studies of Precambrian terranes that the generation of REE-rich LCT and NYF pegmatites was related to partial melting in the middle crust occurring at different stages of the orogenic cycle (Müller et al. 2012; Turlin et al. 2018, 2019). It has been highlighted that the petrogenetic family of a rare metal-bearing pegmatite is linked to the metamorphic grade of its source, supracrustal for LCT pegmatites (metasediments, $P < 15$ km), deeper for NYF pegmatites (amphibolite/granulite domains, $P > 15$ km) (Müller et al. 2017).

The Mangodara pegmatite field displays a different succession of petrogenetic families of pegmatites. At the lowest structural level (tonalitic-trondhjemitic gneiss), titanite-allanite pegmatites are interpreted to represent a residual melt segregated during crystallization of the tonalitic-trondhjemitic gneiss coring the Mangodara dome and intruding the granodioritic gneiss. The plagioclase-rich assemblage of this gneiss (Figure. 6-3) and its relatively low Fe, Mg, Nb, Ta and REE contents are attributed to accumulation of residual pyroxene and garnet in its deeper source (Bonzi et al. 2021) (Figure. 6-21). This unit represents a LREE-depleted section of the middle crust (Moyen 2011; Laurent et al. 2020), deriving from HP/HT conditions of partial melting, in which melt segregation resulted in barren metaluminous pegmatites.

The intermediate structural level (granodioritic gneiss, deriving from LP/HT conditions of partial melting) hosts apatite-zircon pegmatites that crystallized from the metaluminous melt that migrated out of the tonalitic gneiss and intruded at higher structural level. This level also hosts garnet-columbite pegmatites deriving from partial melting of a mica-rich source, which might correspond to the paragneiss rafts included in the granodioritic diatexite (Figure. 6-3, Bonzi et al. 2021). Partial melting can be achieved in these rafts by dehydration of micas (biotite) (Figure. 6-21). Additional REE and Nb are supplied to these pegmatites by the mingling of metaluminous pegmatite-forming melt with peraluminous pegmatite-forming melt. At the top of the granodioritic gneiss, segregation of residual melt within the granodioritic diatexite resulted in the generation of NYF pegmatite-forming melt that intruded plutonic units crystallized in the upper levels (Figure. 6-3, Figure. 6-21). We explain the distinct geochemistry of garnet-REE pegmatites by LREE segregation by allanite and apatite within the gneiss (Figure. 6-21) and amphibole breakdown that supplied the melt in HFSE. Consequently, garnet-REE pegmatites are not the end-members of a regional zoning related to the other pegmatite types, but the differentiated member of the K-rich magmatic series.

Overall, the petrogenesis of Mangodara pegmatites is related to the mineral composition of the partially molten source that is in turn controlled by (i) the chemical composition of the protoliths (ii) the PT conditions of partial melting and the minerals involved in the melting reactions and (iii) the degree of partial melting and fractional crystallization of the partially molten rock. The varying composition of the protolith between paragneiss and amphibolite is reflected by abundance of respectively micas and amphiboles, which are sources of fluxing elements (Li, F, H₂O) beneficial to the growth of pegmatitic crystals (Webber et al. 1999; Sirbescu et al. 2017; London and Morgan 2017; London 2018). Micas, prevalent in metasediments, are reservoirs for LCT-affiliated rare metals (Rb, Nb, Ta) whereas amphiboles,

prevalent in amphibolites, are reservoirs for NYF-affiliated rare metals (REE, Zr, Ti). Entrainment of garnet and phosphates in melt during partial melting/segregation would provide content in REE, Y, U, Th, and P shifting the melt composition toward a mixed LCT+NYF signature. Moreover, hybrid LCT+NYF signature is enhanced by the poor differentiation of the melt fraction that directly crystallized after leaving its source, and by the mingling of the residual metaluminous melt with the peraluminous melt.

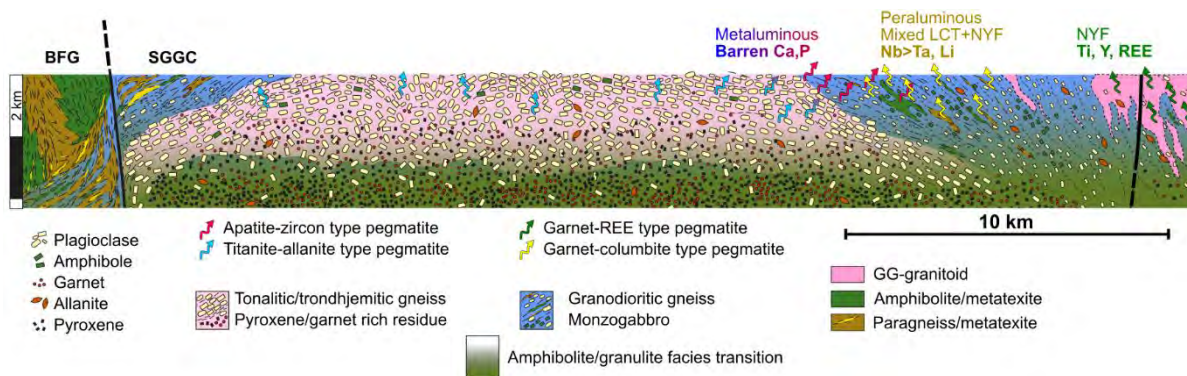


Figure. 6-21. Conceptual cross-section showing the source of Mangodara pegmatites (modified from Bonzi et al., 2021): tonalitic-trondhjemitic gneiss-related for titanite-allanite pegmatite (blue arrows) and apatite-zircon pegmatite (red arrows); partial melting-related for garnet-columbite pegmatite (yellow arrow) and garnet-REE pegmatite (green arrow). HGB = Houndé greenstone belt, SGGC = Sidéradougou gneiss and granitoid complex.

6.6. Conclusions

The mineralogy and the geochemical signatures of micas, garnet and accessory minerals from Mangodara pegmatites permit to define their petrogenetic families, discuss their sources by partial melting of paragneiss/amphibolite and segregation within granitoid gneiss, and identify fractionation of rare metals during crystallization.

- (1) Barren titanite-allanite pegmatites come from residual metaluminous melt segregated within the tonalitic-trondhjemitic gneiss. Their rare metal content is initially controlled by allanite, then by zircon and apatite. Residual melt migrated out of the tonalitic-trondhjemitic massif and intruded at higher structural level in the granodioritic gneiss, forming barren apatite-zircon pegmatites, which are slightly richer in P and REE, but poorer in Li.
- (2) Garnet-columbite type pegmatites are classified in the LCT+NYF family, with enrichment in Li, Nb > Ta, Th, U and REE. It derives from partial melting of paragneiss, in which micas are sources of Li, Nb and Ta, phosphates are source of REE, U and Th, and garnet is source of REE. The mingling of the garnet-columbite parental melt with residual melt originating from the crystallization of metaluminous pegmatites is suggested by field association, and inherited signature of apatite in a garnet-columbite pegmatite. Locally, strong melt fractionation led to the exsolution of a Li-bearing fluid, as suggested by the presence of micas highly enriched in rare metals micas in an enclave of metasediment in garnet-columbite pegmatite.
- (3) Garnet-REE-bearing pegmatites are NYF pegmatites showing enrichment trends in Ti, Y and HREE, and strong depletion in P. Their origin by melt segregation within the granodioritic gneiss requires that P and LREE are segregated in the parental rocks by allanite and apatite, whereas HFSE content are supplied by breakdown/replacement of hornblende.
- (4) The LCT versus NYF nature of rare metal-bearing pegmatites is explained by the mineral composition of their partially molten source, which is in turn controlled by lithology-chemistry of the protoliths and by PT conditions of partial melting: mica-rich for LCT pegmatites (metasediments), and amphibole-rich for NYF pegmatites (a

granodioritic gneiss in Mangodara). The mixed LCT + NYF signature of garnet-columbite pegmatites reflects the poor differentiation of anatectic pegmatite-forming melt after extraction from the source, and also the mingling with residual metaluminous melt coming from the deeper tonalitic-trondhjemitic gneiss.

Acknowledgements

This work was co-supervised between the University of Toulouse 3 Paul Sabatier (France), and the University Joseph Ki-Zerbo (Ouagadougou, Burkina Faso). Funds were provided by the West African Exploration Initiative (WAXI), (AMIRA P934B), and was supported by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the French Embassy in Burkina Faso. We are grateful to the Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB) for logistic field work assistance, and for providing data information on the study region. We thank Philippe De Parseval, Sophie Gouy, Olivier Rouer and Chantal Peiffert for their assistance in acquisition of geochemistry data.

References

- Alfonso P, Melgarejo JC, Yusta I, Velasco F (2003) Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap de Creus field, Catalonia, Spain. *Can Mineral* 41:103–116
- Allibone A, Teasdale J, Cameron G, et al (2002) Timing and Structural Controls on Gold Mineralization at the Bogoso Gold Mine, Ghana, West Africa. *Econ Geol* 97:949–969. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.5.949>
- Allou AB (2005) Facteurs, paramètres, dynamique de distribution et genèse des dépôts de columbo-tantalite d'Issia, centre-ouest de la Côte d'Ivoire. Université du Québec à Chicoutimi.

- Angiboust S, Harlov D (2017) Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *Am Mineral* 102:1696–1708
- Aubrecht R, Méres Š, Sýkora M, Mikuš T (2009) Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geol Carpathica* 60:463–483
- Ballouard C, Massuyeau M, Elburg MA, et al (2020) The magmatic and magmatic-hydrothermal evolution of felsic igneous rocks as seen through Nb-Ta geochemical fractionation, with implications for the origins of rare-metal mineralizations. *Earth-Sci Rev* 203:103115
- Ballouard C, Poujol M, Boulvais P, et al (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology* 44:231–234
- Baratoux L, Metelka V, Naba S, et al (2011) Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~ 2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Res* 191:18–45
- Barnes CG, Frost CD, Nordgulen Ø, Prestvik T (2012) Magma hybridization in the middle crust: Possible consequences for deep-crustal magma mixing. *Geosphere* 8:518–533. <https://doi.org/10.1130/GES00730.1>
- Bea F (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *J Petrol* 37:521–552
- Bea F, Fershtater G, Corretgé LG (1992) The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* 29:43–56. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90033-U](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90033-U)
- Bea F, Montero P (1999) Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example

from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim Cosmochim Acta* 63:1133–1153. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00292-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00292-0)

Bea F, Pereira M, Stroh A (1994) Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem Geol* 117:291–312

Belousova E, Griffin WL, Fisher NI (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J Geochem Explor* 76:45–69. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2)

Belousova E, Walters S, Griffin WL, O'Reilly SY (2001) Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. *Aust J Earth Sci* 48:603–619. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00879.x>

Bernard C, Estrade G, Salvi S, et al (2020) Alkali pyroxenes and amphiboles: a window on rare earth elements and other high field strength elements behavior through the magmatic-hydrothermal transition of peralkaline granitic systems. *Contrib Mineral Petrol* 175:81. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01723-y>

Block S, Ganne J, Baratoux L, et al (2015) Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. *J Metamorph Geol* 33:463–494

Bonzi WM-E, Vanderhaeghe O, Van Lichtervelde M, et al (2021) Petrogenetic links between rare metal-bearing pegmatites and TTG gneisses in the West African Craton: The Mangodara district of SW Burkina Faso. *Precambrian Res* 364:106359. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106359>

- Breiter K, Ďurišová J, Hrstka T, et al (2018) The transition from granite to banded aplite-pegmatite sheet complexes: An example from Megiligar Rocks, Tregonning topaz granite, Cornwall. *Lithos* 302–303:370–388. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.010>
- Broska I, Harlov D, Tropper P, Siman P (2007) Formation of magmatic titanite and titanite–ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos* 95:58–71. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.012>
- Broska I, Petřík I (2008) Genesis and stability of accessory phosphates in silicic magmatic rocks: a Western Carpathian case study. *Mineralogia* 39:53–66
- Broska I, Petřík I, Williams CT (2000) Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, Western Carpathians. *Am Mineral* 85:22–32. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0104>
- Brown CR, Yakymchuk C, Brown M, et al (2016) From Source to Sink: Petrogenesis of Cretaceous Anatectic Granites from the Fosdick Migmatite–Granite Complex, West Antarctica. *J Petrol* 57:1241–1278. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw039>
- Cahalan RC, Kelly ED, Carlson WD (2014) Rates of Li diffusion in garnet: Coupled transport of Li and Y+REEs. *Am Mineral* 99:1676–1682. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4676>
- Castaing C, Billa M, Milési J, et al (2003) Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. BRGM BUMIGEB 147:
- Černý P (1989) Characteristics of Pegmatite Deposits of Tantalum. In: Möller P, Černý P, Saupé F (eds) *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp 195–239
- Černý P (1991a) Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatitic Deposits. *Geosci Can* 49–67

Černý P (1991b) Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geosci Can*

Černý P (1991c) Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Res* 51:429–468. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90111-M](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90111-M)

Černý P, Blevin PL, Cuney M, London D (2005) Granite-related ore deposits.

Černý P, Burt D (1984) Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution in micas in granite pegmatites. *Micas* 257–297

Černý P, Ercit TS (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *Can Mineral* 43:2005–2026

Černý P, Meintzer RE, Anderson AJ (1985) Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms. *Can Mineral* 23:381–421

Chappell BW, White AJ (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Aust J Earth Sci* 48:489–499

Chardon D, Bamba O, Traoré K (2020) Eburnean deformation pattern of Burkina Faso and the tectonic significance of shear zones in the West African craton. *BSGF - Earth Sci Bull* 191:2. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020001>

Chevychelov V. Y., Borodulin GP, Zraisky GP (2010) Solubility of columbite, (Mn, Fe)(Nb, Ta)₂O₆, in granitoid and alkaline melts at 650–850°C and 30–400 MPa: An experimental investigation. *Geochem Int* 48:456–464. <https://doi.org/10.1134/S0016702910050034>

Chevychelov V. Y., Viryus AA, Shapovalov YuB (2020) Partitioning of Nb, Ta, Ti, Ce, and La between Granitoid Magmatic Melts and Minerals. *Dokl Earth Sci* 495:816–820. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20110045>

Chu M-F, Wang K-L, Griffin WL, et al (2009) Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids. *J Petrol* 50:1829–1855. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp054>

Clemens JD (2003) S-type granitic magmas—petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Sci Rev* 61:1–18. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00107-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00107-1)

Čopjaková R, Škoda R, Vašinova Galiová M, Novák M (2013) Distributions of Y + REE and Sc in tourmaline and their implications for the melt evolution; examples from NYF pegmatites of the Třebíč Pluton, Moldanubian Zone, Czech Republic. *J Geosci* 58:113–131. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.138>

Dahlquist JA, Galindo C, Pankhurst RJ, et al (2007) Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos* 95:177–207. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.010>

Dampare SB, Nyarko BJB, Osae S, et al (2005) Simultaneous determination of tantalum, niobium, thorium and uranium in placer columbite-tantalite deposits from the Akim Oda District of Ghana by epithermal instrumental neutron activation analysis. *J Radioanal Nucl Chem* 265:53–59. <https://doi.org/10.1007/s10967-005-0860-0>

Debat P, Nikiéma S, Mercier A, et al (2003) A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampilga countries, Burkina Faso). *Precambrian Res* 123:47–65. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00046-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00046-9)

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

- Doumbia S, Pouclet A, Kouamelan A, et al (1998) Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res* 87:33–63
- Duc-Tin Q, Keppler H (2015) Monazite and xenotime solubility in granitic melts and the origin of the lanthanide tetrad effect. *Contrib Mineral Petrol* 169:8. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1100-9>
- Dutrow BL, Holdaway MJ, Hinton RW (1986) Lithium in staurolite and its petrologic significance. *Contrib Mineral Petrol* 94:496–506. <https://doi.org/10.1007/BF00376341>
- Ercit TS, Linnen R, Samson I (2005) REE-enriched granitic pegmatites. *Rare-Elem Geochem Miner Depos Geol Assoc Can GAC Short Course Notes* 17:175–199
- Feng Y, Lei R, Ju M, et al (2017) Origin and petrogenetic implications of garnet from Rb-rich pegmatites in North Qinling Orogen, China. *Geol J* 52:215–237
- Fersman AE (1940) Pegmatites. *Granitic Pegmatites* 3 Enlarg Ed
- Feybesse J-L, Billa M, Guerrot C, et al (2006) The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Res* 149:149–196
- Feybesse J-L, Milési J-P (1994) The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons? *Precambrian Res* 69:199–227
- Foord E, Černý P, Jackson L, et al (1995) Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholith, Colorado. *Mineral Petrol* 55:1–26

Fosso Tchunte PM, Tchameni R, André-Mayer A-S, et al (2018) Evidence for Nb-Ta Occurrences in the Syn-Tectonic Pan-African Mayo Salah Leucogranite (Northern Cameroon): Constraints from Nb-Ta Oxide Mineralogy, Geochemistry and U-Pb LA-ICP-MS Geochronology on Columbite and Monazite. *Minerals* 8:188. <https://doi.org/10.3390/min8050188>

Fu B, Page FZ, Cavosie AJ, et al (2008) Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contrib Mineral Petrol* 156:197–215. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0281-5>

Fulmer EC, Nebel O, van Westrenen W (2010) High-precision high field strength element partitioning between garnet, amphibole and alkaline melt from Kakanui, New Zealand. *Geochim Cosmochim Acta* 74:2741–2759. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.02.020>

Fuchsloch WC, Nex PAM, Kinnaird JA (2019) The geochemical evolution of Nb–Ta–Sn oxides from pegmatites of the Cape Cross–Uis pegmatite belt, Namibia. *Mineral Mag* 83:161–179. <https://doi.org/10.1180/mgm.2018.151>

Ganne J, De Andrade V, Weinberg RF, et al (2012) Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nat Geosci* 5:60–65. <https://doi.org/10.1038/ngeo1321>

Ganne J, Gerbault M, Block S (2014) Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation—Constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian Res* 243:88–109. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.016>

Gasquet D, Barbey P, Adou M, Paquette JL (2003) Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d’Ivoire): evidence

for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Res* 127:329–354. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00209-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00209-2)

Geisler T, Pidgeon RT, Kurtz R, et al (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Am Mineral* 88:1496–1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>

Gieré R, Sorensen SS (2004) Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals. *Rev Mineral Geochem* 56:431–493. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.56.1.431>

Giovenazzo D, Ouedraogo C, Séjourné S, et al (2018) Notice explicative de la carte géologique 1/200 000, Feuille NC-30-XIV, Banfora-Kong, Effigis Géo-Solutions

Goodenough KM, Lusty PAJ, Roberts NMW, et al (2014) Post-collisional Pan-African granitoids and rare metal pegmatites in western Nigeria: Age, petrogenesis, and the ‘pegmatite conundrum.’ *Lithos* 200–201:22–34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.006>

Graupner T, Melcher F, Gabler H-E, et al (2010) Rare earth element geochemistry of columbite-group minerals: LA-ICP-MS data. *Mineral Mag* 74:691–713

Green TH (1994) Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis — Sedona 16 years later. *Chem Geol* 117:1–36. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90119-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90119-8)

Grenholm M, Jessell MW, Thébaud N (2019a) Paleoproterozoic volcano-sedimentary series in the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen of the southeastern West African Craton. *Precambrian Res*

Grenholm M, Jessell MW, Thébaud N (2019b) A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton—Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. *Earth-Sci Rev*

Grimes CB, Wooden JL, Cheadle MJ, John BE (2015) “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib Mineral Petrol* 170:46. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>

Groulier P-A, Turlin F, André-Mayer A-S, et al (2020) Silicate-carbonate liquid immiscibility: insights from the Crevier alkaline intrusion (Quebec). *J Petrol*

Gueye M, Ngom PM, Diène M, et al (2008) Intrusive rocks and tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *J Afr Earth Sci* 50:88–110. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.013>

Harrison TM, Schmitt AK (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet Sci Lett* 261:9–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016>

Harrison TM, Watson EB (1984) The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochim Cosmochim Acta* 48:1467–1477. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)

Hirdes W, Davis D (2002) U–Pb geochronology of paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kenieba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean province. *Precambrian Res* 118:83–99

Hirdes W, Davis DW, Lüdtke G, Konan G (1996) Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d’Ivoire (West Africa): consequences for the ‘Birimian controversy.’ *Precambrian Res* 80:173–191. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00011-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00011-3)

Hönig S, Čopjaková R, Škoda R, et al (2014) Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. *Am Mineral* 99:1922–1941

Hönig S, Leichmann J, Novák M (2010) Unidirectional solidification textures and garnet layering in V-enriched garnet-bearing aplite-pegmatites in the Cadomian Brno Batholith, Czech Republic. *J Geosci* 55:113–129. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.065>

Hoskin PWO, Schaltegger U (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Rev Mineral Geochem* 53:27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>

Hulsbosch N, Boiron M-C, Dewaele S, Muchez P (2016) Fluid fractionation of tungsten during granite–pegmatite differentiation and the metal source of peribatholithic W quartz veins: Evidence from the Karagwe-Ankole Belt (Rwanda). *Geochim Cosmochim Acta* 175:299–318. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.11.020>

Hulsbosch N, Hertogen J, Dewaele S, et al (2014) Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): Quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups. *Geochim Cosmochim Acta* 132:349–374. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.006>

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

Jolliff BL, Papike JJ, Shearer CK (1987) Fractionation trends in mica and tourmaline as indicators of pegmatite internal evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Geochim Cosmochim Acta* 51:519–534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90066-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90066-4)

Kaeter D, Barros R, Menuge JF, Chew DM (2018) The magmatic–hydrothermal transition in rare-element pegmatites from southeast Ireland: LA-ICP-MS chemical mapping of muscovite and columbite–tantalite. *Geochim Cosmochim Acta* 240:98–130

Kouamelan AN (1996) Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque

Krippner A, Meinhold G, Morton AC, von Eynatten H (2014) Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sediment Geol* 306:36–52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>

Laurent O, Björnsen J, Wotzlaw J-F, et al (2020) Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nat Geosci* 13:163–169. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0520-6>

Leake BE (1967) Zoned garnets from the Galway granite and its aplites. *Earth Planet Sci Lett* 3:311–316

Linnen R, Cuney M (2005) Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization, in Linnen RL and Samson IM, eds., rare-element geochemistry and mineral deposits.

Linnen RL, Keppler H (1997) Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib Mineral Petrol* 128:213–227

Lompo M (2009) Geodynamic evolution of the 2.25-2.0 Ga Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. *Geol Soc Lond Spec Publ* 323:231–254

Lompo M (2010) Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *J Afr Earth Sci* 58:19–36

London D (2011) Experimental synthesis and stability of tourmaline: a historical overview. *Can Mineral* 49:117–136. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.1.117>

London D (2018) Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geol Rev* 101:349–383

London D, Morgan GB (2017) Experimental Crystallization of the Macusani Obsidian, with Applications to Lithium-rich Granitic Pegmatites. *J Petrol* 58:1005–1030. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx044>

London D, Morgan GB, Acosta-Vigil A (2012) Experimental simulations of anatexis and assimilation involving metapelite and granitic melt. *Lithos* 153:292–307. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.006>

Lüdtke G, Hirdes W, Konan G, et al (1998) Géologie de la région Haute Comoé Nord—feuilles Kong (4b et 4d) et Téhini-Bouna (3a à 3d). *Dir Géologie Abidj Bull* 178:

Mange MA, Morton AC (2007) Chapter 13 Geochemistry of Heavy Minerals. In: Mange MA, Wright DT (eds) *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp 345–391

Manning DAC (1983) Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineral Mag* 47:353–358

Martin RF, De Vito C (2005) The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Can Mineral* 43:2027–2048. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2027>

Martins T, Encarnación R-R, Alexandre L, De Parseval P (2012) Geochemistry and evolution of micas in the Barroso–Alvão pegmatite field, Northern Portugal. *Can Mineral* 50:1117–1129

McDonough WF, Sun S-S (1995) The composition of the Earth. *Chem Geol* 120:223–253

McFarlane HB, Thébaud N, Parra-Avila LA, et al (2019) Onset of the supercontinent cycle: Evidence for multiple oceanic arc accretion events in the Paleoproterozoic Sefwi Greenstone

Belt of the West African Craton. *Precambrian Res* 335:105450.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105450>

Melcher F, Graupner T, Gäbler H-E, et al (2017) Mineralogical and chemical evolution of tantalum–(niobium–tin) mineralisation in pegmatites and granites. Part 2: Worldwide examples (excluding Africa) and an overview of global metallogenetic patterns. *Ore Geol Rev* 89:946–987

Melcher F, Graupner T, Gäbler H-E, et al (2015) Tantalum–(niobium–tin) mineralisation in African pegmatites and rare metal granites: constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology. *Ore Geol Rev* 64:667–719

Melleton J, Gloaguen E, Frei D, et al (2012) How are the emplacement of rare-element pegmatites, regional metamorphism and magmatism interrelated in the Moldanubian domain of the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic? *Can Mineral* 50:1751–1773

Mériaud N, Thébaud N, Masurel Q, et al (2020) Lithostratigraphic evolution of the Bandamian Volcanic Cycle in central Côte d’Ivoire: Insights into the late Eburnean magmatic resurgence and its geodynamic implications. *Precambrian Res* 105847.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105847>

Metelka V (2011) Geophysical and remote sensing methodologies applied to the analysis of regolith and geology in Burkina Faso, West Africa

Miles AJ, Graham CM, Hawkesworth CJ, et al (2014) Apatite: A new redox proxy for silicic magmas? *Geochim Cosmochim Acta* 132:101–119. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.040>

Milési J (1989) West African gold deposits in their Lower Proterozoic lithostructural setting. *Chron Rech Minière* 3–98

Milési J-P, Feybesse J-L, Pinna P, et al (2004) Geological map of Africa 1: 10,000,000, SIGAfrique project. pp 2–7

Milési J-P, Ledru P, Feybesse J-L, et al (1992) Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Res* 58:305–344

Miller CF, Stoddard EF (1981) The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *J Geol* 89:233–246

Morgan GB, London D (1987) Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Am Mineral* 72:1097–1121

Moyen J-F (2011) The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos* 123:21–36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>

Müller A, Kearsley A, Spratt J, Seltmann R (2012) Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. *Can Mineral* 50:1095–1115

Müller A, Romer RL, Pedersen R-B (2017) The Sveconorwegian pegmatite province—thousands of pegmatites without parental granites. *Can Mineral* 55:283–315

Müller A, Spratt J, Thomas R, et al (2018) Alkali-F-Rich Albite Zones in Evolved NYF Pegmatites: The Product of Melt–melt Immiscibility. *Can Mineral* 56:657–687

Ndiaye PM, Dia A, Vialette Y, et al (1997) Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoproterozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sen; égal Oriental): Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J Afr Earth Sci* 25:193–208

- Neiva A, Silva M, Gomes M, Campos T (2002) Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese peraluminous granitic differentiation series. *Geochemistry* 62:197–215
- Neiva AMR, Gomes CL, Silva PB (2015) Two generations of zoned crystals of columbite-group minerals from granitic aplite–pegmatite in the Gouveia area, central Portugal. *Eur J Mineral* 27:771–782. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2473>
- Neves LJ (1997) Trace element content and partitioning between biotite and muscovite of granitic rocks: a study in the Viseu region (Central Portugal). *Eur J Mineral* 849–858
- Nizamoff J, Falster A, Simmons W, Webber K (1999) Phosphate mineralogy of NYF-, LCT- and mixed-type granitic pegmatites. *Can Mineral* 37:853–854
- Norton JJ, Redden JA (1990) Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite, and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota. *Am Mineral* 75:631–655
- Novák M, Černý P, Uher P (2003) Extreme variation and apparent reversal of Nb-Ta fractionation in columbite-group minerals from the Scheibengraben beryl-columbite granitic pegmatite, Maršíkov, Czech Republic. *Eur J Mineral* 15:565–574. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0565>
- Novák M, Škoda R, Filip J, et al (2011) Compositional trends in tourmaline from intragranitic NYF pegmatites of the Třebíč Pluton, Czech Republic: an electron microprobe, Mössbauer and LA-ICP-MS study. *Can Mineral* 49:359–380
- Novák M, Škoda R, Gadas P, et al (2012) Contrasting origins of the mixed (NYF+ LCT) signature in granitic pegmatites, with examples from the Moldanubian Zone, Czech Republic. *Can Mineral* 50:1077–1094

- Nude P, Hanson J, Dampare S, et al (2011) Geochemistry of Pegmatites associated with the cape coast granite complex in the Egyaa and Akim Oda areas of southern Ghana. *Ghana J Sci* 51:89–100
- Parra-Avila LA, Baratoux L, Eglinger A, et al (2019) The Eburnean magmatic evolution across the Baoulé-Mossi domain: Geodynamic implications for the West African Craton. *Precambrian Res* 332:105392. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105392>
- Parra-Avila LA, Kemp AIS, Fiorentini ML, et al (2017) The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African Craton. *Precambrian Res* 300:1–27. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.036>
- Pichavant M, Montel J-M, Richard LR (1992) Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model. *Geochim Cosmochim Acta* 56:3855–3861
- Pichavant M, Villaros A, Deveaud S, et al (2016) The Influence of Redox State On Mica Crystallization in Leucogranitic and Pegmatitic Liquids. *Can Mineral* 54:559–581. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500079>
- Pieczka A, Szuszkiewicz A, Szeleş E, et al (2013) (Fe, Mn)-(Ti, Sn)-(Nb, Ta) oxide assemblage in a little fractionated portion of a mixed (NYF+ LCT) pegmatite from Pilawa Gorna, the Sowie Mts. block, SW Poland. *J Geosci* 58:91–112
- Pons J, Oudin C, Valero J (1992) Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the Lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geol Rundsch* 81:473–486
- Rapp RP, Watson EB (1986) Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib Mineral Petrol* 94:304–316. <https://doi.org/10.1007/BF00371439>

Roda-Robles E, Perez AP, Roldan FV, Fontan F (1999) The granitic pegmatites of the Fregeneda area (Salamanca, Spain): characteristics and petrogenesis. *Mineral Mag* 63:535–558

Roda-Robles E, Pesquera A, Gil-Crespo PP, et al (2006) Mineralogy and geochemistry of micas from the Pinilla de Fermoselle pegmatite (Zamora, Spain). *Eur J Mineral* 18:369–377

Rosing-Schow N, Müller A, Friis H (2018) A Comparison of the Mica Geochemistry of the Pegmatite Fields in Southern Norway. *Can Mineral* 56:463–488

Samadi R, Miller NR, Mirnejad H, et al (2014) Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos* 208:378–392

Shaw RA, Goodenough KM, Roberts NMW, et al (2016) Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precambrian Res* 281:338–362. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.008>

Shearer CK, Papike JJ, Laul JC (1985) Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: Implications concerning pegmatite evolution. *Geochim Cosmochim Acta* 49:663–673. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90161-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90161-9)

Shearer CK, Papike JJ, Simon SB, Laul JC (1986) Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota; interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock. *Am Mineral* 71:518–539

Simmons WMB, Lee MT, Brewster RH (1987) Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado. *Geochim Cosmochim Acta* 51:455–471. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90061-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90061-5)

Sirbescu M-LC, Schmidt C, Veksler IV, et al (2017) Experimental Crystallization of Undercooled Felsic Liquids: Generation of Pegmatitic Texture. *J Petrol* 58:539–568.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egx027>

Smeds S (1994) Zoning and fractionation trends of a peraluminous NYF granitic pegmatite field at Falun, south-central Sweden. *GFF* 116:175–184.
<https://doi.org/10.1080/11035899409546181>

Stepanov A, Mavrogenes JA, Meffre S, Davidson P (2014) The key role of mica during igneous concentration of tantalum. *Contrib Mineral Petrol* 167:1009

Stepanov AS, Hermann J (2013) Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the “missing Nb paradox.” *Geology* 41:303–306

Stewart DB (1978) Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *Am Mineral* 63:970–980

Suggate SM, Hall R (2014) Using detrital garnet compositions to determine provenance: a new compositional database and procedure. *Geol Soc Lond Spec Publ* 386:373–393.
<https://doi.org/10.1144/SP386.8>

Thomas R, Webster J, Heinrich W (2000) Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib Mineral Petrol* 139:394–401

Tischendorf G, Forster H-J, Gottesmann B, Rieder M (2007) True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineral Mag* 71:285–320

Tischendorf G, Gottesmann B, Foerster H-J, Trumbull RB (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation

Tischendorf G, Rieder M, Förster H-J, et al (2004) A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineral Mag* 68:649–667

Tshibubudze A, Hein KAA, Marquis P (2009) The Markoye Shear Zone in NE Burkina Faso. *J Afr Earth Sci* 55:245–256. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.04.009>

Turlin F, André-Mayer A-S, Moukhsil A, et al (2017) Unusual LREE-rich, peraluminous, monazite- or allanite-bearing pegmatitic granite in the central Grenville Province, Québec. *Ore Geol Rev* 89:627–667. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.019>

Turlin F, Deruy C, Eglinger A, et al (2018) A 70 Ma record of suprasolidus conditions in the large, hot, long-duration Grenville Orogen. *Terra Nova* 30:233–243

Turlin F, Vanderhaeghe O, Gervais F, et al (2019) Petrogenesis of LREE-rich pegmatitic granite dykes in the central Grenville Province by partial melting of Paleoproterozoic-Archean metasedimentary rocks: Evidence from zircon U-Pb-Hf-O isotope and trace element analyses. *Precambrian Res* 327:327–360. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.02.009>

Uher P, Chudik P, Bacik P, et al (2010) Beryl composition and evolution trends: an example from granitic pegmatites of the beryl-columbite subtype, Western Carpathians, Slovakia. *J Geosci* 55:69–80

Van Lichtervelde M, Goncalves P, Eglinger A, et al (2021) Solubility of Monazite-Cheralite and Xenotime in Granitic Melts, and Experimental Evidence of Liquid-Liquid Immiscibility in Concentrating REE. *J Petrol*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab020>

Van Lichtervelde M, Grégoire M, Linnen RL, et al (2008) Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. *Contrib Mineral Petrol* 155:791–806

Van Lichtenvelde M, Holtz F, Hanchar JM (2010) Solubility of manganotantalite, zircon and hafnon in highly fluxed peralkaline to peraluminous pegmatitic melts. *Contrib Mineral Petrol* 160:17–32. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0462-x>

Van Lichtenvelde M, Holtz F, Melcher F (2018) The effect of disequilibrium crystallization on Nb-Ta fractionation in pegmatites: Constraints from crystallization experiments of tantalite-tapiolite. *Am Mineral* 103:1401–1416. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6441>

Van Lichtenvelde M, Salvi S, Béziat D, Linnen RL (2007) Textural Features and Chemical Evolution in Tantalum Oxides: Magmatic Versus Hydrothermal Origins for Ta Mineralization in the Tanco Lower Pegmatite, Manitoba, Canada. *Econ Geol* 102:257–276. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.2.257>

Viana RR, Jordt-Evangelista H, Stern WB (2007) Geochemistry of muscovite from pegmatites of the Eastern Brazilian pegmatite province: a clue to petrogenesis and mineralization potential. *Eur J Mineral* 19:745–755. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1760>

Vidal M, Alric G (1994) The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Res* 65:207–229

Vidal M, Gumiaux C, Cagnard F, et al (2009) Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* 477:145–159

Villaros A, Pichavant M (2019) Mica-liquid trace elements partitioning and the granite-pegmatite connection: The St-Sylvestre complex (Western French Massif Central). *Chem Geol* 528:119265. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.040>

Villaros A, Stevens G, Buick IS (2009) Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos* 112:217–235

- Wane O, Liégeois J-P, Thébaud N, et al (2018) The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and volcanosedimentary rock record of the Massigui region, southern Mali. *Precambrian Res* 305:444–478. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.11.008>
- Watson EB (1980) Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. *Earth Planet Sci Lett* 51:322–335
- Watson EB, Capobianco CJ (1981) Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geochim Cosmochim Acta* 45:2349–2358. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90088-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90088-0)
- Webber KL, Simmons WB, Falster AU, Foord EE (1999) Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. *Am Mineral* 84:708–717
- Whitney DL, Evans BW (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am Mineral* 95:185–187
- Wilde A, Otto A, McCracken S (2021) Geology of the Goulamina spodumene pegmatite field, Mali. *Ore Geol Rev* 134:104162. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104162>
- Wise M (1999) Characterization and classification of NYF-type pegmatites. *Can Miner* 37:802–803
- Wolf MB, London D (1995) Incongruent dissolution of REE- and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: Differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis. *Am Mineral* 80:765–775. <https://doi.org/10.2138/am-1995-7-814>

Yakymchuk C (2017) Behaviour of apatite during partial melting of metapelites and consequences for prograde suprasolidus monazite growth. *Lithos* 274–275:412–426. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.009>

Zaraisky GP, Korzhinskaya V, Kotova N (2010) Experimental studies of Ta₂O₅ and columbite–tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550°C and 50 to 100 MPa. *Mineral Petrol* 99:287–300. <https://doi.org/10.1007/s00710-010-0112-z>

Zhang AC, Wang RC, Hu H, et al (2004) Chemical evolution of Nb-Ta oxides and zircon from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. *Mineral Mag* 68:739–756. <https://doi.org/10.1180/0026461046850216>

Tables

Table 1. Average EMPA composition of muscovite in pegmatite types and some host rocks (wt %).

Host rock	Paragneiss	Two-mica trondhjemite	Titanite allanite type pegmatite	Garnet-columbite- bearing pegmatite	Micaschist enclave in Garnet-columbite-bearing pegmatite	Garnet-REE-bearing pegmatite
Number of sample	2	1	1	8	1	1
Number of analysis	13	10	4	138	16	2
SiO ₂	46,56	46,32	47,98	46,81	47,13	47,35
TiO ₂	0,42	0,82	0,05	0,12	0,59	0,10
Al ₂ O ₃	35,92	31,87	30,89	34,22	30,38	30,25
FeO	1,80	5,09	3,15	2,54	4,36	5,47
MgO	0,57	1,01	1,61	0,51	1,43	1,50
Li ₂ O				0,05	0,23	
Na ₂ O	1,31	0,37	0,19	0,56	0,39	0,19
K ₂ O	9,07	10,48	11,16	10,25	10,59	10,71
F	bdl	bdl	bdl	0,14	0,61	bdl
Total	95,65	95,97	95,03	95,22	95,72	95,57

Table 2. Average EMPA composition of biotite in pegmatite types, and some host rocks (wt %).

Host rock	Paragneiss	Metatextitic paragneiss	Granodioritic gneiss	Hornblende-biotite granodiorite with surmicaceous enclaves	Tonalitic-trondhjemitic gneiss	Two-mica trondhjemitic
Number of sample	2	1		1	2	1
Number of analysis	39	23	9	9	23	6
SiO ₂	35,43	35,50	36,85	36,84	36,44	35,10
TiO ₂	1,70	2,07	2,20	2,04	2,64	2,28
Al ₂ O ₃	18,73	18,57	15,46	15,06	15,32	16,13
FeO	19,40	18,29	18,37	18,26	18,18	21,72
MnO	bdl	bdl	0,36	0,35	0,26	0,51
MgO	9,85	10,05	11,11	11,76	11,05	8,35
Li ₂ O	0,12	0,11	0,10	0,09	0,10	0,15
Na ₂ O	0,27	0,29	bdl	bdl	bdl	bdl
K ₂ O	8,84	8,83	9,67	9,34	9,40	9,39
F	bdl	bdl	0,15	0,18	0,12	0,20
Total	94,35	93,77	94,27	93,97	93,52	93,84

Host rock	Titanite-allanite-bearing pegmatite	Apatite-zircon pegmatite	Garnet-columbite-bearing pegmatite	Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite	Garnet-REE-bearing pegmatite
Number of sample	2	2	2	1	1
Number of analysis	62	45	24	17	3
SiO ₂	36,40	36,04	35,25	36,47	34,40
TiO ₂	3,07	2,30	2,83	2,13	2,35
Al ₂ O ₃	15,22	16,13	16,02	15,99	16,15
FeO	18,80	19,60	21,57	18,90	24,11
MnO	0,31	0,48	0,56	0,48	0,25
MgO	10,04	9,38	7,85	8,77	6,17
CaO	bdl	0,05	bdl	bdl	bdl
Li ₂ O	0,11	0,13	0,17	0,14	0,23
K ₂ O	9,35	9,20	9,43	8,79	9,21
F	0,12	0,12	0,83	2,59	bdl
Total	93,46	93,45	94,54	94,29	92,90

Table 3. Average LA-ICP-MS compositions of muscovite in pegmatites type, micaschist enclave in garnet-columbite pegmatite and tonalitic-trondhjemitic gneiss (ppm).

Host rock	Paragneiss	Two-mica trondhjemitic	Titanite-allanite-bearing pegmatite	Garnet-columbite-bearing pegmatite	Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite	Garnet-REE-bearing pegmatite
Number of samples	2	1	1	4	1	1
Number of analysis	7	6	6	36	12	1
K (EMPA)	74988	87601	92537	86573	87860	88829
Li	21	358	173	204	936	280
Be	0,3	bdl	0,9	7,5	7,1	1,4
B	18	13	46	57	33	49
Mg	4357	5365	8294	2009	7107	8690
Ca	17	76	bdl	246	281	bdl
Sc	53	51	2	10	29	4
Ti	2857	4623	46	603	2700	2280
Mn	29	257	147	444	545	229
Fe	17463	35458	15248	14424	25643	33700
Rb	157	341	148	1525	1228	338
Sr	180	48	22	1	21	6
Y	0,13	0,05	0,06	0,02	0,08	0,03
Zr	2,0	1,9	1,1	1,1	1,0	bdl
Nb	9	48	0,1	295	153	19
La	0,03	bdl	0,07	0,06	0,07	0,08
Ce	0,04	0,03	0,09	0,03	0,13	0,16
Pr	bdl	bdl	0,06	0,05	0,02	bdl
Nd	bdl	bdl	0,15	0,26	0,30	bdl
Sm	bdl	bdl	0,15	0,29	0,14	0,17
Eu	0,56	0,06	0,15	0,08	0,05	bdl
Gd	bdl	bdl	0,14	0,43	0,15	bdl
Tb	bdl	bdl	0,06	0,06	0,03	bdl
Dy	bdl	bdl	0,18	0,18	0,13	bdl

Ho	bdl	bdl	0,07	0,04	0,02	0,02
Er	bdl	bdl	0,16	0,11	0,02	bdl
Tm	bdl	bdl	0,04	0,03	bdl	bdl
Yb	bdl	bdl	bdl	0,12	0,05	0,33
Lu	bdl	0,01	0,04	0,05	0,02	0,03
Hf	0,08	0,15	0,13	0,31	0,13	0,14
Ta	0,41	2,11	0,07	24,68	34,04	0,78
Pb	12,70	1,35	2,08	2,14	2,01	1,03
W	11,53	1,37	na	na	na	2,91
Th	bdl	bdl	0,10	0,07	0,01	bdl
U	bdl	bdl	0,14	0,06	0,04	0,10
Sn	6,2	12,1	na	na	na	na
Ba	4070	1157	na	na	na	1025
Cs	1,1	3,0	na	na	na	3,7
K/Rb	499	257	629	59	72	263
Nb/Ta	22	24	0,44	13	5	24

Table 4. Average LA-ICP-MS compositions of biotite in pegmatites type, micaschist enclave in garnet-columbite pegmatite and tonalitic-trondhjemitic gneiss (ppm).

Host rock	Paragneiss	Metatexitic paragneiss	Granodioritic gneiss	Two-mica trondhjemitic	Tonalitic-trondhjemitic gneiss	Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite	Titanite-allanite-bearing pegmatite	Apatite-zircon pegmatite	Garnet-REE-bearing pegmatite
Number of samples	2	1	1	1	1	1	2	1	1
Number of analysis	18	15	5	3	6	14	36	38	1
K	73172	73327	80824	77475	77095	71834	77423	76551	76459
Li	145	238	751	923	449	1743	777	367	519
Be	bdl	bdl	bdl	bdl	0,4	5,4	0,6	0	1,4
B	4	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl

Partie III. Chapitre 6. Caractérisation géochimique des pegmatites à métaux rares de Mangodara

Mg	53038	52825	57952	44150	71400	48800	59077	53409	42400
Al	107778	104647	82520	85400	na	na	na	na	na
Ca	143	2	184	125	280	247	961	197	bdl
Sc	55	37	23	7,2	20	4,0	25	27	8,6
Ti	9780	10739	13064	13860	16912	8814	13305	9641	15420
Mn	417	272	2884	4587	2051	2656	2164	3253	2510
Fe	140056	123893	130520	159900	108417	106639	87934	100315	159200
Rb	387	335	516	629	400	2148	403	555	743
Sr	6,8	4,4	1,5	3,1	2,0	18,0	3,1	5,98	0,5
Y	0,16	0,23	bdl	0,04	0,08	1,76	0,78	3,26	0,14
Zr	3,53	1,55	0,61	bdl	0,57	0,69	0,31	1,58	bdl
Nb	17	18	2	38	17	132	13	62	62
La	0,04	0,05	0,04	bdl	0,24	0,40	3,67	0,91	0,27
Ce	0,04	bdl	bdl	0,05	0,19	1,32	1,22	1,34	0,27
Pr	bdl	bdl	bdl	bdl	0,05	0,21	0,55	0,33	bdl
Nd	bdl	bdl	bdl	bdl	0,48	1,01	2,36	1,85	bdl
Sm	bdl	bdl	bdl	bdl	0,13	0,68	0,57	0,74	bdl
Eu	0,05	0,04	bdl	bdl	0,10	0,13	0,14	0,16	bdl
Gd	bdl	bdl	bdl	bdl	0,11	0,54	0,49	0,90	bdl
Tb	bdl	bdl	bdl	bdl	0,02	0,08	0,04	0,11	0,04
Dy	bdl	bdl	bdl	bdl	0,07	0,31	0,24	0,65	0,19
Ho	bdl	bdl	bdl	bdl	0,02	0,05	0,05	0,10	0,04
Er	bdl	bdl	bdl	bdl	0,04	0,14	0,14	0,36	0,14
Tm	bdl	bdl	bdl	bdl	0,01	0,02	0,02	0,05	bdl
Yb	bdl	bdl	bdl	bdl	0,06	0,16	0,11	0,23	bdl
Lu	bdl	bdl	bdl	bdl	0,01	0,02	0,05	0,06	0,01
Hf	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ta	1,3	1,3	bdl	4,0	1,6	55,1	1,5	9,4	1,5
Pb	4,8	4,3	0,4	1,9	0,8	2,8	3,2	3,2	2,2
W	0,74	0,90	0,16	0,03	0,33	na	0,22	na	bdl

Th	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
U	bdl	bdl	bdl	bdl	0,12	0,10	0,23	0,28	0,18
Sn	4,6	2,5	2,0	4,9	na	na	na	na	na
Sb	0,03	bdl	bdl	bdl	bdl	na	na	na	na
Ba	1632	1963	493	1106	1866	na	1130	na	863
Cs	12	14	30	27	13	na	30	na	20
K/Rb	191	219	157	123	193	34	206	140	103
Nb/Ta	13,4	14,2		9,6	10,3	2,4	12,2	7,0	40,9

Table 5. Average EMPA compositions of apatite in pegmatites and host rocks (wt%).

Host rock	Granodioritic gneiss	Tonalitic-trondhjemitic gneiss	Titanite-allanite-bearing pegmatite	Apatite-zircon pegmatite		Garnet-columbite-bearing pegmatite			Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite	
	BMN24	BMN27	BMS104	BMN43	BMN28	BMN20	BMN13 (inherited apatite)	BMN131	BMS6	BMS6
Sample	BMN24	BMN27	BMS104	BMN43	BMN28	BMN20	BMN13 (inherited apatite)	BMN131	BMS6	BMS6
Number of analysis	31	33	14	54	59	14	22	17	3	16
MnO	bdl	bdl	0,22	bdl	bdl	bdl	0,45	2,37	0,26	0,36
CaO	55,67	55,38	55,44	55,22	55,35	55,01	55,03	53,27	55,48	54,76
P ₂ O ₅	43,67	43,68	44,26	43,99	43,89	44,08	43,94	43,95	43,26	44,58
F	2,72	2,53	3,30	2,90	2,58	2,32	3,06	3,51	3,20	3,28
Cl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
H ₂ O	0,49	0,58	0,21	0,40	0,56	0,68	0,32	0,10	0,24	0,23
Total	102,79	102,33	103,65	102,82	102,57	102,29	103,13	103,64	102,58	103,34
O=F , Cl	1,15	1,07	1,39	1,22	1,09	0,98	1,29	1,48	1,35	1,38
Total 2	101,64	101,27	102,26	101,60	101,48	101,31	101,84	102,16	101,24	101,96

Table 6. Average LA-ICP-MS compositions of apatite in pegmatites garnet-columbite type and garnet-REE type pegmatite (ppm).

Host rock	Two micas granite	Titanite-allanite pegmatite		Apatite-zircon pegmatite		Garnet-columbite-bearing pegmatite		Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite
Sample	BMS104	BMN2 8	BMN4 3	BMN2 0	BMN13 (inherited apatite) 8	BMN131	BMS 6	BMS6
Number of analysis	3	8	9	20	8	6	4	14
Li	bdl	0,5	2,8	0,9	2,5	2,6	2,0	1,5
Be	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Mg	4,0	6,1	104	40	95	95	11	26
Al	2,1	15	373	60	30	11	bdl	1,6
Si	98	365	1654	160	943	307	bdl	bdl
Sc	bdl	bdl	1,1	1,2	0,9	bdl	bdl	bdl
Ti	bdl	11,6	7,2	8,1	14,5	9,2	bdl	0,7
Mn	91	464	3962	984	3914	19248	3191	2784
Fe	19	31	788	404	557	2463	367	411
As	bdl	6,1	5,4	na	5,2	1,5	na	na
Rb	bdl	bdl	0,30	0,15	0,22	bdl	bdl	bdl
Sr	23	257	297	301	263	60	231	493
Y	67	1308	2498	1656	2457	48	334	567
Zr	bdl	2,39	0,18	0,19	0,11	0,05	0,05	0,10
Nb	bdl	0,06	bdl	0,05	bdl	0,01	0,07	0,04
La	5,4	31	169	71	174	71	104	246
Ce	23	169	677	272	712	129	313	650
Pr	4,2	39	122	53	121	14	47	90
Nd	26	283	707	353	701	41	200	431
Sm	10	164	373	183	339	21	134	114
Eu	1,0	17	28	20	27	4,0	13	25
Gd	12	260	489	292	458	15	95	114
Tb	2,2	44	84	52	79	2,4	14	18
Dy	13	252	474	307	450	8,2	55	107
Ho	2,2	48	90	59	89	0,9	5,8	21
Er	6,4	115	220	149	214	1,7	12	53
Tm	1,0	15	30	19	29	0,2	1,9	7,2
Yb	5,2	81	177	114	169	1,5	15	45
Lu	0,7	11	24	16	22	0,2	1,6	6,0
Hf	bdl	bdl	bdl	0,08	0,03	bdl	0,070	0,132
Ta	bdl	bdl	bdl	0,04	bdl	bdl	0,02	0,02
Pb	0,207	2,929	5,954	3,980	5,583	15,787	5,463	5,265
Th	bdl	4,631	8,141	3,536	6,083	31,428	5,475	3,446
U	1,027	48,973	31,862	33,434	28,478	37,168	3,550	7,426
W	0,333	1,056	0,094	na	0,023	0,050	na	na
Bi	bdl	0,460	2,421	na	1,315	42,967	na	na
Mo	bdl	bdl	bdl	na	bdl	0,176	na	na
Sn	1,033	0,336	0,531	na	0,650	0,478	na	na
Sb	bdl	0,025	bdl	na	bdl	0,162	na	na
Ba	0,129	0,403	4,921	na	0,160	0,183	na	na
SumREE	113	1527	3664	1960	3583	309	1010	1927
Sr/Y	0,34	0,20	0,12	0,19	0,11	1,26	0,73	0,93
(Ce/Yb) _c	0,226	0,511	0,261	1,030	0,259	0,011	0,048	0,074

Table 7. Representative EMPA compositions of CGM in garnet-columbite type pegmatite.

Sample Number of analysis	BMN13		BMN86				BMS1		BMS5B				BMS12		
	29		9				12		4				28		
Spot position	core	rim	core	rim	inter	inter	core	inter	core	rim	rim	rim	inter	rim	
Ta ₂ O ₅	58,09	30,67	8,91	8,07	14,634	22,599	5,68	9,58	18,05	5,98	3,34	7,715	8,393	12,642	
FeO	10,2	9,97	7,36	14,129	14,369	14,072	13,65	7,23	11,3	9,48	9,05	11,002	6,33	7,433	
MnO	6,66	9,32	17,06	4,836	4,438	4,186	7,18	13,42	8	11,99	12,44	9,057	14,016	11,98	
SrO			0,04								0,02				
Y ₂ O ₃	0,15	0,29	0,27				0,35	0,42	0,28	0,23	0,13	0,17			
Nb ₂ O ₅	24,09	49,25	62,46	72,256	64,607	57,145	69,62	68,88	60,85	72,59	73,35	70,892	70,482	66,172	
ZrO ₂	0,19						0,33					0,2			
SnO ₂	0,12										0,14				
WO ₃															
BaO									0,18						
HfO ₂	0,14						0,18			0,33					
UO ₂							0,27								
TiO ₂			2,98	0,887	0,864	1,193	1,68	0,54	0,95				1,46	0,561	0,794
CaO															
Total	99,64	99,5	99,08	100,18	98,912	99,195	98,94	100,07	99,61	100,76	98,51	100,3	99,782	99,021	
Ta (mol)	0,13	0,07	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	
Nb (mol)	0,09	0,19	0,23	0,27	0,24	0,21	0,26	0,26	0,23	0,27	0,28	0,27	0,27	0,25	
Mn (Mol)	0,09	0,13	0,24	0,07	0,06	0,06	0,10	0,19	0,11	0,17	0,18	0,13	0,20	0,17	
Fe (mol)	0,14	0,14	0,10	0,20	0,20	0,20	0,19	0,10	0,16	0,13	0,13	0,15	0,09	0,10	
Ta/(Ta+Nb)	0,59	0,27	0,08	0,06	0,12	0,19	0,05	0,08	0,15	0,05	0,03	0,06	0,07	0,10	
Mn/(Mn+Fe)	0,40	0,49	0,70	0,26	0,24	0,23	0,35	0,65	0,42	0,56	0,58	0,45	0,69	0,62	

Table 8. LA-ICP-MS composition of CGM in garnet-columbite type pegmatite (ppm).

Sample	BMN13				BMS1				BMS5B					
Nb (EMPA)	228328	380965	412905	463784	466929	477063	481396	478950	441979	468606	481676	382014	505228	505228
Li	5,2	43,8	0,92	24,6	4,21	77,4	7,7	7,12	8	8,8	9	11,8	2,01	6,7
Be	0,3	6,1		5,3		6,5	1,1	1	0,5	0,1		2,2	6,7	0,6
B	4,4	16,2	1,2	5,5	2,2	10,7	5,6	2,5	2,7	4,9	15	10,6	6,2	4,2
Mg	490	536	618	635	268	546	409	600	663	566	640	219	393	546
Al	208	7000	23,5	2190	34,2	5860	329	35,3	1620	480	50	1070	461	111
Ca	2820	2760	920	310		540				10			1190	1130
Sc	38,4	56	97,8	81,2	39,9	65,3	50,8	68,5	61,1	86,6	156	114,6	557	532
Ti	6500	6050	5610	9620	7140	7270	5050	5480	5390	5150	9890	4190	8510	8020
Fe	68400	49340	69200	75000	59200	80200	60100	83300	80800	77100	83100	49700	62400	60900
As	1,3	1,7	1,6	3,5	2,7	3,2	1,2	1,2	5,8	9,2	7	10,7	2,9	
Rb	0,83	90	0,57	2,4	0,1	7	1,75	0,24	1	0,5		3		
Sr	37	64,1	1,04	30,8	1,4	17,3	2,47	2	5,7	7,9	3,2	95	53,9	10,3
Y	309	415	422	423	396	1430	664	165	249,4	647	1284	1316	135,7	159,9
Zr	2282	1554	845	2252	1896	12600	732	732	801	366	3020	500	2504	2223
La	30	38,1	0,13	14,6	0,81	42,5	1,81	0,9	3,6	7,05		20,9	20,2	0,69
Ce	129	164,6	0,24	14,1	1,5	342	10,3	1,73	23	24,1	5,9	57,9	57,1	5,7
Pr	4,9	7,32	0,04	3,95	0,72	54	2,09	0,27	1,47	2,35	1,8	14,6	8,1	0,81
Nd	18,4	27,6	1	20,3	7,3	311	23,7	3,7	4,9	12,4	15,7	121	38,8	6,4
Sm	22,2	54,3	13,4	42,3	29,2	296	57,6	16,3	15,3	37,9	58	189	21,4	9,9
Eu	0,52	0,66	0,17	0,21		7,6	0,64		0,34	0,64		1,7	0,21	
Gd	58,7	103,1	45,6	95,9	95,8	402	122,1	44,3	43,6	101,2	170	242	24,1	21,1
Tb	16	22,8	16,6	28,1	24,5	72	27,6	10,44	14,6	27,8	50,7	42,6	6,42	6,4

Partie III. Chapitre 6. Caractérisation géochimique des pegmatites à métaux rares de Mangodara

Dy	72	104,6	84,7	120,6	111,7	314	125	54,2	62,9	131,6	324	240	35,2	39
Ho	8,9	11,1	12	12,1	10,07	34,9	13,3	4,69	5,84	14,8	39	31	5,38	5,2
Er	18,5	26,3	32,9	21,1	17	76	28	9,8	11,7	34,9	110	86	10,6	15,7
Tm	3,59	5,19	7,9	4,13	2,55	13,8	5,66	1,51	1,75	5,39	18,7	20,8	3,22	4,45
Yb	24,3	44,7	76,1	33,4	19,4	98	49,7	10,5	17,7	53,9	163	208	42,3	50,5
Lu	3,27	7,62	13,8	3,26	2,54	15,1	7,3	1,38	2,01	7,89	27,8	32,1	6,71	9,4
Hf	1170	428,8	123	311	265	1820	100,8	93,2	119,3	45,2	303	66	144	148
Ta	484600	231200	182500	98600	94000	76900	84900	91700	112900	127900	70400	154400	47600	48200
W	463	470	455	1160	599	899	1588	951	643	1040	901	1430	2970	2780
Bi	1,17	3,48	1,19	1,92	1,22	2,61	0,64	0,64	1,03	1,38	1,1	2,7	1330	80
Th	71	65,2	3,8	225	14,5	790	11,8	4,76	8,9	14,2	54,9	349	96,7	26,5
U	1900	1952	316	1930	1061	2510	300	381	447	366	2672	1110	4400	1414
Mo	7,7	5,7	4,7	10,2	7	8,7	5,7	9	7,2	8,9	16	8,4	13,6	14,9
Sn	50,9	36,5	23,4	41,4	17,5	27,6	16,8	24,7	28,1	26,8	45	23,6	56,8	52,5
Sb		0,37	2,4	0,3		1,8		1,08	1,4	1,3		1,9	1,8	0,4
Ba	148	100,6	0,3	88	1,6	41,4	2,7	1,8	13,9	33,4	3	147	163	9,8
Zr/Hf	2,0	3,6	6,9	7,2	7,2	6,9	7,3	7,9	6,7	8,1	10,0	7,6	17,4	15,0
U/Th	26,8	29,9	83,2	8,6	73,2	3,2	25,4	80,0	50,2	25,8	48,7	3,2	45,5	53,4
LREE	264	396	61	191	135	1455	218	67	92	186	251	647	170	45
HREE	147	222	244	223	188	624	257	93	117	276	733	661	110	131
REE	410	618	305	414	323	2079	475	160	209	462	985	1308	280	175

Table 9. Representative EMPA composition of garnet in garnet-columbite and garnet-REE type pegmatite (wt%).

Host rock	Paragneiss		Metatexitic paragneiss		Garnet-columbite-bearing pegmatite						Garnet-columbite-bearing pegmatite						Garnet-REE bearing pegmatite					
Sample	BMS49	BMS96	BMN21	BMN13	BMS1	BMS5B	BMS15	BMS48	BMS99A	BMS139B	BB18											
Number of analysis	7	31	48	29	95	11	26	18	14	4	24											
SiO ₂	37,58	37,21	37,66	36,49	36,93	37,17	35,79	36,62	36,60	36,25	36,51	36,60	35,42	35,77	36,54	36,23	36,65	36,45	36,31	36,32	36,20	36,67
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,08	bdl	0,15	bdl	bdl	0,11	0,06	bdl	bdl	0,07	0,10	bdl	bdl	0,46	0,21
Al ₂ O ₃	20,92	21,03	20,85	20,38	20,73	21,09	19,57	19,96	19,75	19,73	19,77	20,19	19,79	19,62	20,25	20,76	20,35	20,36	20,06	20,21	18,35	19,52
Cr ₂ O ₃	bdl	bdl	0,05	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO	34,32	35,03	33,95	35,65	35,25	33,44	14,22	17,71	20,85	14,83	18,03	15,69	15,97	17,36	21,75	18,50	17,66	9,99	22,55	23,66	13,35	14,89
MnO	2,63	2,73	1,68	3,98	1,60	1,36	28,40	24,10	21,89	27,57	23,79	26,17	27,21	26,24	19,77	22,14	23,13	31,63	16,13	15,86	25,70	24,36
MgO	3,09	2,71	4,94	2,49	3,59	4,85	0,15	0,17	0,23	0,13	0,19	0,15	0,24	0,26	1,36	1,03	0,89	0,13	1,86	1,79	0,85	0,90
CaO	2,18	1,77	0,71	0,69	1,43	1,18	0,78	0,68	0,62	0,64	0,53	0,51	0,40	0,40	0,27	1,18	1,28	1,26	1,34	1,48	3,40	3,01
Total	100,72	100,48	99,85	99,69	99,53	99,08	98,92	99,31	99,93	99,30	98,82	99,31	99,14	99,72	99,93	99,83	100,03	99,92	98,24	99,32	98,31	99,54
Si	3,01	2,99	3,01	2,99	2,99	2,99	3,00	3,03	3,03	3,02	3,04	3,03	2,97	2,98	3,00	2,97	3,00	3,00	3,01	2,99	3,03	3,02
Al	1,97	1,99	1,96	1,97	1,98	2,00	1,93	1,95	1,92	1,93	1,94	1,97	1,95	1,93	1,96	2,01	1,97	1,98	1,96	1,96	1,81	1,89
Cr																						
Fe ²⁺	2,30	2,36	2,27	2,44	2,39	2,25	1,00	1,23	1,44	1,03	1,26	1,09	1,12	1,21	1,49	1,27	1,21	0,69	1,56	1,63	0,93	1,02
Mn	0,18	0,19	0,11	0,28	0,11	0,09	2,02	1,69	1,53	1,94	1,68	1,83	1,93	1,85	1,38	1,54	1,61	2,21	1,13	1,11	1,82	1,70
Mg	0,37	0,33	0,59	0,30	0,43	0,58	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,17	0,13	0,11	0,02	0,23	0,22	0,11	0,11

Partie III. Chapitre 6. Caractérisation géochimique des pegmatites à métaux rares de Mangodara

Ca	0,19	0,15	0,06	0,06	0,12	0,10	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,10	0,11	0,11	0,12	0,13	0,31	0,27
Z_Si	3,00	2,99	3,00	2,99	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,97	2,98	3,00	2,97	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00
Al IV		0,01		0,01	0,01	0,01							0,03	0,02		0,03				0,01		
SUM Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Y_Al	1,97	1,99	1,96	1,95	1,97	1,99	1,93	1,95	1,92	1,93	1,94	1,97	1,92	1,91	1,96	1,98	1,97	1,98	1,96	1,95	1,81	1,89
Y_Ti										0,01			0,01				0,01			0,03	0,01	
SUM Y	1,97	1,99	1,96	1,95	1,97	1,99	1,93	1,95	1,92	1,94	1,94	1,97	1,93	1,92	1,96	1,98	1,97	1,98	1,96	1,95	1,84	1,91
X_Fe2+	2,30	2,36	2,27	2,44	2,39	2,25	1,00	1,23	1,44	1,03	1,26	1,09	1,12	1,21	1,49	1,27	1,21	0,69	1,56	1,63	0,93	1,02
X_Mn	0,18	0,19	0,11	0,28	0,11	0,09	2,02	1,69	1,53	1,94	1,68	1,83	1,93	1,85	1,38	1,54	1,61	2,21	1,13	1,11	1,82	1,70
X_Mg	0,37	0,33	0,59	0,30	0,43	0,58	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,17	0,13	0,11	0,02	0,23	0,22	0,11	0,11
X_Ca	0,19	0,15	0,06	0,06	0,12	0,10	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,10	0,11	0,11	0,12	0,13	0,31	0,27
SI_supp	0,01		0,01					0,03	0,03	0,02	0,04	0,03						0,01		0,03	0,02	
SUM X	3,04	3,02	3,04	3,08	3,05	3,02	3,10	3,03	3,09	3,06	3,05	3,01	3,12	3,13	3,06	3,04	3,04	3,02	3,05	3,08	3,20	3,12
almandine	75,77	78,03	74,83	79,21	78,17	74,37	32,13	40,91	47,15	33,85	41,79	36,40	35,91	38,65	48,83	41,80	39,85	22,78	51,35	52,81	29,51	33,08
pyrope	12,16	10,76	19,40	9,87	14,17	19,22	0,62	0,71	0,93	0,54	0,80	0,60	0,97	1,04	5,43	4,13	3,59	0,52	7,54	7,10	3,35	3,54
grossular	6,17	5,05	2,01	1,97	4,06	3,36	2,27	2,01	1,79	1,87	1,56	1,52	1,15	1,14	0,78	3,42	3,69	3,66	3,90	4,23	9,48	8,50
spessartine	5,89	6,16	3,76	8,95	3,60	3,05	64,98	56,37	50,13	63,73	55,85	61,48	61,97	59,17	44,96	50,66	52,86	73,03	37,21	35,86	57,51	54,82

Table 10. Representative LA-ICP-MS composition of garnet in garnet-columbite and garnet-REE type pegmatite (ppm).

Host rock	Paragneiss				Metatexitic paragneiss	
	BMS96		BMS49		BMN21	
Sample						
Number of analysis	9		6		8	
Li	16	19,5	11,5	14,8	23,9	17,6
Be	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
B	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Mg	22350	17860	15700	15190	22210	19460
Al	113800	115400	118000	116900	107300	101300
Si	na	na	na	na	na	na
Fe	233600	253000	234300	236800	200300	193200
Ca	4994	4945	15820	12720	7440	8140
Sc	168,4	288,4	163,5	184,8	134,2	142,4
Ti	89,8	152,4	16	8,5	21,1	20,2
Mn	15360	23820	20490	21290	9540	9750
As	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Rb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sr	bdl	0,044	0,06	0,084	bdl	0,046
Y	219,9	308,8	181,8	364	120,1	179
Zr	24,33	32,42	141	1,24	9,02	6,19
Nb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
La	bdl	bdl	0,0176	bdl	bdl	bdl
Ce	bdl	bdl	0,094	bdl	bdl	bdl
Pr	bdl	bdl	0,0126	bdl	bdl	bdl
Nd	0,162	0,157	0,116	bdl	0,075	bdl
Sm	0,83	1,11	0,62	0,193	0,281	0,381
Eu	0,108	0,105	0,396	0,152	0,056	0,1
Gd	8,34	9,87	8,12	3,23	3,61	3,64
Tb	3,16	4,04	2,59	2,037	1,666	1,88
Dy	34	43	24,1	37,9	18,33	23,86
Ho	8	11,82	6,46	15,63	4,13	6,6
Er	21,86	35,9	24,9	72,7	9,62	20,94
Tm	2,61	5,22	4,84	14,92	1,237	3,4
Yb	16,25	35,72	42,7	128	7,9	24,27
Lu	1,91	4,94	6,82	22,31	1,071	3,73
Hf	0,398	0,608	4,3	bdl	0,23	0,139
Ta	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Pb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
W	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Bi	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Th	bdl	bdl	0,042	bdl	bdl	bdl
U	bdl	bdl	0,19	bdl	bdl	bdl

Ba	bdl	bdl	bdl	0,081	bdl	bdl
Cs	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Mo	bdl	0,27	0,25	0,237	bdl	bdl
Sn	1,12	0,78	0,55	0,4	bdl	0,55
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl

Host rock	Garnet-columbite-bearing pegmatite						Garnet-REE-bearing pegmatite			
	BMS1		BMS5B		BMN13		BMS139B		BB18	
Sample										
Number of analysis	10		8		10		3		6	
Li	291,8	147,3	140,1	151,6	207,6	48,9	181,9	281	113	518
Be	bdl	bdl	1,4	0	1	0,9	bdl	bdl	2,1	bdl
B	7,5	1,5	8,4	22,3	4,1	bdl	15,1	6,7	bdl	5
Mg	1520	1657	1981	1830	1526	1429	12830	12470	6240	6480
Al	176200	166600	155500	147600	144900	146800	21750	23700	na	na
Si	337600	301100	285200	271000	225700	216400	na	na	na	na
Fe	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ca	5740	4350	2690	2350	5580	3930	9400	13700	30500	37000
Sc	49,9	19,4	307	197,8	28,6	3	1009	2097	650	1536
Ti	1028	680	1099	744	596	63	715	1380	312	3930
Mn	341400	281900	285500	284600	265900	257500	132100	165000	233900	294300
As	na	na	na	na	na	na	679	739	na	na
Rb	0,1	0,12	bdl	0,16	bdl	0,36	0,01	0,67	0,63	2,81
Sr	0,01	0,05	0,19	0,28	bdl	0,22	0,06	0,37	0,51	1,6
Y	3523	173,6	911	632	3258	18,9	3920	9910	2903	17240
Zr	62,9	15,8	100,8	91,2	63,5	5,5	31	67,5	0,54	22,1
Nb	139,7	3	143,4	130,2	137,6	0,97	132	236,3	0,15	5,21
La	bdl	0,22	0,06	0,1	0,17	0,05	0,069	0,15	0,02	0,17
Ce	0,26	bdl	0,07	0,41	0,28	bdl	1,81	1,79	0,04	0,21
Pr	0,31	0,16	0,06	0,15	0,46	0,07	0,65	1,03	bdl	0,14
Nd	7,1	3,1	5,6	5,8	11,1	0,9	4,51	21,4	0,63	3,59
Sm	88,2	31	35,9	34,5	70,7	7,7	8,9	111,8	2,94	32,5
Eu	0,24	bdl	bdl	bdl	0,22	0,38	0,08	2,33	0,26	2,18
Gd	414	86,2	101,4	92,7	278,9	19,3	115,8	749	32,8	275
Tb	112,7	13,24	27,1	20,7	83,9	2,63	53,8	227,4	16,62	113,6
Dy	602	34,2	157,5	116	528	5	479	1576	219,7	1312
Ho	70,1	2,07	21,9	14,41	69,1	0,32	108,8	299	88,2	449
Er	132,4	2,34	57,7	36,2	177,4	0,97	293,2	716	412	1938
Tm	20,6	0,35	13,92	8,13	34	0,17	43,6	101,3	91,3	452,1
Yb	167,2	1,58	168,6	85,5	312	1,4	303	657	849	4352
Lu	22,9	0,3	27,5	13,71	42,3	0,08	37,9	79,7	154,3	801
Hf	13,3	1,81	6,6	7,7	9,8	0,23	9,5	19,5	0,21	1,56
Ta	75,2	8,07	38,7	37,8	56,3	3,79	92,9	123,6	bdl	2,59
Pb	bdl	0,04	0,78	bdl	bdl	bdl	0,04	bdl	0,15	bdl
W	na	na	na	na	na	na	0,37	0,81	0,14	0,75

Bi	na	na	na	na	na	na	740	805	na	na
Th	0,19	0,26	0,21	0,6	0,25	0,15	1,64	1,13	0,18	bdl
U	8,07	0,44	6,84	13,96	7,94	0,29	8,8	11,67	bdl	0,41
Ba	na	na	na	na	na	na	0,5	0,03	0,32	0,2
Cs	na	na	na	na	na	na	0,037	0,047	0,013	0,089
Mo	na	na	na	na	na	na	845	919	na	na
Sn	na	na	na	na	na	na	840	915	na	na
Sb	na	na	na	na	na	na	763	830	na	na

Table 11. LA-ICP-MS composition of zircon in titanite-allanite type pegmatite, apatite-zircon type pegmatite and in micaschist enclave in garnet-columbite type pegmatite (ppm).

Host rock	Titanite-allanite-bearing pegmatite (low LREE)						Titanite-allanite-bearing pegmatite						Apatite-zircon pegmatite (metamict)						Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite					
	BMN28						BMN28						BMN20						BMS6					
Sample	core	inter	core	inter	core	inter	core	net	none	rim	core	core	rim	core	rim	core	rim	rim	inter	rim	core	rim	core	rim
Li	5,27	32,7	5,38	6,5	2,37	32,3	9,1	8,2	9,4	50,5	11,2	1,9	87,1	1,23	56,7	4,44	44,7	57,6	71	31	38	35,9	27,6	58,1
Be	0,2	0,8	1,6	0,5	0,8	1		0,2	2,3	2,3		2,2	1,5	1,7	4	1,4	1,7	1,2		4	2,4	3,6	6,3	138
B	8,9		0,7	3,2		0,9	3,5	31,5	5,5	16,3	1,4	4,9	6,6		51,8	2,1	13,5	5,3	2,2	299	139,3	275	6	37,2
Mg	2,07	0,46	0,51	2,39	1,27	1,12	1650	51	58	85,9	30,7	158,5	432	0,9	188	6	7,7	6,2	5	60,3	60,8	57,7	33,4	25,4
Al	10,9	4,7	5,7	2,4	1	0,5	3180	1042	1570	2242	463	963	1590	27	1150	230	250	363	199	4130	1225	2038	396	462
Ca	7690						6350	7320	2700	2140					3720					54100	22140	42000	10200	5690
Sc	382,1	757	316,4	304,9	277,5	995	376,6	418	360,3	470	340	512	342	374,4	514	308,3	688	562	768	470	524	345,5	309	341
Ti	1336	1325	1309	1270	1233	1272	1346	1381	1403	2220	1283	1336	1388	1230	1365	1260	1283	1291	1299	1236	992	1059	1258	1282
Fe	14						3910	1520	279	1610	313	810	2040		2030	200	430	173	10	10330	4900	8970	600	1770
As	2,9			3	1,4	3,2	1,2	3	1,5	4,4			4,4	0,7	4,3			3		13,1	2,7	10,2	1,3	7,6
Rb		0,07	0,46	0,35		0,5	0,43	0,9	3,9	1,9	0,33	0,33	1,02	0,92	0,6	0,39				4,2	1,03		2,6	0,9
Sr	0,61	0,3	0,25	0,34	0,37	0,45	1,38	37,6	3,56	25,4	1,55	1,08	14,2	0,59	80,6	1,18	15,4	14,7	5,6	561	224,6	445	15,6	70
Y	383,9	577	41,5	261,7	26,2	1468	747	767	478	954	551	221,1	537	124,3	716	215,7	535	444	570	2840	2980	2057	866	2191
Nb	0,77	1,18	0,58	0,68	0,65	3,29	0,76	2,97	1,56	6,1	2,01	1,64	3,3	0,49	2,97	1,11	1,95	2,28	1,39	10,9	6,6	14,5	54,7	62
Hf	14950	15470	17360	15960	19000	15270	12560	14080	15780	16560	16240	17230	17550	19250	17010	19140	16180	16040	16240	17950	12000	17550	13160	13620
Ta	0,01	0,34	0,36	0,4	0,71	1,98	0,33	0,48	0,28	0,72	0,53	0,82	2,27	0,18	2,04	0,88	0,47	1,04	1,09	11,7	4,79	15,6	4,91	9,2
W		0,64		0,1		0,08	0,47	0,16	0,6	0,6		1,1			0,8	0,23	0,59			0,8	1,23	0,7	1,3	0,5
Bi		0,07	0,23		0,23	0,06	49,7	208	105	655	206	87,3	360	41	431	132,5	107	62	14,1	0,13	0,11	0,53	0	0,68
Th	24,1	0,43	0,01	40,9	0,19	0,04	43,7	17,1	20,9	0,69	117	0,04	3,52	3,11	3,23	0,04	0,58	0,68	0,09	174,4	184	164	114	662
U	90,6	1088	118,8	89,2	37,8	2622	111	307	204	892	177	76	953	45,2	951	101,7	812	876	1045	7450	2220	5810	384	1400

Partie III. Chapitre 6. Caractérisation géochimique des pegmatites à métaux rares de Mangodara

Mo	2,7	3,9		0,7	0,1	2,1	2,8	2	1	1,4	2,5	3,4	1,3	1	2,7	1,9	0,4	2,9	0	2,5	0,6	1,6	1,4	0,3	
Sn	3,7	1,7	2,9	1,3	1,7	3,2	2,3	1,3		3,2	2,9	2,8	2,6	1,6	4,8	8	0,9	2,9	3,4	2,8	1,7	1,1	1,9	2,6	
Sb	0,25	0,24	0,22	0,9		1,5	0,72	0,07	1,7	0,7	0,45		0,9	0,36	0,91					2,4	0,9	2,9		1,9	
Ba	2	2,9					3,9	19,1	8	22,7	3,3	3,7	8,1	1,2	44,2			7,4		246	114	214	7	11,1	
La	0,45	0,15	0,36	0,3	0,12	0,05	11,5	32,7	26,1	84,8	24,7	13,1	51	3,2	49,4	14,8	11,7	9,6	10,6	5,4	53,1	4,9	17,9	39,3	
Ce	6,12	0,34	0,17	9,7		0,26	139	419	199	730	235	133,7	401	39	488	187	124	100	48	19,9	224	16,7	111	196,5	
Pr	0,06	0,1		0,01	0,21		10,3	37,4	18,9	72,6	16	10,6	46,2	2,45	40,8	14,7	13,2	16,6	5,3	4,27	31,4	3,8	14,3	24,7	
Nd	1,3	0,8	1,2	0,3		1,1	68,9	288	174	584	132	81	338	19,5	298	134,5	96	133	36,4	30,6	202,1	31,8	82	139	
Sm	0,9		0,7	2,2		0,2	41,2	112	75	245	54,2	32,1	131	10,9	106	56,6	35	47	15,2	23,3	95,2	9,4	53,4	88	
Eu	1,13	0,22		0,71	0,22	0,02	11,3	31,9	13,1	61,3	11,2	7,2	33,4	2,2	34,6	14,2	10,6	11,2	3,1	5	24,3	2,7	7,8	23,4	
Gd	11,4	2,2	0,4	6,1		2,6	61	147	84	290	79	38,2	145	12,2	133	74,7	40	50	15,3	55,6	151,4	29,7	74	124	
Tb	3,36	1,11	0,04	1,9		1,89	7,37	15,2	8,2	25,1	9,1	3,56	12,9	1,43	11,4	5,64	4,4	4,4	1,8	16,7	34,9	10,8	14	26,9	
Dy	30,6	24,5	2,2	24,2	2	62,1	76,5	75,1	47,7	110,6	58,5	16,1	57,1	9,6	58,5	27,1	29,5	28,6	23,9	193	308	138,4	89	208	
Ho	11,75	16,1	1,42	9,44	0,59	36,3	24,2	19,1	13,8	24,7	16,5	4,84	15,5	3,3	17,7	4,51	12,6	11,6	13,7	83,6	97,2	62,3	26,4	67,6	
Er	51,4	99,1	6,7	37,6	5,2	236,1	95	76,2	57,8	77,2	65,3	35,3	50,4	19,2	78	16,8	83,6	64,1	88,7	433	404	312	108,5	272	
Tm	12,74	24,4	1,94	9,29	1,84	60,6	18,5	16,3	11,2	13,4	13,1	17	9,6	6,87	20,4	3,5	18,9	17	23,6	103,8	94,5	78,6	22,8	60,4	
Yb	123,3	257	29,4	83,1	28,7	589	169,1	155	111,4	126,4	113,7	287	103,3	112,7	205	45,3	211	173,4	271	1122	896	780	263	549	
Lu	26	56,2	7,78	16,8	8,46	127	36,7	31,8	26,9	26,5	25,7	92,4	23,8	34,3	48,1	13,2	49,4	41,1	62,7	236,8	175,5	165	59,6	126,5	
SumREE	281	482	52	202	47	1117	771	1457	867	2472	854	772	1418	277	1589	613	740	708	619	2333	2792	1646	944	1945	
Th/U	0,27	0,00	0,00	0,46	0,01	0,00	0,39	0,06	0,10	0,00	0,66	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,03	0,30	0,47	
Nb/Ce	0,13	3,47	3,41	0,07		12,65	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,55	0,03	0,87	0,49	0,315522
Gd/Yb	0,09						0,36	0,95	0,75	2,29	0,69	0,13	1,40	0,11	0,65	1,65	0,19	0,29	0,06	0,05	0,17	0,04	0,28	0,225865	
Eu/Eu*							0,69	0,76	0,50	0,70	0,52	0,63	0,74	0,58	0,89	0,67	0,86	0,70	0,62	0,42	0,62	0,49	0,38	0,68	
Ce/Ce*							3,09	2,90	2,17	2,25	2,86	2,74	2,00	3,37	2,63	3,07	2,41	1,92	1,55	1,00	1,33	0,94	1,68	1,53	

Table 12. Representative EMPA composition of zircon in titanite-allanite type pegmatite, apatite-zircon type pegmatite and in micaschist enclave in garnet-columbite type pegmatite (wt %).

Host rock	Titanite-allanite-bearing pegmatite				Apatite-zircon-bearing pegmatite			Micaschist enclave in garnet-columbite-bearing pegmatite			
Sample	BMN28				BMN20			BMS6			
Number of analysis	40				9			9			
Al ₂ O ₃	0,31				0,92	0,10	0,40	0,49			
SiO ₂	28,59	29,87	31,72	31,67	29,59	27,97	30,34	28,23	31,88	31,97	
CaO	2,88	1,88			5,15	3,65	1,48	0,65			
FeO	1,15				1,11	1,21	0,69	0,69			
Y ₂ O ₃			0,19		0,20	0,22	0,31	1,57			
ZrO ₂	58,14	61,32	64,33	66,22	49,09	55,91	60,21	58,71	65,27	65,41	
UO ₂	0,22	0,59	0,26	0,16	0,63	0,71		0,58			
PbO											
HfO ₂	1,26	1,46	1,45	1,70	1,49	1,63	1,44	1,28	1,29	1,47	
P ₂ O ₅					0,15	0,15		1,70			
Total	92,54	95,12	97,94	99,75	88,30	91,57	94,88	93,89	98,44	98,86	
Zr	43,04	45,40	47,63	49,02	36,34	41,39	44,58	43,46	48,32	48,42	
Hf	1,07	1,24	1,23	1,44	1,26	1,38	1,22	1,09	1,09	1,25	
Zr/Hf	40,35	36,64	38,81	33,99	28,84	29,91	36,40	39,95	44,31	38,82	

Table 13. Geochemical features of mineral phases in pegmatite, tonalitic-trondhjemitic gneiss, and micaschist enclave in garnet-columbite pegmatite

Host rock	Tonalitic-trondhjemitic gneiss	Titanite-allanite type pegmatite	Apatite-zircon type pegmatite	Garnet-columbite type pegmatite	Micaschist in garnet-columbite type pegmatite	Garnet-REE type
Biotite	Medium K/Rb	High to medium K/Rb	Medium K/Rb		Low K/Rb, low Nb/Ta, Ta fractionation	Medium K/Rb
	(Ta, Nb)-- Li--	(Ta, Nb)-- Li-	(Ta, Nb)- Li--		(Ta, Nb)+, Li+++ , Be	Li+
Muscovite		High K/Rb		Low K/Rb	Low K/Rb	Medium K/Rb
		Nb-Ta depleted		Medium to low K/Rb	High Nb/Ta, Ta fractionation	High Nb/Ta
				Li+	Li++	Li+
Apatite		LREE depleted	LREE depleted	High LREE, HREE depleted (zircon-monazite-xenotime fractionation)	High REE	
		Sr+, Y+		F, Mn-rich	Ti-	
Garnet				LREE-, Nb, Ta, U, Zr HREE relatively depleted (zircon-monazite-xenotime fractionation)		Ca, Ti, Li, Y, HREE
Zircon		LREE-poor core (allanite fractionation) HREE, Y, Nb, U, Th	HREE, Y, Nb, U, Th		Nb, Ta, Th, Be	
Columbite-group minerals				CGM Mn# ~0.5, Ta# < 0.6 Enriched in Mg, Sc, Y, Yb, Th, U, depleted in Sn, W		Euxenite-aeschynite Ti, Nb > Ta, REE, Y, Th, U
Else				B (tourmaline), Th (thorite)		Low B (tourmaline)

The relative elements enrichment in minerals are indicated by + and – symbols.

-- / -: Highly depleted / depleted. + / ++ / +++ : Enriched / highly enriched / very highly enriched

Appendix

Appendix A. Mineralogy of pegmatite samples and their host rocks investigated under EMPA and LA-ICP-MS. Signification of abbreviations are listed in Appendix D).

	Mineralogy	Analyzed minerals (EPMA)	Analyzed minerals (LA-ICP-MS)
Paragneiss			
BMS49	Bt-Mu-Grt-St-Sil-Chl	Bt-Mu-Grt	Bt-Mu-Grt
BMS96	Bt-Mu-Grt-Sil-Chl	Bt-Mu-Grt	Bt-Mu-Grt
Metatextitic paragneiss			
BMN21	Bt-Grt-Sil-Chl-Ilm-Mnz-Zrn	Bt-Grt-Zrn	Bt-Grt
Micaschist enclave in garnet-columbite pegmatite			
BMS6	Bt-Mu-Ap-Zrn-Mnz-Rt	Bt-Mu-Ap	Bt-Mu-Ap
Granodioritic gneiss			
BMN24	Bt-Hbl-Mag-Aln-Ep-Ttn-Ap-Zrn	Bt-Ap	Bt
Tonalitic-trondhjemitic gneiss			
BMN11	Bt-Mag-Ep-Ap-Zrn	Bt	
BMN27	Bt-Mag-Ep-Ap-Zrn	Bt-Ap	Bt
BMN164H (hornblende tonalite vein)	Bt-Hbl-Mag	Bt	Bt
Hornblende-biotite granodiorite with mica-rich enclaves			
BMS46	Bt-Hbl-Mag-Aln-Ep-Ttn-Ap	Bt	
Two-mica trondhjemitic			
BMS104	Mu-Bt-Mag-Ep-Ap	Bt-Mu-Ap	Bt-Mu-Ap
Titanite-allanite type pegmatite (2 samples investigated on 63 stations)			
BMN28	Bt-Mu-Mag-Ep-Zrn-Ap	Mu-Bt-Ap-Zrn	Mu-Bt-Ap-Zrn
BMN43	Bt-Mag-Ilm-Aln-Ep-Ttn-Zrn-Ap	Bt-Ap-Kfs-Pl	Bt-Ap
Apatite-zircon type pegmatite (3 samples investigated on 4 stations)			
BMN20	Bt-Mag-Ap-Zrn	Bt-Ap-Zrn	Bt-Ap-Zrn
BMN82B	Bt-Mag-Ap-Zr		
BMS99A	Bt	Bt	
Garnet-columbite type pegmatite (15 samples investigated on 254 stations)			
BMN8 (coarse-grained, devoid of mica)	Grt-Ap-(P, Th, Ca, U, REE)		
BMN13 (fine to medium-grained)	Mu-Ap-Mnz-Xtm-Grt-Col-(U, Th, Zr)	Mu-Grt-Mnz-Col	Mu-Grt-Col
BMN47	Mu-Grt-Zrn-Xtm-Ttn		

BMN86 (aplite)	Bt-Mu-Mag-Grt-Col-(U, Th, Zr)	Col	
BMN131 (hosting large apatite crystals, polished section)	Mu-Ap-Grt-Tur	Ap	Ap
BMS1 (fine to medium-grained)	Mu-Grt-Mnz-Col-Zrn-(U, Th, Zr)	Mu-Grt-Col	Mu-Grt-Col
BMS5B	Mu-Grt-Col-Zrn-Mnz	Mu-Grt-Col-Kfs-Pl	Mu-Grt-Col
BMS6	Mu-Ap-Grt-Tur	Mu-Ap	Mu
BMS12	Mu-Grt-Zrn-Col	Col	
BMS15	Bt-Mu-Grt	Grt	
BMS48	Mu-Grt-Col	Mu-Grt-Col	
BMS90B (mica-rich)	Mu	Mu	
BMS99A	Mu-Grt	Mu-Grt	
BMS136	Bt-Mu-Mag-Ap-Zrn-Grt-Thr	Mu-Bt	
BMS139B	Bt-Mu-Grt	Bt-Grt	Grt
Garnet-REE type pegmatite (4 samples investigated on 36 stations)			
BB6A	Bt-Ilm/Pph-Ep-Eux/Aes-(REE, Y, Th)	Pl	
BB15	Bt-Grt-Ilm/Pph-Eux/Aes	Eux/Aes	
BB18	Bt-Grt-Eux/Aes-Pph	Grt	Grt
BB24C	Bt-Mu-Ep-Grt	Mu-Bt	Mu-Bt

Appendix B. EMPA composition of a monazite in garnet-columbite type pegmatite (sample BMN13, wt %)

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La ₂ O ₃	9,12	9,50	8,90	8,89	8,41	7,68	8,76	10,14	9,36	9,62	9,88	9,18	9,04	9,14
Ce ₂ O ₃	25,99	26,94	25,28	26,76	23,69	23,45	25,01	28,68	27,21	26,91	27,72	26,08	26,05	26,89
Pr ₂ O ₃	3,64	3,92	3,95	3,65	3,00	3,48	3,04	3,59	3,40	3,13	3,45	4,35	3,86	4,26
Nd ₂ O ₃	14,27	14,34	13,43	14,12	12,79	13,11	13,67	14,70	14,18	14,57	14,31	14,47	14,75	14,29
Sm ₂ O ₃	5,99	6,39	5,78	6,94	6,87	6,41	6,47	5,30	5,81	5,66	6,39	6,64	6,69	6,11
Gd ₂ O ₃	2,09	2,53	2,87	2,14	3,73	3,25	3,16	1,87	2,09	2,02	1,94	2,72	3,48	2,39
Dy ₂ O ₃	0,29	0,06			0,09	0,44	0,33	0,32						
Y ₂ O ₃	0,47	0,50	0,58	0,32	1,17	0,91	1,19	0,24	0,42	0,39	0,38	0,42	1,02	0,61
ThO ₂	4,93	4,00	4,96	4,20	6,26	4,88	3,86	2,70	3,98	4,24	3,68	3,69	2,90	4,51
UO ₂	0,09	0,17	0,08		0,07	1,75	0,14	0,05	0,21	0,12	0,11	0,07	0,02	0,00
PbO	0,33	0,36	0,54	0,48	0,61	1,05	0,28	0,28	0,48	0,44	0,41	0,40	0,29	0,34
P ₂ O ₅	27,84	27,89	27,43	27,65	27,26	28,74	27,91	27,79	27,68	27,92	27,89	27,52	28,69	28,24
SiO ₂	0,88	0,72	0,87	0,83	1,06	0,26	0,55	0,63	0,65	0,80	0,61	0,82	0,50	0,76
CaO	0,56	0,40	0,44	0,31	0,66	1,32	0,55	0,22	0,37	0,36	0,44	0,32	0,36	0,44

Total	96,48	97,70	95,11	96,28	95,67	96,72	94,90	96,50	95,83	96,18	97,21	96,68	97,64	97,98
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Appendix C. EMPA composition of euxenite-aeschnyrite like minerals in garnet-REE type pegmatites

Analysis	Fe-Ti-oxidized spot				Spots in less altered zones									
Nb ₂ O ₅	2,92	2,46	3,44	10,62	22,88	23,17	18,56	20,68	16,52	10,83	11,80	23,50	27,65	19,51
Ta ₂ O ₅	0,18	0,18	0,40	1,00	4,61	4,23	3,80	4,22	4,57	1,82	3,50	4,01	4,64	4,28
SiO ₂	1,23	1,43	0,79	15,72	4,83	5,16	4,21	4,92	4,21	3,66	5,12	3,68	4,17	4,44
TiO ₂	1,52	1,28	5,78	33,23	14,45	16,51	13,18	13,96	11,43	13,26	13,58	10,18	12,56	13,23
ZrO ₂	0,02	0,00	0,06	1,57	2,60	2,40	2,23	2,22	2,59	2,34	3,34	1,64	1,63	2,33
ThO ₂	0,16	0,00	0,27	1,49	8,84	8,37	7,34	8,25	9,13	5,31	10,99	4,89	5,35	7,61
UO ₂	0,40	0,30	0,43	0,37	1,13	0,82	0,71	0,74	0,71	0,17	0,41	2,67	0,24	0,84
HfO ₂	0,07	0,03	0,06	0,34	0,12	0,25	0,15	0,19	0,24	0,05	0,22	0,01	0,05	0,14
Y ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,05	1,18	1,47	1,09	1,34	0,82	0,12	0,21	1,49	1,84	1,06
Nd ₂ O ₃	0,14	0,31	0,16	0,04	1,02	0,86	0,54	0,65	0,71	0,27	0,49	1,47	1,96	0,89
Gd ₂ O ₃	0,00	0,05	0,24	0,20	0,53	0,96	0,59	0,43	0,69	0,30	0,07	1,29	1,34	0,69
Dy ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,84	1,24	1,67	0,86	1,09	0,89	5,02	0,56	3,35	2,47	1,90
Er ₂ O ₃	0,18	0,16	0,36	0,21	0,43	0,50	0,37	0,60	0,33	0,21	0,18	0,53	0,59	0,42
Yb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,11	0,54	0,47	0,16	0,34	0,16	0,16	0,00	0,51	0,51	0,32
Al ₂ O ₃	0,25	0,27	0,16	4,90	0,35	0,37	0,29	0,35	0,34	0,76	0,41	0,65	0,36	0,43
FeOt	79,28	80,33	69,97	7,61	2,29	2,84	1,78	2,33	1,94	1,57	4,00	1,77	2,34	2,32
MnO	0,35	0,32	2,05	2,40	0,31	0,34	0,30	0,29	0,37	6,68	0,61	5,81	0,85	1,73
CaO	0,18	0,16	0,41	1,12	3,13	3,17	2,93	2,58	2,36	2,32	2,15	3,01	3,67	2,81
PbO	0,31	0,12	0,95	0,00	2,34	1,87	1,63	1,78	1,38	1,27	0,83	1,02	0,67	1,42
MgO	0,00	0,05	0,02	0,74	0,19	0,19	0,15	0,17	0,14	0,25	0,18	0,12	0,11	0,17
Na ₂ O	0,00	0,04	0,00	0,05	0,02	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02
Total	87,22	87,51	85,58	82,59	73,03	75,67	60,90	67,12	59,52	56,37	58,63	71,66	72,98	66,56

Appendix D Mineral abbreviations, mainly after Whitner and Evans (2010)

Aes: aeschnyrite,	Eux: euxenite,	Mu: Muscovite,	Ttn: titanite,
Aln: allanite,	Grt: garnet,	Mu2: secondary muscovite,	Thr: thorite,
Ap: apatite,	Hbl: hornblende,	Pl: plagioclase,	Tur: tourmaline,
Bt: biotite,	Ilm: ilmenite,	Pph: pyrophanite,	Zrn: zircon,
Chl: chlorite,	Kfs: K-feldspar,	Qz: quartz,	Xtn: xenotime.
Col: columbite,	Mag: magnetite,	Sil: sillimanite,	
Ep: epidote,	Mon: monazite,	St: staurolite,	

Chapitre 7. Contraintes chronologiques et thermiques de la mise en place des pegmatites à métaux rares de Mangodara

Introduction

Le contexte métamorphique de mise en place des pegmatites est caractérisable par le degré de métamorphisme des roches encaissantes, qui varie de conditions subvolcaniques (cas des pegmatites miarolitique) à des faciès amphibolitiques à granulitiques (cas des pegmatites abyssales) (Černý et Ercit, 2005, voir Chapitre 1 - Tab. 4). En contexte spécifique de haute température ($T > 650$ °C), la fusion partielle des unités métamorphiques peut participer à la pétrogenèse des pegmatites, ce qui est discernable à travers la continuité de leucosomes avec les pegmatites, ou leurs déformation syn-migmatitique. Si la fusion partielle s'étend sur plusieurs dizaines de millions d'années (Turlin et al., 2017, 2018), plusieurs réactions de fusion partielle (Barbey et al., 2015), suivies de mises en place de pulses magmatiques peuvent se succéder en entraînant une superposition de corps magmatiques (e.g. de Saint Blanquat et al., 2011), ou de phases de cristallisation sur les unités métamorphiques préexistantes. A l'échelle d'un cycle orogénique, le réchauffement permettant le démarrage de la fusion partielle peut intervenir aussi bien pendant la phase prograde que pendant l'exhumation rétrograde (Brown, 1993), au cours desquels peut alors survenir la formation de pegmatites d'origine anatectique. Ainsi, la genèse de pegmatites d'affinité LCT et NYF (Müller et al., 2017), ou particulièrement enrichis en REE (Turlin et al., 2017) peut se produit au cours ou en fin d'épisode métamorphique.

Dans le district de Mangodara, la déformation progressive D1-D2 éburnéenne, entre 2150 et 2100 Ma (Hirdes et al., 1996) est concomitante avec un métamorphisme MP-HT qui atteint la fusion partielle, transformant des paragneiss et métavolcanites birimiennes en diatexites tonalitiques à granodioritique. La ségrégation et l'accumulation locale de liquide anatectique dans la croûte moyenne se traduit par la formation de plutons granodioritiques à granitique au sein des gneiss (granodiorite à hornblende-biotite riche en enclaves surmicacées, GG-granitoïdes, trondhjémite à deux micas, ...). Les pegmatites de Mangodara sont intrusives dans les métasédiments et métavolcanites des séries birimiennes, ainsi que dans les gneiss et les granitoïdes. Les pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon sont interprétées comme étant des liquides résiduels de la ségrégation du gneiss tonalitique-trondhjémitique. Les pegmatites LCT+NYF de type grenat-colombite sont interprétées comme le produit de la fusion partielle d'une source métasédimentaire, tandis que les pegmatites NYF de type grenat-REE sont interprétées comme dérivant de la ségrégation tardive du gneiss granodioritique. Les relations structurales de recoupement chronologique et d'héritage (e.g. signature géochimique de l'apatite) mis en évidence entre les pegmatites apatite-zircon et grenat-colombite indiquent que des mélanges ont pu se produire entre les liquides résiduels formant ces pegmatites.

Des contacts diffus et progressifs et une continuité texturale entre veines de leucosome concordantes et veines discordantes sont observés entre certaines unités: les amphibolites et les paragneiss métatexitiques avec le gneiss granodioritique, les pegmatites de type grenat-colombite avec les leucosomes de paragneiss, et les pegmatites de type grenat-REE avec les leucosomes ségrévés dans le gneiss granodioritique (Chapitre 5). Ces contacts graduels montrent que les phases de fusion partielle et de ségrégation de liquides aboutissant à la genèse de ces pegmatites sont en partie contemporaines, d'où la difficulté à établir une chronologie stricte. En investiguant les âges de ces unités à l'aide de méthodes géochronologiques (datations U-Pb sur zircon et sur apatite), nous pouvons d'une part contraindre la période de cristallisation

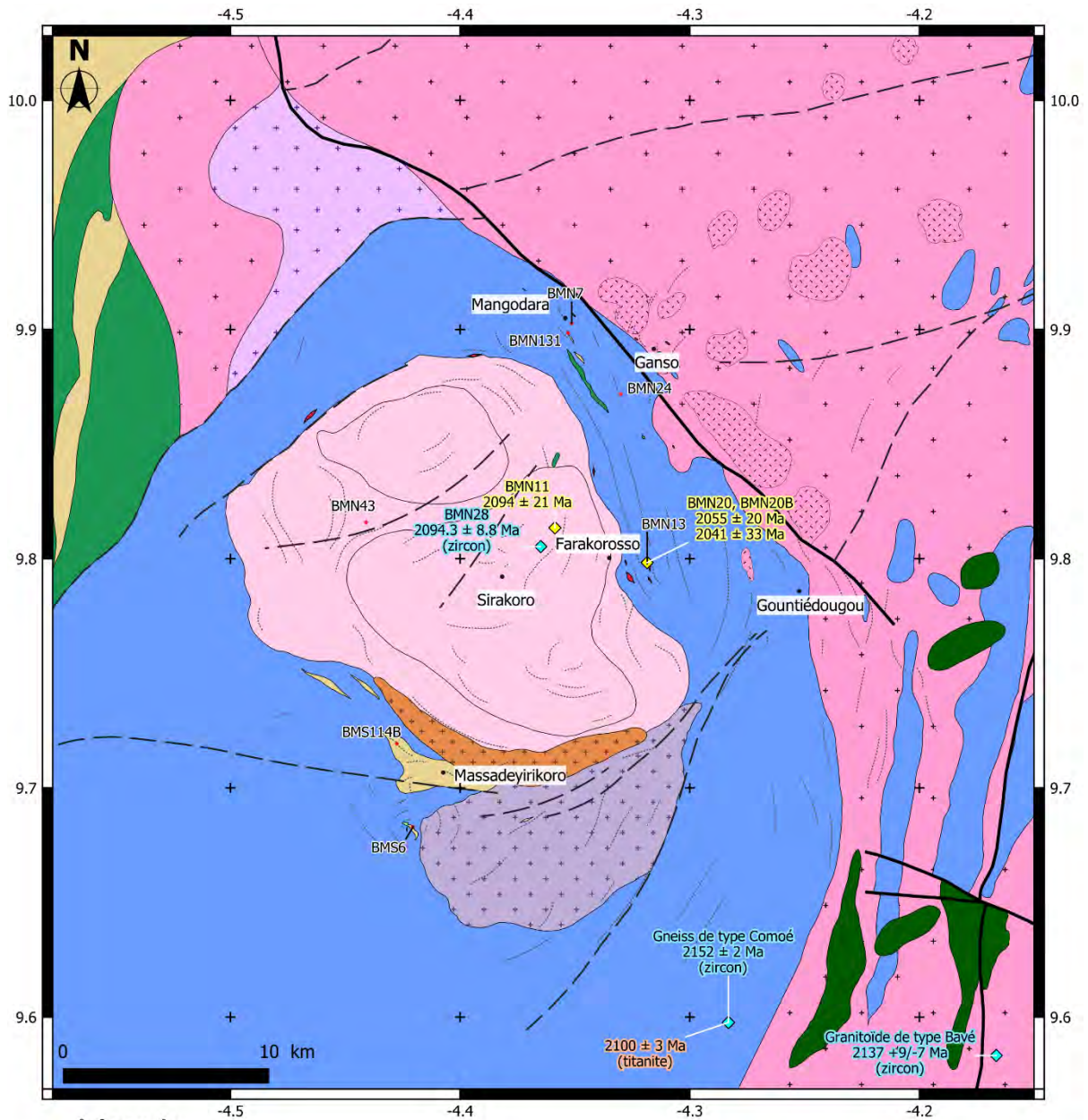
de ces pegmatites, et d'autre part discuter de la dynamique de refroidissement des unités intrudées par les pegmatites. Ces apports permettront d'étayer la relation entre les pegmatites et les phénomènes de ségrégation qui se produisent dans cette zone de la croûte moyenne.

7.1. Justification de l'échantillonnage

La richesse en zircon des gneiss et des différents types de pegmatite est variable, tandis que l'apatite est identifiée dans la plupart des formations du district de Mangodara.

Les zircons observés sur les lames minces de gneiss granodioritique (affleurement BMN20B, Figure 7-1) et gneiss tonalitique-trondhjémitique (affleurement BMN11, Figure 7-1) sont de petite taille (< 50 μm) et en nombre insuffisant pour fournir des résultats significatifs. La pegmatite de type grenat-colombite ne contient pas de zircon de taille suffisante pour être analysé. Les zircons de la pegmatite de type apatite-zircon (échantillon BMN20) n'ont pas été analysés en raison de leur forte métamictisation. Les zircons de pegmatite de type titanite-allanite (échantillon BMN28, Figure 7-1), moins métamictes et moins altérés, sont les plus favorables à une datation absolue par la méthode U-Pb sur lame polie.

L'apatite a été observée dans plusieurs roches du district de Mangodara (gneiss granodioritique, gneiss tonalitique-trondhjémitique, granodiorite à hornblende et enclaves surmicacées, trondhjémitite à deux micas, pegmatites de type titanite-allanite, apatite-zircon, et grenat-colombite). Les datations ont été réalisées sur échantillon de gneiss granodioritique (BMN20B, Figure 7-1), de gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11, Figure 7-1), de pegmatite de type apatite-zircon (BMN20, Figure 7-1).



Légende

Roches plutoniques

- Intrusion mafique et ultramafique
- Granitoïdes de Ganso-Gountiédougou (GG-granitoïdes)
- Granite et monzogranite à biotite porphyroïde
- Granite et monzogranite à biotite
- Granodiorite à biotite et hornblende

- Trondhjemite à deux micas
- Granodiorite à hornblende-biotite et enclaves surmicacées

Gneiss et migmatites

- Gneiss tonalitique-trondhjemitique
- Gneiss granodioritique
- Paragneiss métatextitique

Unités méta-volcaniques et méta-sédimentaires

- Métavolcano-sédiments / paragneiss
- Métabasalte, méta-andésite / amphibolite

- Agglomération
- Echantillon
- ◆ U-Pb age on zircon/titanite
- ◆ U-Pb age on apatite

Structure

- Zone de cisaillement
- - Zone de cisaillement interprétée
- ⋯ Lithofabrics photo-interprétées

Figure 7-1. Carte géologique du district à pegmatites de Mangodara. Les localisations et les âges des échantillons analysés sont indiquées. Les âges supplémentaires dans le sud-est de la zone d'étude sont extraits des travaux de Hirdes et al. (1996).

7.2. Datations U-Pb sur zircon: pegmatite de type titanite-allanite (BMN28)

7.2.1. Etude texturale

Les zircons de cette pegmatite ont une taille de grain inférieure à 500 μm . Ils sont typiquement en inclusion dans la biotite mais également dans le plagioclase (Figure 7-2). La texture des zircons au MEB et à la cathodoluminescence met majoritairement en évidence un cœur et une à plusieurs zones de bordures attribuées à des surcroissances et des zones de recristallisation autour du cœur.

Le cœur est caractérisé par une texture oscillatoire concentrique (e.g. zircons C, J et O Figure 7-3) à complexe (e.g. zircon Q, Figure 7-3), dont les sommets sont anguleux (Figure 7-3).

Des zones homogènes caractérisées par une luminescence forte à intermédiaire et une texture complexe sont sécantes sur les zonations oscillatoires des cœurs, (e.g. zircon A, M, Figure 7-3). Ces surcroissances suggèrent un remplacement et une recristallisation qui s'est opérée sur la frontière des cœurs.

Les bordures externes sont caractérisées par une faible luminescence et un aspect altéré aux contours irréguliers (détails du zircon N, Figure 7-3). Les parties les plus altérées (parties sombres à la cathodoluminescence) suivent des contours concentriques, correspondant aux reliques de la texture oscillatoire présente avant altération (e.g. zircon J, M, N, Figure 7-3). Ces relations une altération des bordures de zircon, par recristallisation ou dissolution-précipitation, qui a affecté l'entière des cristaux dans certains cas (e.g. zircon R et S, Figure 7-3).

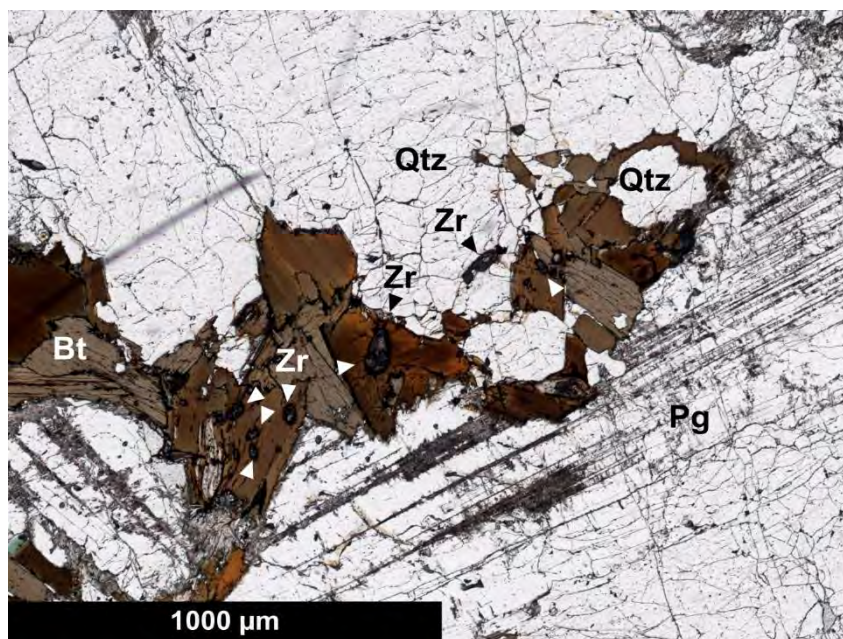
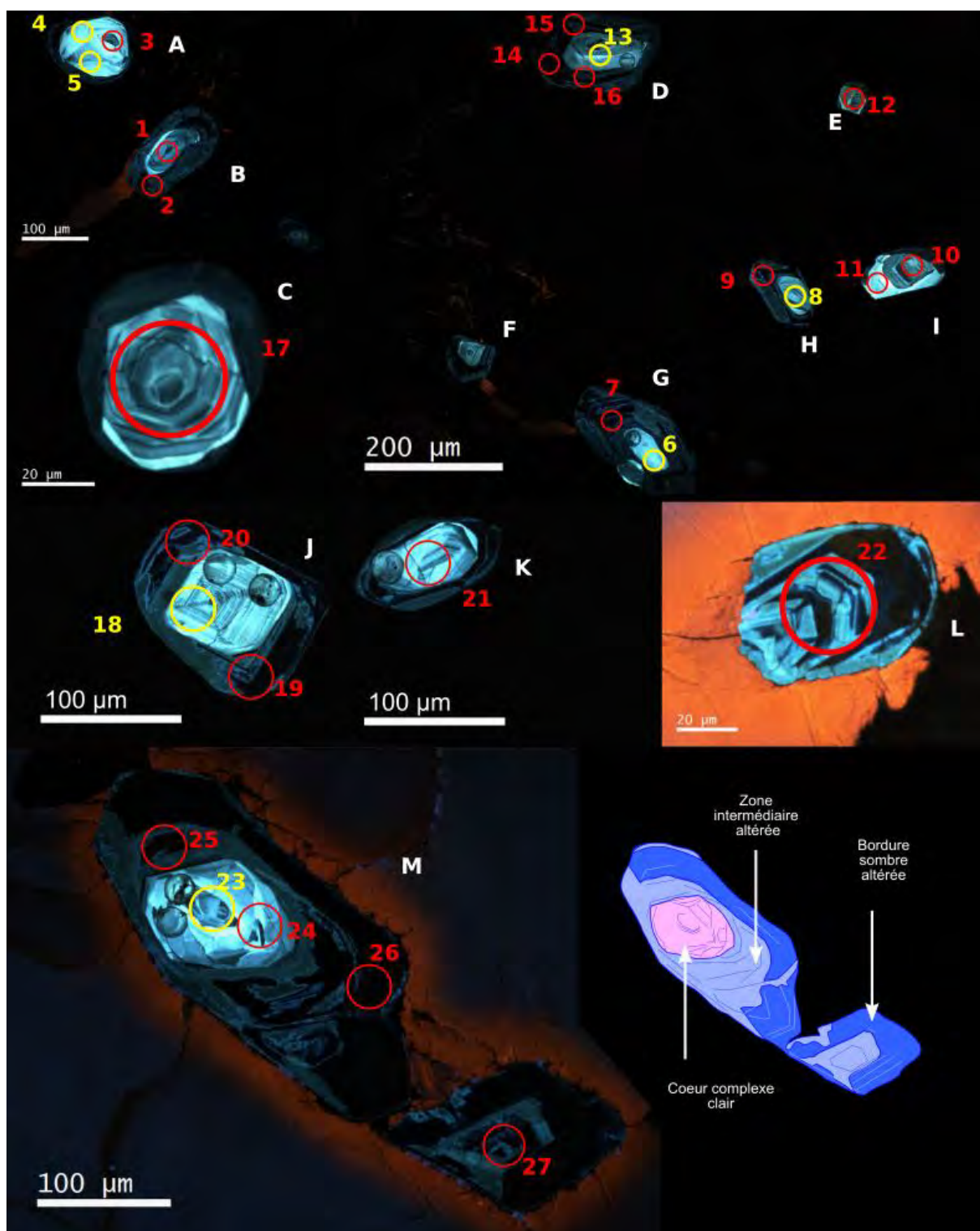


Figure 7-2. Photographie en lumière transmise de cristaux de zircons dans la pegmatite de type titanite-allanite



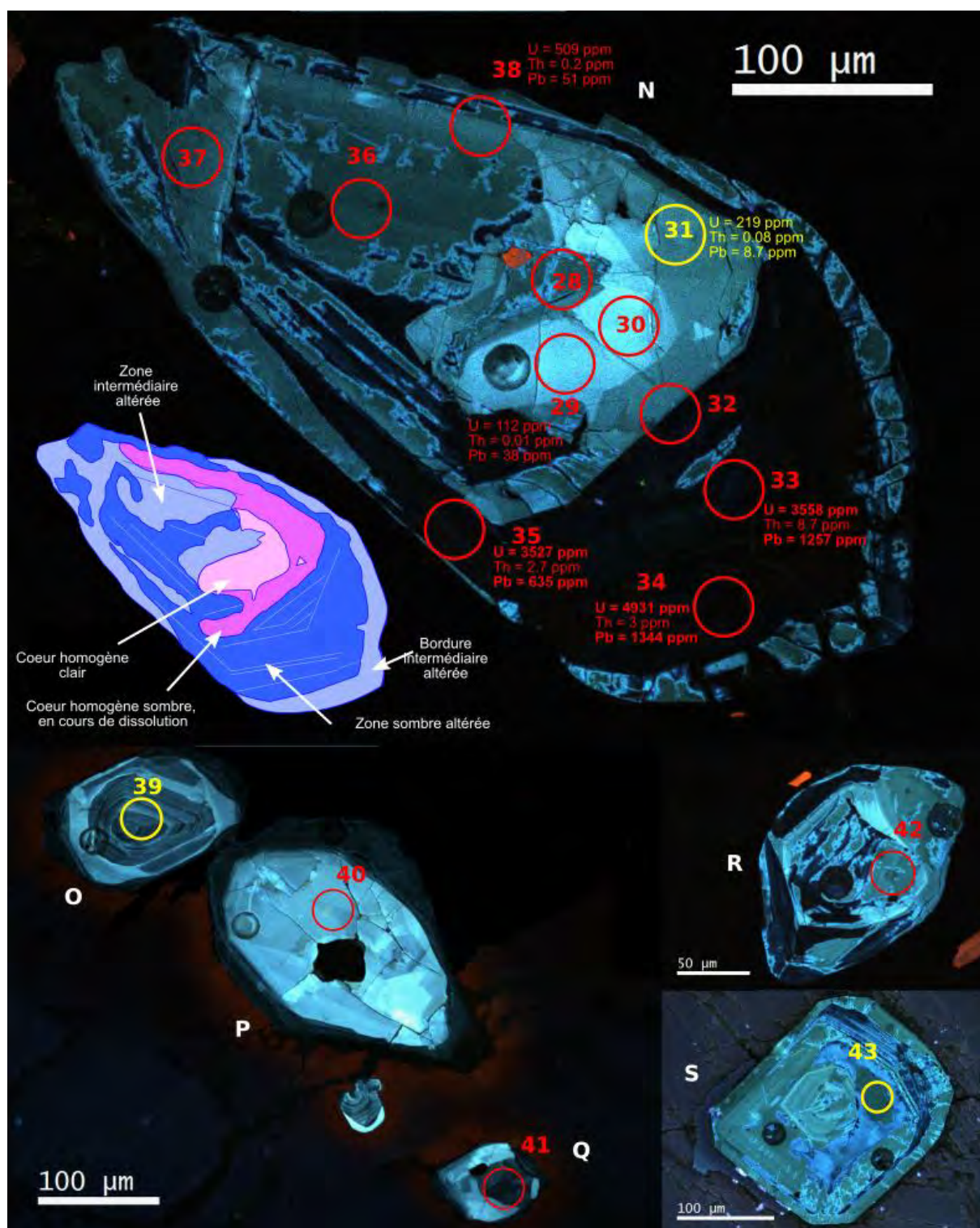


Figure 7-3. Photographies au MEB des cristaux de zircon analysés (voir Annexe F pour les données). Les cercles indiquent la localisation des points analysés. Les chiffres et cercles jaunes indiquent les analyses ayant donné des résultats concordants. Les lettres indiquent les zircons référencés à l'intérieur du texte. Le zircon G est accompagné d'un dessin schématique

montrant les variations de texture: en vert les zones à texture homogène, en marron les zones à texture oscillatoire peu altérées, et en ocre altérées métamictes.

7.2.2. Age géochronologique

Les compositions isotopiques des points analysés (43 points) mettent en évidence une population de points concordants (10 points), et une population de points discordants (33 points) (Figure 7-4, Annexe F). La plupart des points analysés contenaient très peu, ou pas d'inclusions. La ligne Discordia de l'ensemble des données recoupe l'isochrone U-Pb à 2078 ± 37 Ma (MSWD = 70), avec un intercept inférieur à 32 ± 27 Ma (Figure 7-4.a). La valeur élevée de la MSWD indique une forte imprécision de l'âge obtenue comparativement à l'erreur analytique, qui peut éventuellement indiquer possible hétérogénéité de la population d'âge.

L'âge obtenu en compilant les analyses dans les cœurs des zircons est de 2117 ± 17 Ma, (MSWD = 7,1, n=20, Tab. 8). Les points correspondant aux zones de surcroissance interne indiquent un âge peu contraint à 2095 ± 14 Ma (MSWD = 2,3, n=5, Tab. 8), tandis qu'aucune correspondance n'émane des points strictement situés dans les bordures métamictes (Tab. 8). De ce fait, ces données ne permettent pas d'établir une différence d'âge entre le cœur et le cœur et les bordures des zircons.

L'examen de la position texturale des points d'analyses montre que les résultats concordants coïncident avec les cœurs de zircons ou les surcroissances internes, de luminescence moyenne à élevée, qui ne sont pas affectés par la recristallisation. Aucun point concordant n'a été observé sur une bordure de cristal. Ainsi, l'âge obtenu à partir des points concordants (cœurs et surcroissances internes) est de $2094,3 \pm 8,8$ Ma, avec un MSWD de 1,6 (n=10) qui atteste de l'unicité de la population d'âges (Tab. 8). Les points concordants sont relativement pauvres en U (14-219 ppm) et en Pb (Pb < 282 ppm), avec un point

exceptionnellement riche en Pb (5027 ppm). La concordance des points n'est pas corrélée à la teneur en Th, mais ces teneurs mettent en évidence deux sous-groupes: un groupe riche en Th (39 – 45 ppm Th), et un second groupe où la quantité de Th est proche des limites de détections (< 0,6 ppm). Le ratio Th/U des points riches en Th est compris entre 0,29 et 0,15. Les bordures altérées sont particulièrement caractérisées par un ratio Th/U faible (Th/U < 0.045), tandis que le ratio est variable dans les autres zones (Th/U < 5).

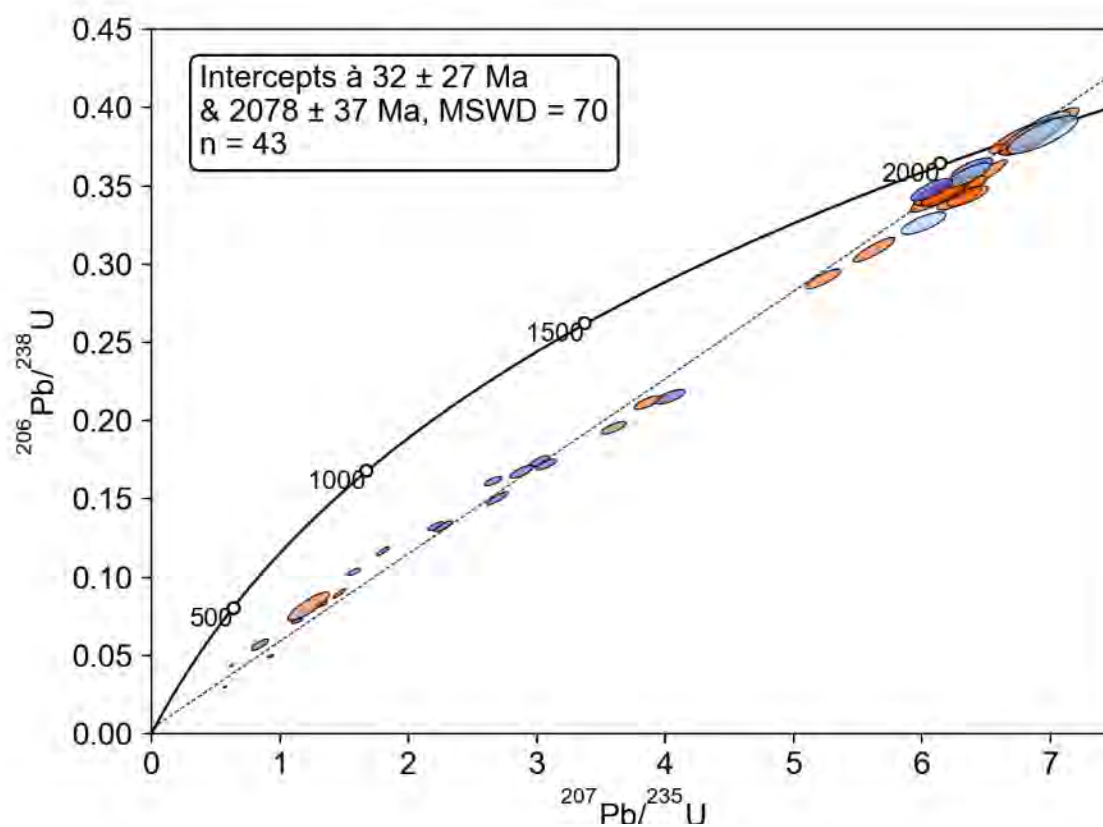
Les points discordants sont obtenus sur des positions diverses (cœur, surcroissance et bordure métamicté), et correspondent à une grande variété de texture (luminescence claire à sombre, texture oscillatoire à métamicté /altérée). Toutefois, dans les textures les plus métamictes, on observe un enrichissement en U (jusqu'à 4930 ppm) et en Pb (jusqu'à 1344 ppm, voir zircon N sur Figure 7-3). Des valeurs élevées en Th sont observées pour les points correspondant à des cœurs (25-53 ppm, 0,11-0,42 Th/U), tandis qu'une grande partie des points métamictes est pauvre en Th (Th < 9 ppm).

Tableau 8. Ages absolus en fonction de la position ou de la concordance des points analysés

	Nombre de points	Age supérieur	Age inférieur	MSWD	Probabilité d'ajustement
Concordants + discordants	43	2078 ± 37 Ma	32 ± 27 Ma	70	0,000
Selon position texturale (1 point sur transition surcroissance-bordure externe ignoré)					
Cœurs (± 95%-conf)	20	2117 ± 17 Ma	100 ± 36 Ma	7,1	0,000
Surcroissance interne (± 95%-conf)	5	2095 ± 14 Ma	-532 ± 480 Ma	2,3	0,071
Bordures (± 95%-conf)	17	1998 ± 110 Ma	4 ± 55 Ma	142	0,000
Selon concordance					
Points concordants	10	2094,3 ± 8,8 Ma		1,6	0,046

($t\sigma\sqrt{\text{MSWD}}$ avec propagation des erreurs sur les constantes)					
Points concordants dans les cœurs ($t\sigma\sqrt{\text{MSWD}}$ avec propagation des erreurs sur les constantes)	8	2093,4 ± 10 Ma		1,9	0,020
Points discordants (± 95%-conf)	33	2070 ± 52 Ma	29 ± 33 Ma	91	0,000

a



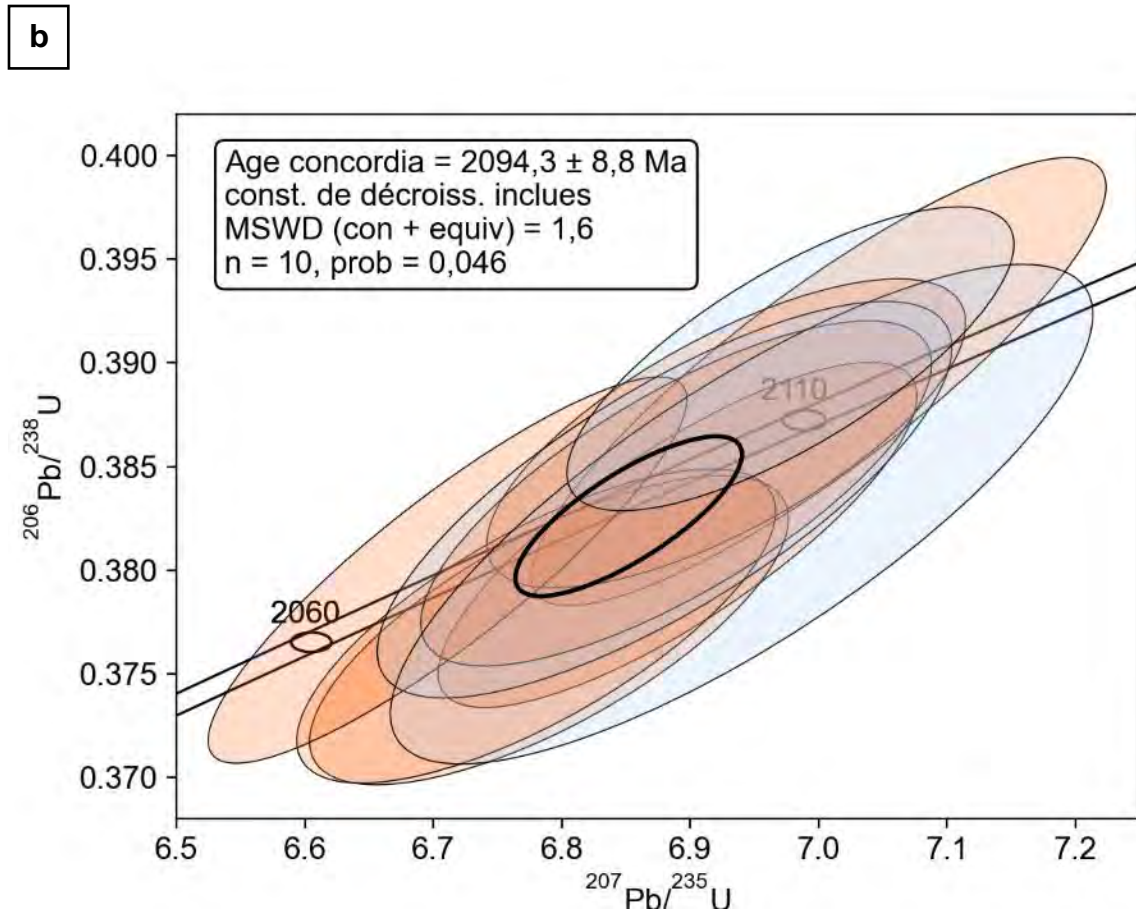


Figure 7-4. Représentations de concordia U-Pb sur zircon d'une pegmatite de type titanite-allanite (BMN28,). (a) Ensemble des points concordants et discordants, dispersés sur une discordia à intercept supérieur à 2078 ± 37 Ma ($n=43$). (b) Points concordants et moyenne équivalente. Les ellipses oranges représentent les points situés au cœur des zircons, tandis que les ellipses bleues représentent les points situés en bordure.

7.2.3. Lien avec composition en éléments traces

La comparaison des points analysés en éléments traces avec la texture des zircons en cathodoluminescence et au MEB a mis en évidence l'existence d'une zonation de la concentration en LREE. De manière générale, les cœurs homogènes des zircons sont appauvris en LREE tandis que les bordures métamictes sont plus riches (Chapitre 6, paragraphe 6.4.3.5). Cette distribution ne semble pas avoir de corrélation avec le contenu en plomb commun, car les points concordants correspondent aussi bien à des zones riches en LREE qu'à ces zones pauvres en LREE.

7.3. Datations U-Pb sur apatite et étude texturale

7.3.1. Gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11)

7.3.1.1. Etude texturale

L'apatite dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique se présente sous forme de cristaux automorphes à sub-automorphes, de taille pouvant atteindre 1 mm. Les bordures de ces cristaux sont rectilignes avec les minéraux contigus ou hôtes (plagioclase, biotite, magnétite), et très rarement sinueuses (Figure 7-5). La microscopie en cathodoluminescence montre que les cristaux d'apatite possèdent une zonation interne concentrique marquée par des degrés différents de luminescences (Figure 7-5). Cette zonation comprend un cœur majoritairement homogène à oscillatoire, et une à plusieurs bordures homogènes. Les structures définies par ces zonations ont des contours automorphes à subautomorphes qui suggèrent une croissance selon la structure cristalline de l'apatite. Une surcroissance de microcline peut se développer autour des cristaux d'apatite (Figure 7-5, cristaux des points 3, 11 et 13).

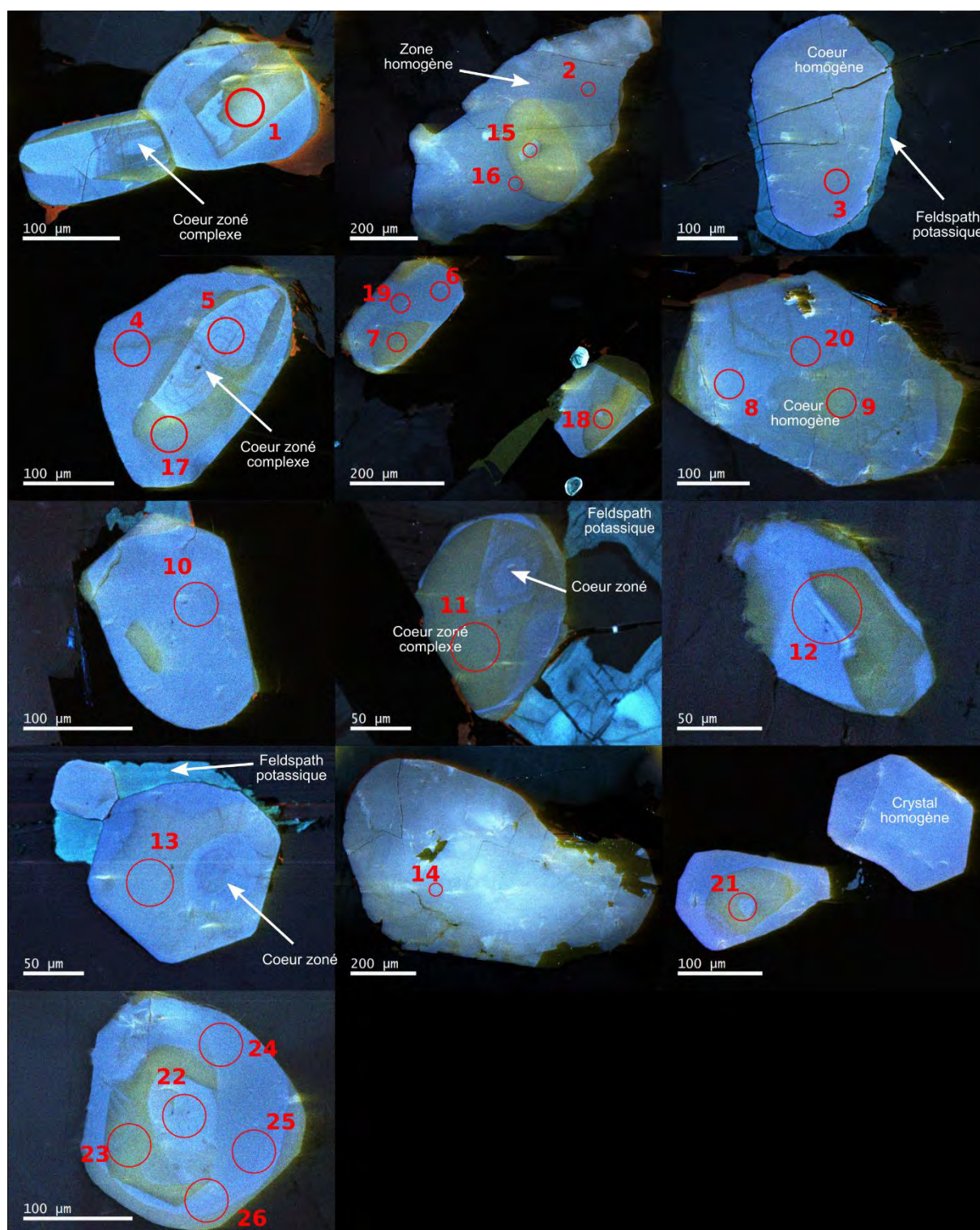
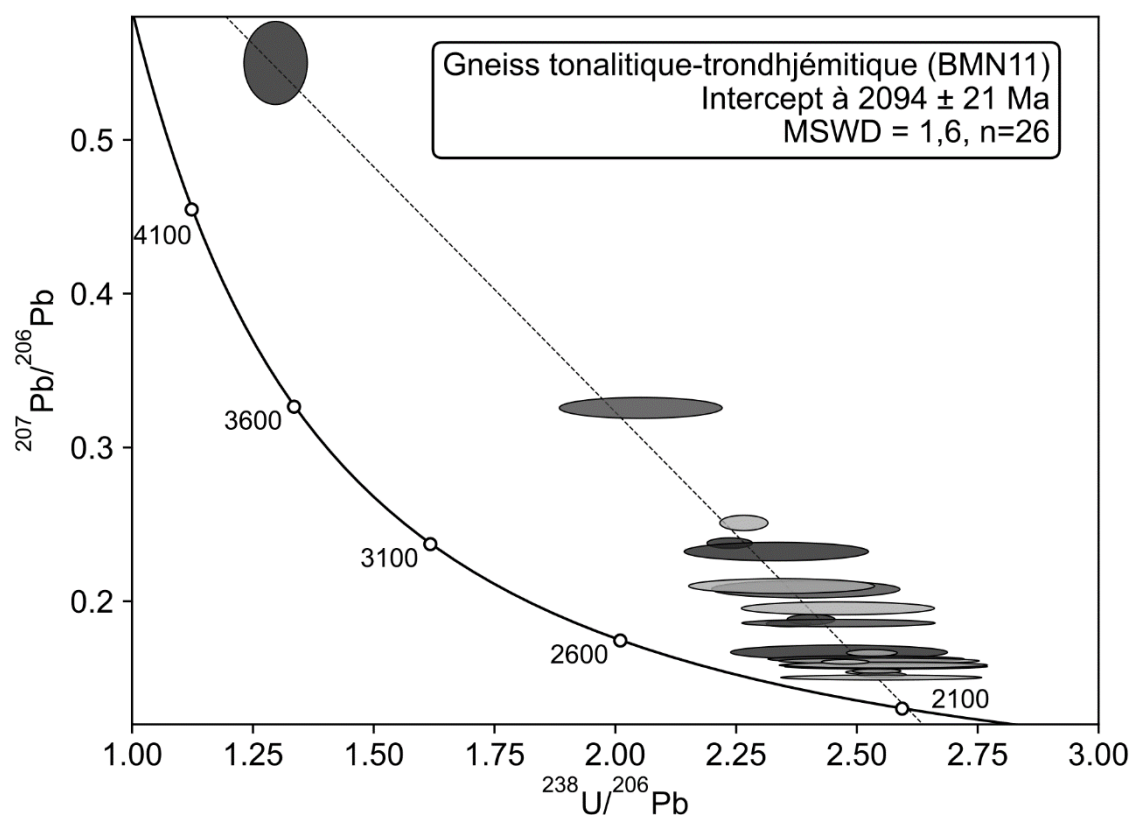


Figure 7-5. Photographies à la cathodoluminescence des cristaux d'apatite analysés pour la datation du gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11).

7.3.1.2. Age

L'isochrone inverse dans le diagramme de Tera-Wasserburg sans correction du Plomb initial donne un âge de 2094 ± 21 Ma (MSWD=1,6) pour l'apatite du gneiss tonalitique-trondhjémitique (Figure 7-6.a). La valeur du MSWD proche de 1 indique que l'apatite du gneiss tonalitique-trondhjémitique correspond à un seul âge. Les valeurs en Pb initial de ces points sont relativement faibles (points dans la partie inférieure du diagramme de Tera-Wasserburg, Figure 7-6.b, Annexe F).

a



b

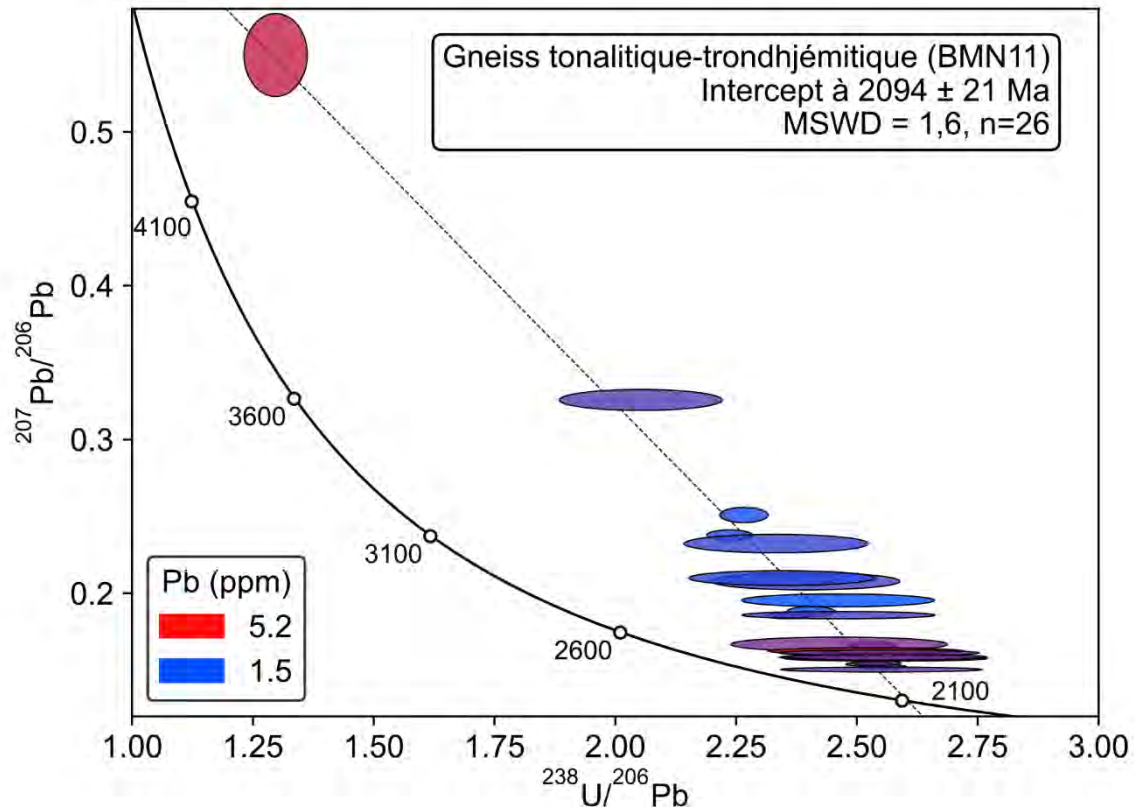


Figure 7-6. Diagramme Tera-Wasserburg pour l'apatite du gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11). (a) Représentation des points analysés en fonction de la position texturale. Les nuances les plus sombre correspondent aux points situés au cœur des cristaux, et les nuances les plus claires aux points situés en bordure. (b) Représentation graduée de la concentration en Pb dans les points analysés.

7.3.2. Gneiss granodioritique (BMN20B)

7.3.2.1. Etude texturale

L'apatite dans le gneiss granodioritique se présente sous forme de cristaux automorphe à sub-automorphe, de forme sub-circulaire à ovoïdes, et de taille inférieure à 300 μ m. Ils sont présents majoritairement au contact de la biotite, qui est orientée suivant la texture granolépidoblastique du gneiss granodioritique (Chapitre 5), et rarement en inclusion dans les

plagioclases. La microscopie en cathodoluminescence révèle une zonation interne à l'instar de l'apatite du gneiss tonalitique-trondhjémitique (Figure 7-7). Cette zonation est caractérisée par un cœur oscillatoire à homogène, et une à plusieurs couches homogènes.

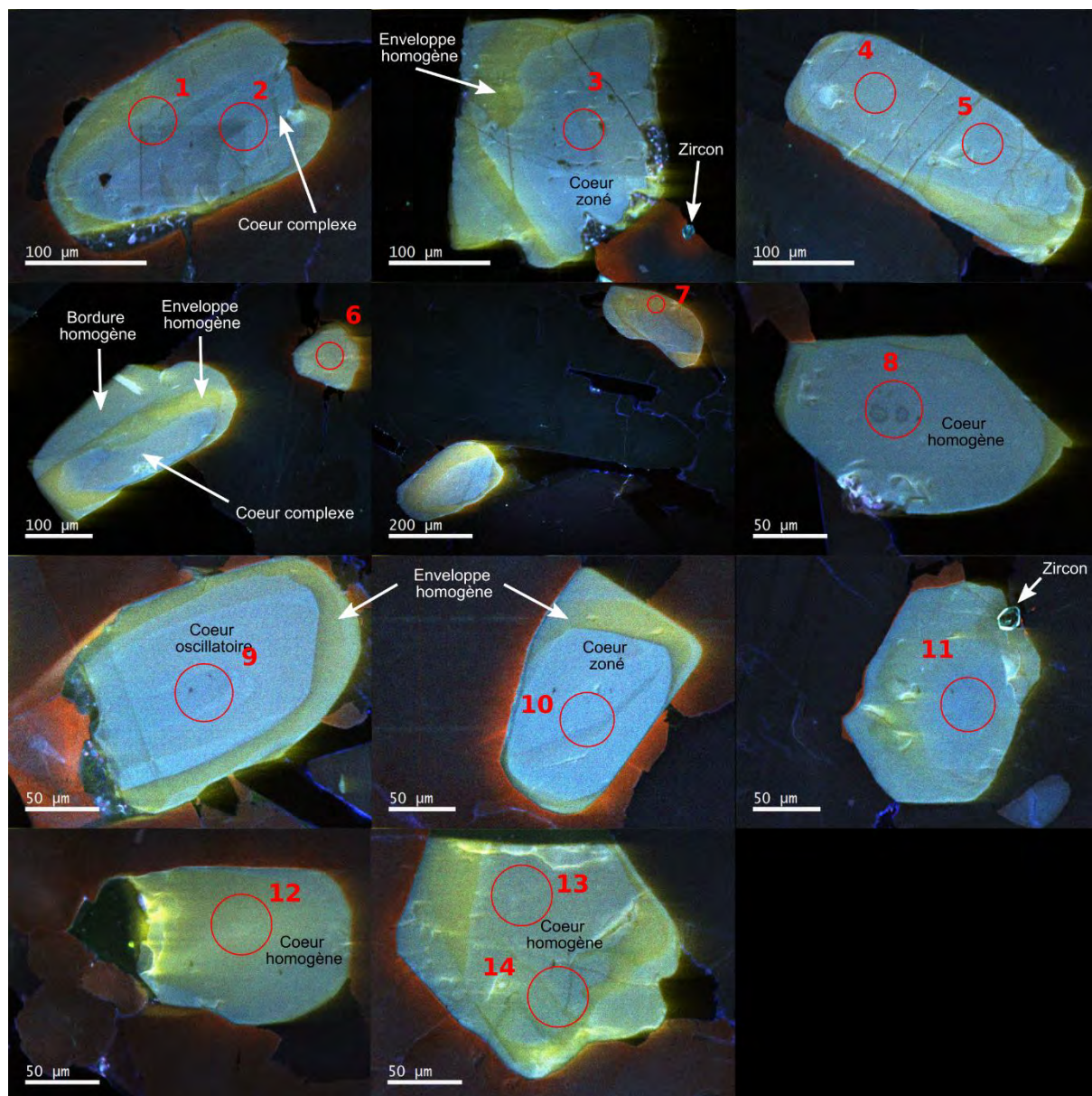


Figure 7-7. Photographies à la cathodoluminescence des cristaux d'apatite analysés pour la datation du gneiss granodioritique (BMN20B)

Sur d'autres échantillons de gneiss granodioritique, des cristaux d'apatite ont été observés en inclusion dans des minéraux métamictes et altérés d'allanite, au sein des niveaux lépidoblastiques à biotite (Figure 7-8.a et b).

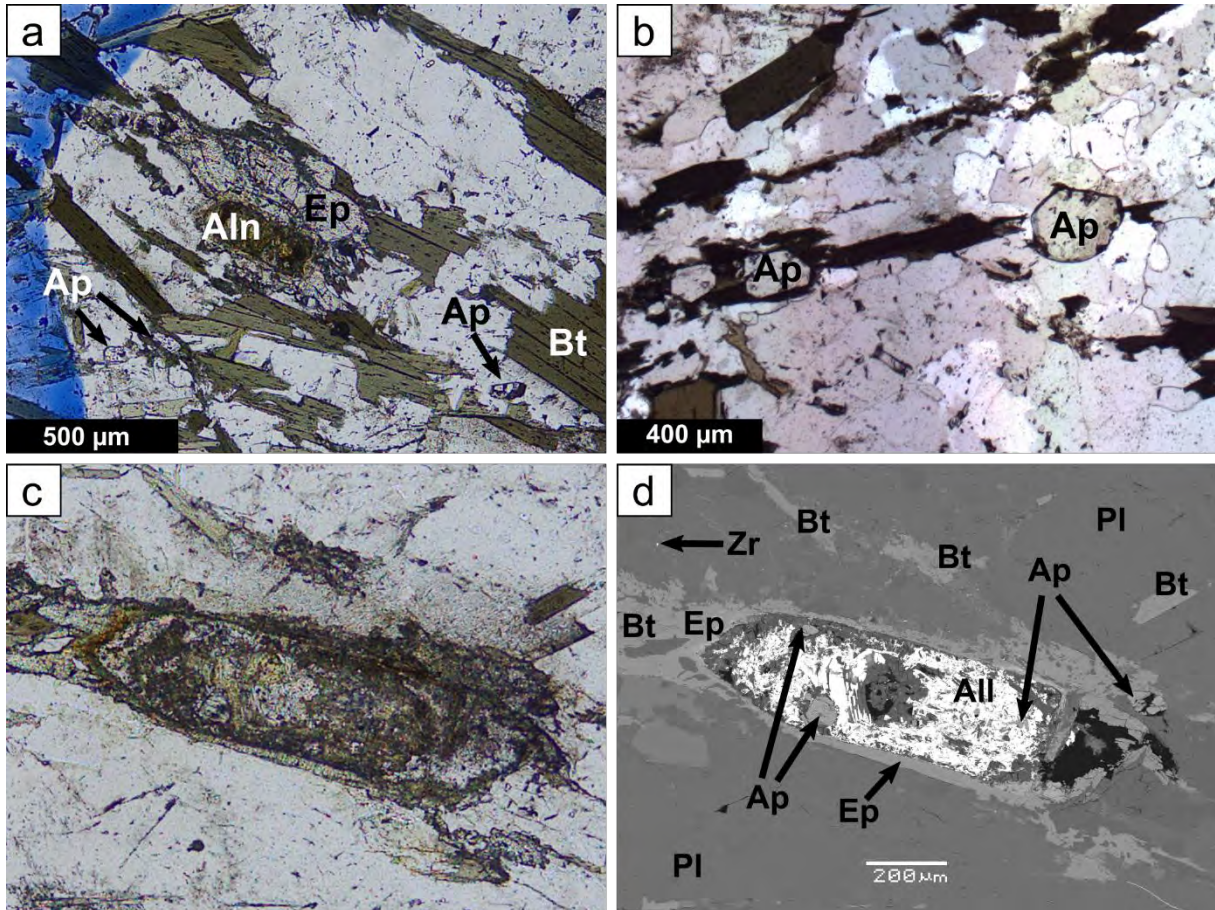


Figure 7-8. (a) Allanite altérée, recouverte d'épidote, dans le gneiss granodioritique à texture granolépido-blastique. (b) Cristaux d'apatite associés aux feuillets de biotite dans le gneiss granodioritique ; (c) et (d) minéral altéré d'allanite contenant des inclusions d'apatite subautomorphe, dans un gneiss granodioritique (échantillon BMN24), vu en lumière transmise (c) et au MEB (électrons rétrodiffusés). Aln : allanite, Ap : apatite, Bt : biotite, Ep : epidote, Pl : plagioclase, Zr : zircon.

7.3.2.2. Age

L'isochrone inverse dans le diagramme de Tera-Wasserburg sans correction du Plomb initial donne un âge de 2041 ± 33 Ma, MSWD= 3,1 pour l'apatite du gneiss granodioritique. La discrimination des points d'analyses en deux sous-catégories permet d'obtenir deux âges distincts de MSWD < 1, à 2070 ± 20 Ma, et à 2000 ± 40 Ma (voir Figure 7-9.a). Toutefois, ces sous populations ne sont pas rattachées à leur positions texturales, vu que la quasi-totalité des points correspondent à des cœurs de texture complexe. De même, la concentration en Pb est surtout élevée pour les points à proximité de la Concordia (Figure 7-9.b), et n'est donc pas corrélée à l'âge inféré par chaque analyse. L'hypothèse que la jeune population d'âge soit issue d'une perte en Pb commun peut donc être écartée.

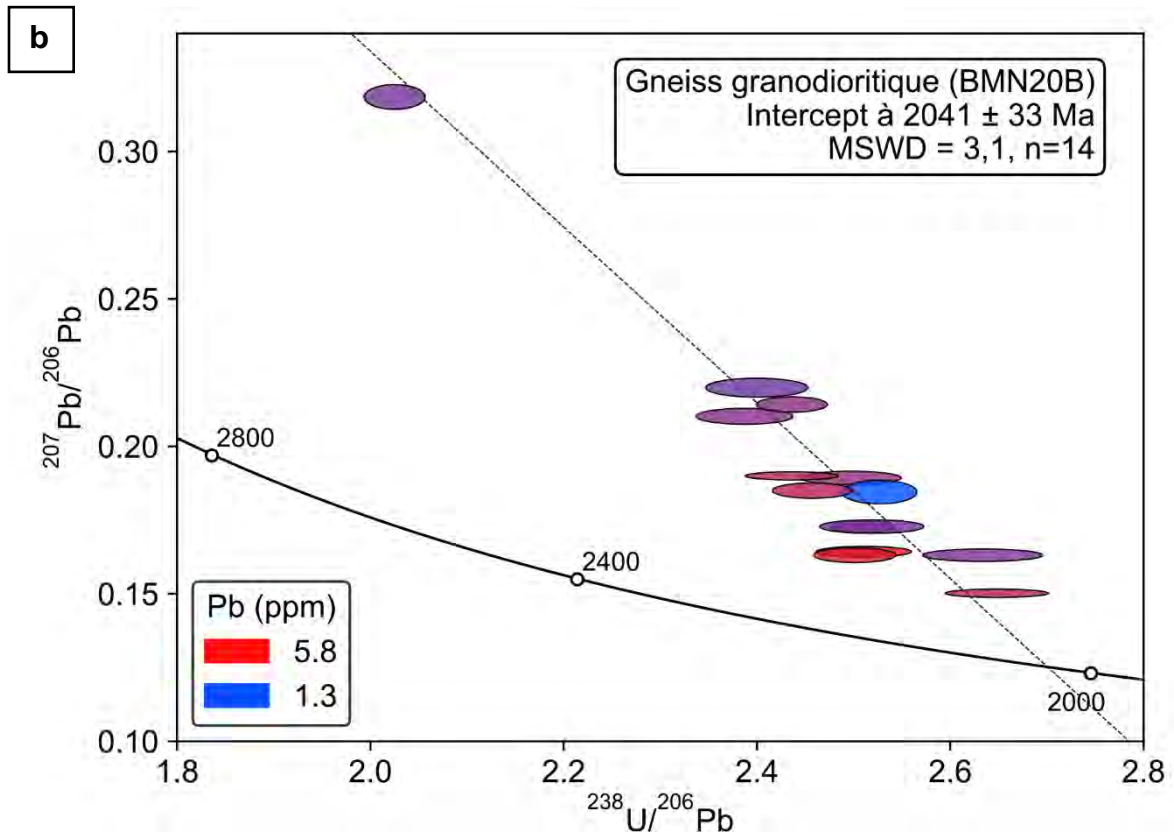
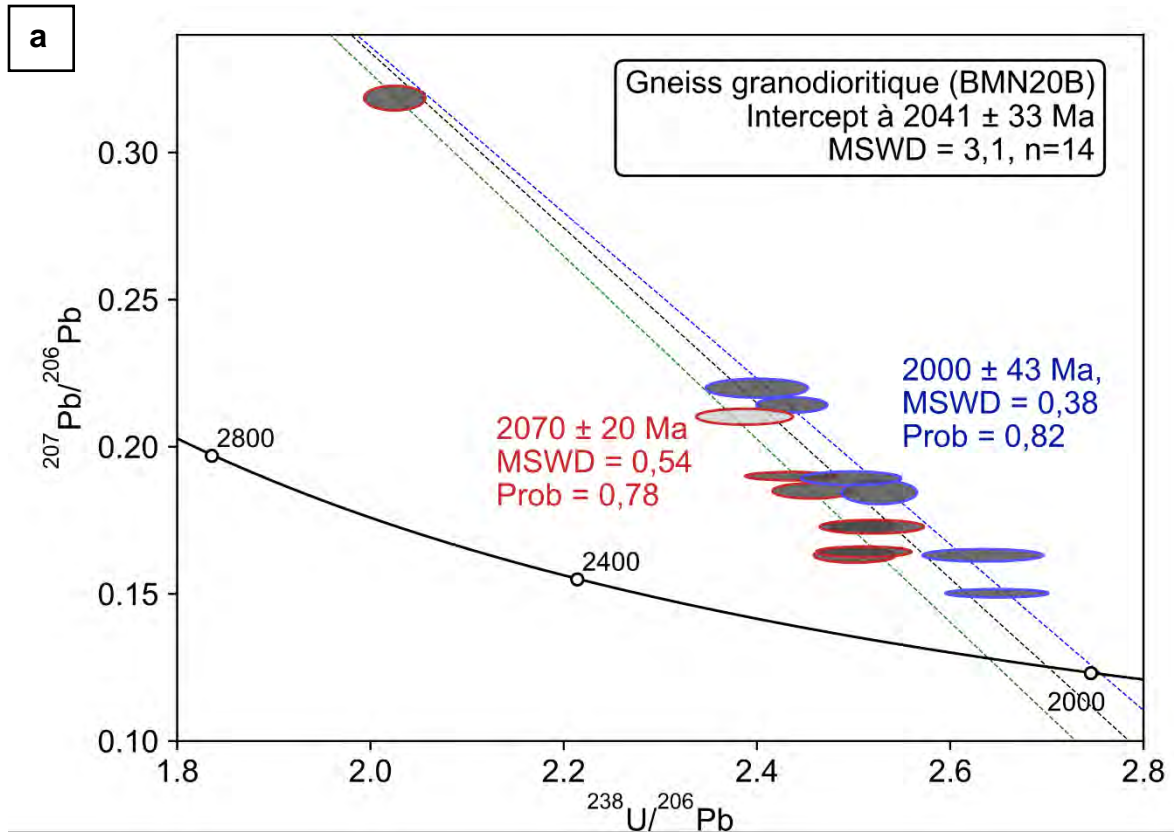


Figure 7-9. Diagramme Tera-Wasserburg pour l'apatite du gneiss granodioritique (BMN20B). (a) Discrimination des points analysés en deux populations ayant un MSWD < 1 (représentées en contours bleus et rouges). La nuance la plus claire correspond à une analyse sur une zone de transition cœur-bordure, les autres points correspondent aux cœurs des cristaux. (b) Représentation graduée de la concentration en Pb dans les points analysés.

7.3.3. Pegmatite de type apatite-zircon (échantillon BMN20)

7.3.3.1. Etude texturale

L'apatite dans les pegmatites de type apatite-zircon se présente sous forme de cristaux automorphe à sub-automorphe, de forme allongée ou compacte, avec une taille pouvant atteindre 2 mm. La cathodoluminescence révèle une structure interne particulièrement homogène, contrairement aux apatites observées dans les autres roches (Figure 7-10). Dans certains cristaux, la texture interne laisse percevoir des tâches nuancées sous forme d'amas de zones assombries de formes circulaires (Figure 7-10, cristaux des points 3,40, 22 à 28).

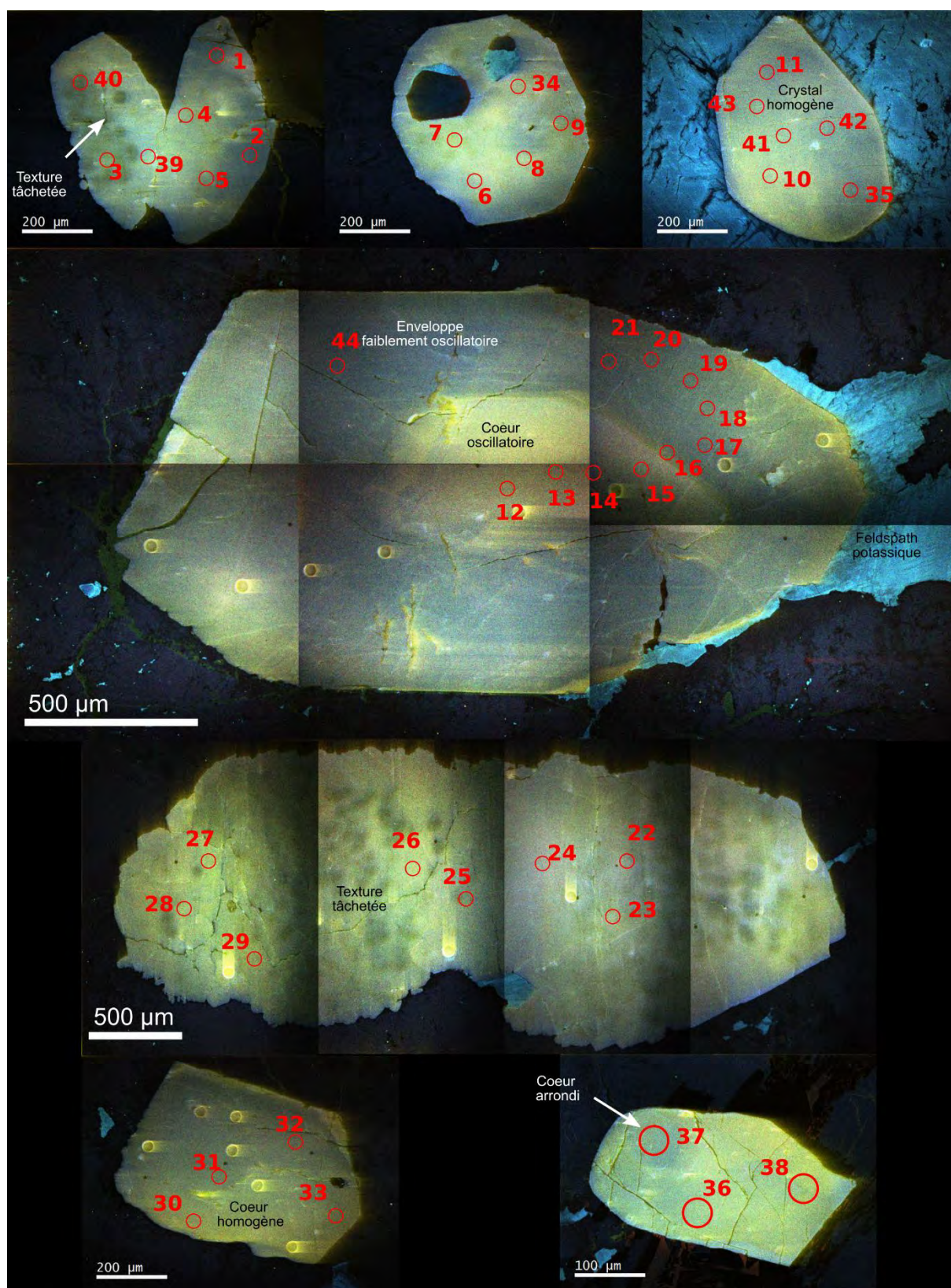
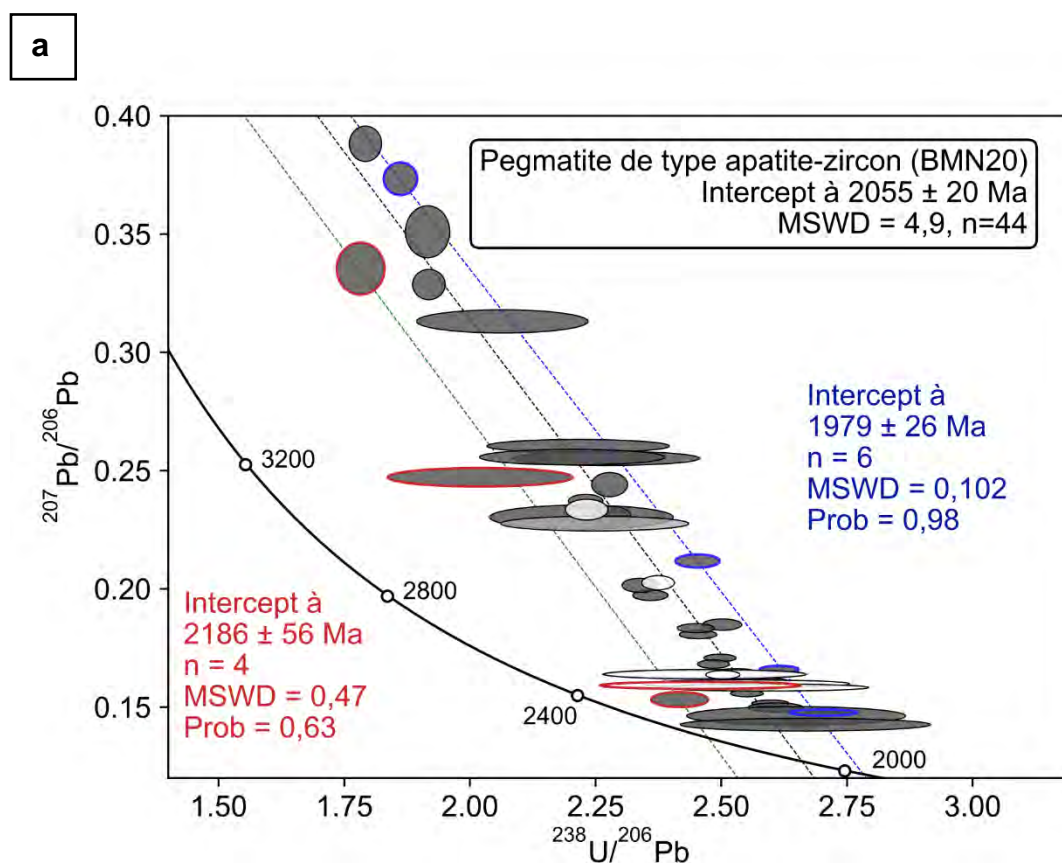


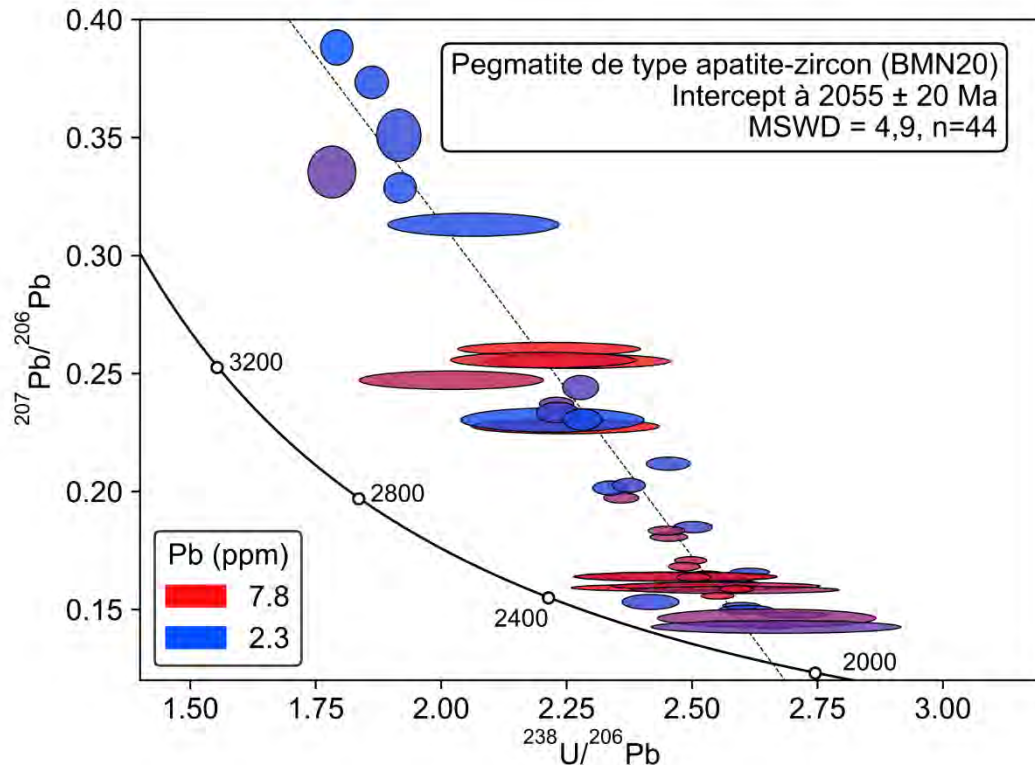
Figure 7-10. Photographies à la cathodoluminescence des cristaux d'apatite analysés pour la datation de la pegmatite de type apatite-zircon (BMN20)

7.3.3.2. Age

L'isochrone inverse dans le diagramme de Tera-Wasserburg sans correction du Plomb initial donne un âge U-Pb sur apatite de 2055 ± 20 Ma, avec un MSWD à 4,9 (Figure 7-11.a). Cette valeur élevée du MSWD est illustrée par la dispersion des rapports isotopiques $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Annexe F), que l'on peut encadrer par deux isochrones apparentes à 2186 ± 56 Ma et 1979 ± 26 Ma (Figure 7-11.a). La corrélation des âges jeunes avec la concentration en Pb n'est pas établie (Figure 7-11.b), car certains situés dans la partie gauche du diagramme ont des concentrations élevées en Pb, ce qui permet de rejeter l'hypothèse d'une perte en Pb entraînant un rajeunissement des âges. En écartant les points les plus déviants par rapport à la position de l'isochrone, un âge est obtenu à 2079 ± 12 Ma, pour un MSWD de 1,2 (Figure 7-11.c). Les points aboutissant à cet âge sont situés à la fois dans les cœurs et dans les bordures.



b



c

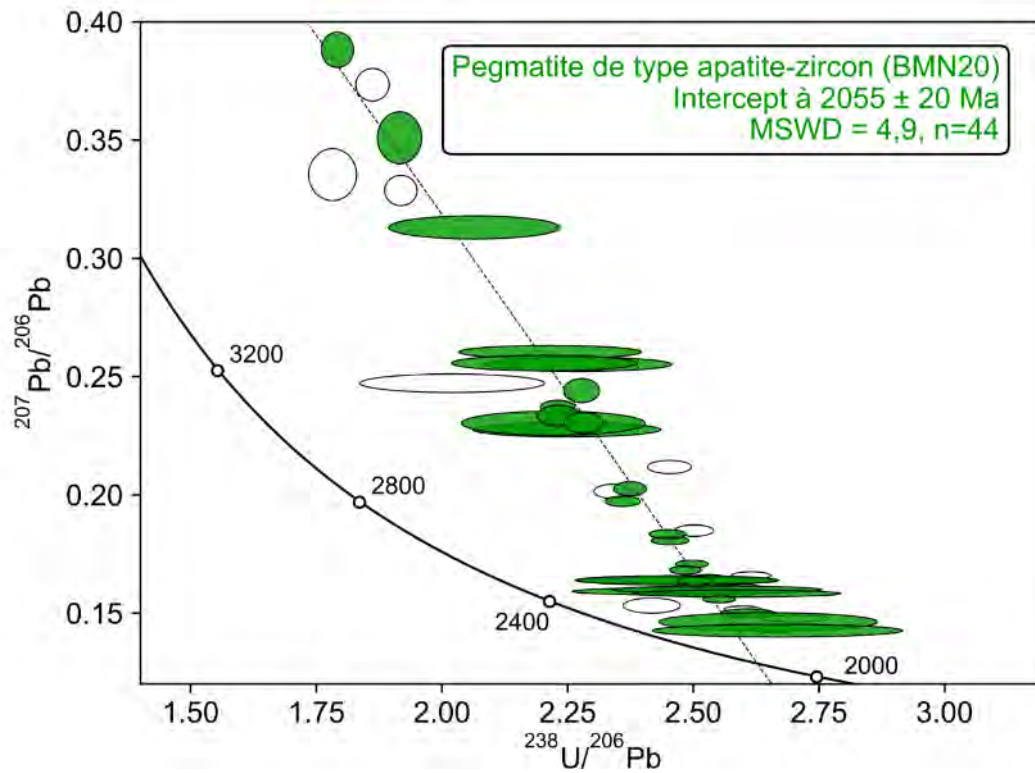


Figure 7-11. Diagramme Tera-Wasserburg U-Pb pour l'apatite de la pegmatite de type apatite-zircon. (a) Discordia de l'ensemble des points, et isochrones décalés aux valeurs extrêmes du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. La position texturale des points analysés (cœur, transition cœur-ordure, et bordure) est représentée par un gradient de couleur entre le noir et le blanc (respectivement gris sombre, gris moyen et gris clair). (b) Représentation graduée de la concentration en Pb dans les points analysés. (c) Discordia des points présélectionnés sur la base de la proximité avec l'isochrone moyenne.

7.3.4. Caractéristiques texturales de l'apatite dans d'autres roches

7.3.4.1. Pegmatite de type titanite-allanite (échantillons BMN43 et BMN28)

L'apatite dans ces échantillons se présente en cristaux automorphe à sub-automorphe, de forme allongée ou compacte. En cathodoluminescence, l'apatite présente une zonation concentrique dans les petits cristaux, mais plutôt homogène dans les cristaux de grande taille (> 200 μm). Ainsi dans l'échantillon BMN43, les petits cristaux d'apatite sont marqués par des cœurs automorphes oscillatoires, et une bordure homogène. Dans les grands cristaux (BMN43, BMN28), la texture paraît homogène. Des textures tachetées circulaires apparaissent dans certains cristaux.

7.3.4.2. Pegmatite de type grenat-colombite (échantillons BMS6, BMN13, BMN131)

L'apatite forme de cristaux automorphe de taille pouvant atteindre 2 mm. Dans l'échantillon BMN13, ces cristaux ont en cathodoluminescence une texture globalement homogène, mais dans certains cristaux, un cœur peut être discerné (Figure 7-12.a). Toutefois, l'analyse géochimique de ces cristaux a montré qu'ils possèdent une signature en éléments traces similaire à l'apatite de pegmatites de type apatite-zircon (Chapitre 6, paragraphe 6.4.3.2). Par ailleurs, ces cristaux considérés comme faisant partie d'enclaves de pegmatite de type

apatite-zircon, sur lesquelles la pegmatite de type grenat-colombite s'est cristallisée en surcroissance, ou en continuité des veines préexistantes (Chapitres 5 et Chapitre 6).

Dans l'apatite de pegmatite BMS6, les zonations internes sont diffuses et peu perceptibles (Figure 7-12.a). L'apatite observée dans l'échantillon BMN131 (jusqu'à 4 mm de longueur), a une forme losangique sub-automorphe. En cathodoluminescence, sa texture est largement homogène (e.g. in Figure 7-12.b). En somme, les zonations sont absentes ou peu perceptibles dans les apatites observées dans les pegmatites de type grenat-colombite.

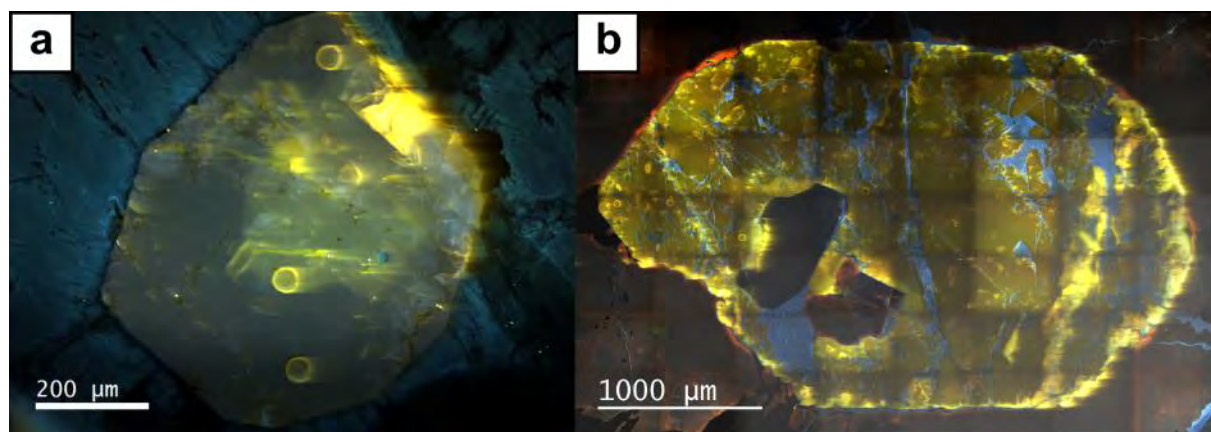


Figure 7-12. Photographie à la cathodoluminescence (MEB) d'apatites dans la pegmatite de type grenat-colombite. (a) Apatite héritée (signature de pegmatite de type apatite-zircon), dans l'échantillon BMN13. (b) Apatite riche en F (voir Chapitre 6), dans échantillon BMN131

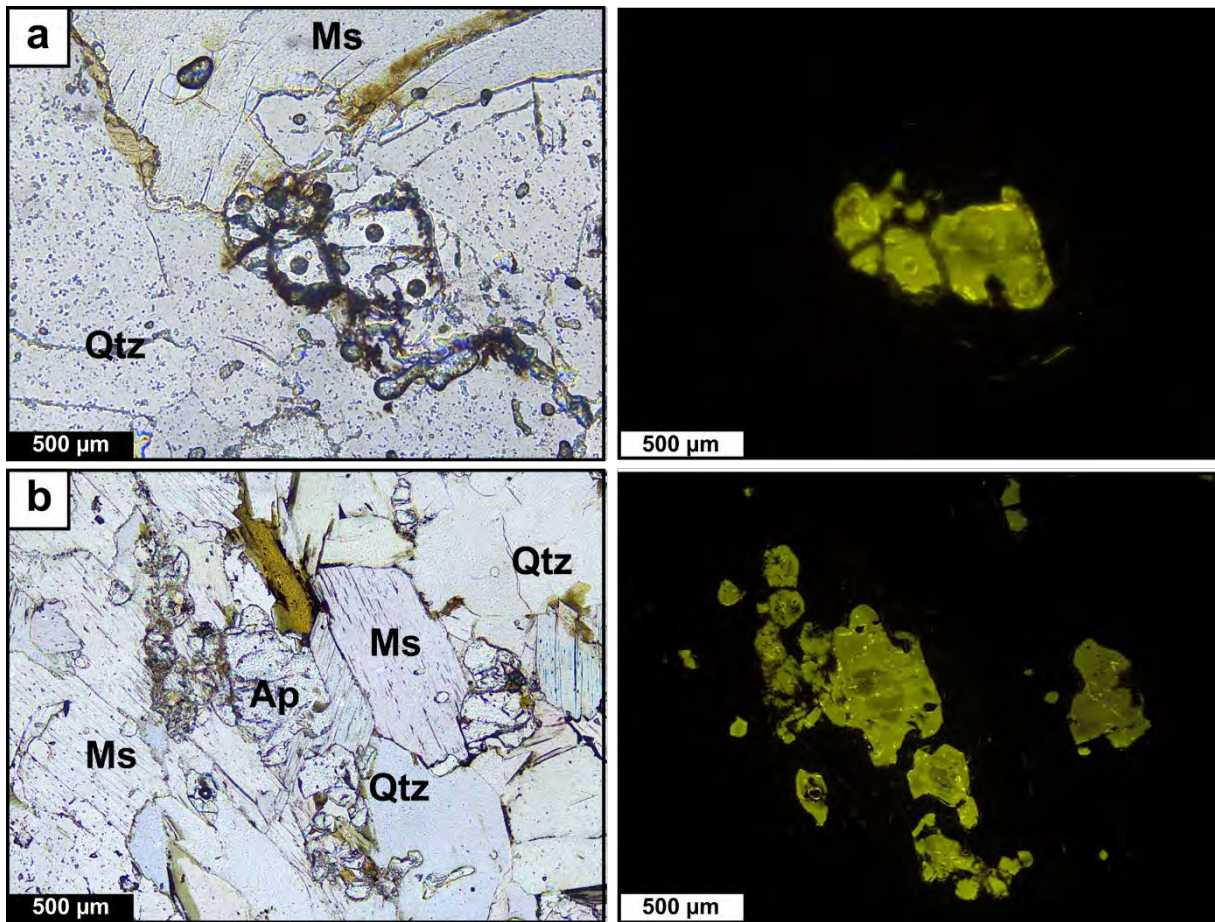


Figure 7-13. Photographies à la microscopie optique, et à la cathodoluminescence de l'apatite dans l'échantillon de contact de la pegmatite de type grenat-colombite avec une enclave de micaschiste (échantillon BMS6). (a) Apatite dans la pegmatite de type grenat-colombite. (b) Apatite zonée dans l'enclave de micaschiste.

7.3.4.3. Enclave de micaschiste dans une pegmatite de type grenat-colombite

Dans cette unité, l'apatite se présente sous forme de cristaux xénomorphes, grumeleux, aux contours arrondis, de taille pouvant atteindre 1 mm, avec de multiples enclaves des minéraux hôtes (Figure 7-12.b). Ils sont majoritairement en inclusions ou en remplacement dans la muscovite et la biotite. En cathodoluminescence, ils présentent des cœurs à contours automorphes, homogène à oscillatoires, et une couche externe essentiellement homogène.

7.3.5. Origine de l'apatite

L'apatite est un minéral ubiquiste qui peut se former en contexte sédimentaire (e.g. Morton et Hallsworth, 1999 ; Garzanti, 2017), métamorphique (Spear et Pyle, 2002 ; Henrichs et al., 2018) ou magmatique (Watson et Capobianco, 1981 ; Piccoli et Candela, 2002). Sur la base d'argument pétrographique, nous avons investigué la nature de l'apatite dans les différentes roches du district de Mangodara où celle-ci a été identifiée.

L'apatite présente dans l'enclave de micaschiste au sein de la pegmatite de type grenat-colombite possède un aspect xénomorphe, de taille inférieure à 1 mm, qui laisse supposer une relation métamorphique avec la muscovite, et peut alors être considérée comme porphyroblastique (Figure 7-12.b). Des zonations concentriques sont observées à la cathodoluminescence dans ces apatites, spécificité souvent décrite dans les apatites métamorphiques (Smith et Yardley, 1999 ; Yang et Rivers, 2002). Ces apatites sont enrichies en LREE et HREE comparativement aux apatites de pegmatite et ne sont pas affectées par un fractionnement en HREE qui pourrait être induit par la présence d'autres minéraux en compétition (voir Chapitre 6). Les données expérimentales montrent que la signature en REE de l'apatite est conservée jusqu'à une température de 670 °C lors d'un évènement thermique prolongé (50 000 à plusieurs millions d'années), et jusqu'à 780 °C pour un évènement thermique plus court (Cherniak, 2000). De ce fait, l'apatite de l'enclave de micaschiste a pu conserver sa signature métamorphique riche en REE, et n'a potentiellement pas été influencée par la mise en place de la pegmatite de type grenat-colombite.

L'apatite dans le gneiss granodioritique est communément associée avec les niveaux lépidoblastiques à biotite. En concordance avec le modèle de diatexite, la texture granolépidoblastique du gneiss granodioritique est supposée être acquise après la cristallisation magmatique (Chapitre 5), sous l'effet de contraintes régionales. La position de l'apatite

parallèlement à la schistosité marquée par l'orientation préférentielle de la biotite suggère que la nucléation de la biotite a pu se produire sur l'ossature des cristaux d'apatite (Figure 7-8.a et b), ou alternativement par la circulation d'un liquide silicaté dans les niveaux micacés. L'apatite est aussi observée dans les reliques d'allanite (Figure 7-8.c et d) et pourrait alors provenir d'une la déstabilisation de l'allanite pendant ou après la cristallisation du gneiss granodioritique. La zonation interne automorphe en cathodoluminescence est favorable à une origine syn-magmatique de l'apatite. De ce fait, l'apatite du gneiss métamorphique peut être interprétée comme une phase magmatique précoce dans la séquence de cristallisation de la diatexite granodioritique.

Dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique, l'apatite est également alignée dans la schistosité marquée par la biotite. La présence de l'apatite en inclusions dans d'autres minéraux (biotite, plagioclase, magnétite), ainsi que sa structure automorphe à sub-automorphe impliquent une origine magmatique. Cependant, une partie au moins des grains de plagioclase du gneiss tonalitique-trondhjémitique pourrait constituer des résidus de fusion partielle extraits de la source (voir Chapitre 5). Vu que l'apatite ne possède pas de caractéristique en faveur d'une origine métamorphique (porphyroblastes, ou pseudomorphe, ou remplacement), elle pourrait constituer un produit de fusion partielle de la source, ou encore une phase magmatique précoce dans la séquence de cristallisation du gneiss tonalitique-trondhjémitique.

Dans les pegmatites de type titanite-allanite, apatite-zircon et grenat-colombite, l'apatite peut être interprétée comme magmatique au regard de son aspect automorphe à sub-automorphe, de la nucléation en cristaux de grande taille (pluri-millimétrique), mais aussi du fractionnement géochimique des REE et éléments induits par la compétition avec les autres minéraux accessoires magmatiques (zircon, grenat, cf. Chapitre 6).

7.4. Interprétation des âges U-Pb et de la dynamique régionale de refroidissement

Après avoir établi la signification des âges U-Pb obtenu sur zircon et apatite, nous tenterons de reconstituer la dynamique de refroidissement régional dans le district de Mangodara. Par la suite, nous évoquerons les implications sur la genèse des pegmatites en rapport avec la chronologie de la fusion partielle et du refroidissement régional.

7.4.1. Signification des âges U-Pb du zircon et de l'apatite

Le zircon, dont la température de fermeture du plomb est supérieure à 900 °C (Heaman et al., 1990 ; Dahl, 1997 ; Cherniak et Watson, 2001) est généralement utilisé comme un indicateur de cristallisation dans les roches magmatiques. Il peut également être un indicateur de la fusion partielle, de la variation de composition d'un liquide anatectique (Hoskin et Schaltegger, 2003 ; Kelsey et al., 2008 ; Kelsey et Powell, 2011 ; Yakymchuk et Brown, 2014 ; Rubatto, 2017) mais aussi d'un phénomène hydrothermal (e.g. Geisler et al., 2003, 2003 ; Hoskin, 2005 ; Zhong et al., 2018). La température de fermeture du système isotopique du Pb dans l'apatite est comprise entre 550 °C et 350 °C (Watson et al., 1985 ; Cherniak et al., 1991 ; Chew et al., 2011 ; Cochrane et al., 2014). La datation U-Pb sur apatite sert de thermochronomètre du refroidissement si elle est incluse dans une roche ayant cristallisé à plus haute température. D'autre part, elle peut aussi enregistrer un événement de circulation de fluide aqueux (Lee, 1995 ; Villa, 1998) ou de réchauffement ayant réactivé la diffusion du plomb (Cherniak et al., 1991, 2004 ; Cochrane et al., 2014).

Les âges U-Pb sur zircon et apatite obtenus dans cette étude s'étalent entre 2103 Ma, et de 2008 Ma (erreurs de précision comprises), intervalle couvrant la phase tardi-orogénique à post-orogénique de l'accrétion-collision éburnéenne (Figure 7-15). L'âge de cristallisation de

la pegmatite de type titanite-allanite est contraint par la méthode U-Pb sur zircon à 2094 ± 9 Ma. Cet âge est obtenu à partir des cœurs surcroissances internes magmatiques dans les zircons de la pegmatite. Il est concordant avec la phase de forte intensité magmatique ME2 qui se produit autour de 2100 Ma (Hirdes et al., 1996 ; Baratoux et al., 2011).

Les âges U-Pb sur apatite enregistrent la date refroidissement de leurs roches hôtes, à une température comprise entre 550 °C et 350 °C (Watson et al., 1985 ; Cherniak et al., 1991 ; Chew et al., 2011 ; Cochrane et al., 2014).

Les âges obtenus dans l'apatite des gneiss granodioritique, tonalitique-trondhjémitique et dans la pegmatite de type apatite-zircon indiquent un refroidissement, sur une large période entre 2116 et 2007 Ma (erreurs de précision comprises). Dans le gneiss granodioritique, deux sous-populations d'âges sont mises en évidence lorsqu'on se fonde sur l'hypothèse d'une valeur $MSWD < 1$. Ces âges n'ont pu être attribués ni à des caractères texturaux, ni à une perte en plomb. Ils peuvent alors résulter soit de l'enregistrement progressif d'un long événement (refroidissement lent, particulièrement entre 2070 Ma et 2000 Ma), ou alors une histoire complexe avec des épisodes distincts sur cette période. En effet, une hypothèse tangible est que les fluides extraits de la cristallisation des pegmatites ont percolé dans les roches encaissantes, et entraîné des surcroissances, expliquant la forte correspondance entre les âges de l'apatite dans le gneiss granodioritique et dans la pegmatite de type apatite-zircon. Toutefois, les analyses situées en bordures des apatites ne montrent pas de différence d'âge avec les cœurs de cristaux d'apatite.

L'âge de refroidissement de l'apatite dans le gneiss granodioritique (2041 ± 33 Ma) est statistiquement significativement plus jeune que celui de l'apatite dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique (2094 ± 21 Ma du cœur du dôme). Cette différence de dates n'est pas cohérente avec un refroidissement progressif du haut vers le bas. En effet, le gneiss granodioritique, qui

se situe à un niveau supérieur par rapport au gneiss tonalitique devrait refroidir avant celui-ci, et donc enregistrer un âge plus ancien. En effet, les âges de refroidissement et/ou d'exhumation du cœur des dômes sont généralement plus jeunes que ceux des bordures (Vanderhaeghe et al., 2003 ; Seward et al., 2009 ; Schneider et al., 2015 ; Bertrand et al., 2017), et ce malgré des taux de refroidissement plus élevés au cœur que dans les bordures (Schneider et al., 2015 ; Bertrand et al., 2017). Toutefois, les marges élevées de précision de ces âges (2041 ± 33 Ma et 2094 ± 21 Ma) nous permettent de les considérer comme équivalents, et supposer que le refroidissement des deux gneiss se produit simultanément à une même période autour de 2070 Ma.

7.4.2. Vitesses de refroidissement et âges de refroidissement de l'apatite

7.4.2.1. Températures de cristallisation des gneiss tonalitique-trondhjémitique et granodioritique

Les assemblages métamorphiques observés dans les lambeaux de paragneiss du district de Mangodara (sillimanite-grenat/staurotide) correspondent à un contexte métamorphique de stabilité de la sillimanite ($T > 550$ °C) et de stabilité du grenat ou de la staurotide (conditions sub-solidus , 600 °C $< T < 700$ °C). Le calcul d'une pseudo-section d'un échantillon de paragneiss a montré des conditions sub-solidus (620 °C $< T < 680$ °C), pour une pression entre 5 kbar et 7 kbar, à proximité de la réaction de transformation grenat = staurotide. Cependant la formation des degrés de fusion partielle plus élevés nécessite des températures largement supérieures à celle de la fusion partielle des métapélites (e.g. dans Brown, 1994 ; Patiño Douce et Harris, 1998 ; Milord et al., 2001 ; White et al., 2003, 2005 ; Diener et al., 2014). Selon la modélisation thermodynamique effectuée sur le même échantillon BMS114B en système fermé, une fusion partielle jusqu'à 10 vol% de liquide requiert une température de 800 °C,

tandis qu'une fusion jusqu'à 30 vol% de liquide est atteinte pour une température de 860 °C (voir aussi Chapitre 5). Le gneiss tonalitique-trondhjémitique a été interprété comme un corps riche en plagioclase, intrusif dans le gneiss granodioritique, provenant de zones plus profondes de la croûte. Conformément avec une augmentation graduelle de la température avec la profondeur, la température dans le gneiss granodioritique est supérieure ou égale à celle du gneiss granodioritique au moment de sa mise en place, attribuée à la formation du dôme.

La température de saturation du zircon est un paramètre fréquemment utilisé comme thermomètre des conditions de cristallisation d'un magma, qui évolue de manière dynamique au cours de la cristallisation fractionnée (Watson et Harrison, 1983 ; Boehnke et al., 2013 ; Siégel et al., 2018). Dans les magmas felsiques, la température de saturation du zircon croît avec la teneur en silice. Elle supplante la température du magma (évaluée avec les thermomètres de Fe-Ti-oxydes, Ti dans le quartz, plagioclase-hornblende, deux pyroxènes) pour des teneurs en SiO₂ supérieure à 60-75 wt%. (Siégel et al., 2018). Nous avons estimé cette valeur pour les gneiss granodioritiques et tonalitique-trondhjémitiques, avec pour hypothèse qu'ils peuvent être assimilés à des magmas felsiques silicatés (élément Zr en équilibre avec la roche totale). Les formules établies par Watson et Harrison, (1983), et revue par Boehnke et al., (2013) établissent la température de saturation en Zr à partir de la concentration en Zr et du paramètre $M = (Na + K + Ca)/(Al+Si)$, (Tab. 9). Les valeurs obtenues indiquent une température maximale de saturation du zircon autour de 750 °C. Cela suggère que des conditions supérieures à 750 °C ont été atteintes durant la formation des gneiss granodioritique et tonalitique-trondhjémitique. Néanmoins, la possible présence d'antécristaux de zircon ayant cristallisé pendant le métamorphisme prograde et l'anatexie peut entraîner une surestimation de la température de saturation en zircon de l'assemblage géochimique total (Siégel et al., 2018).

En somme, l'hypothèse de la nature diatexitique du gneiss granodioritique nécessite des températures de fusion partielle largement supérieures à 800 °C pour atteindre une fraction élevée de liquide anatectique. Les compositions chimiques des gneiss suggèrent une température de saturation des zircons se produit en 750 °C et 660 °C, et confirment que les assemblages granodioritiques et tonalitiques-trondhjémiques se sont formés dans des conditions de température supérieures à 750 °C.

Tableau 9. Température de saturation du Zr dans les gneiss tonalitique-trondhjémique et granodioritique.

	Gneiss granodioritique				Gneiss tonalitique-trondhjémique			
	BMN7	BMN24	BB15	Moyenne	BMS34	BMN42	BMN11	Moyenne
Zr (ppm)	117	107	191		107	105	78	
M	1,81	1,58	2,07		1,59	1,68	1,52	
T (°C, Watson et Harrison, 1983)	731	740	753	741	739	731	719	730
T (°C, Boehnke et al., 2013)	665	681	682	676	680	668	659	669

7.4.2.2. Températures de fermeture des systèmes isotopiques

La température de fermeture du système isotopique du Pb dans l'apatite peut être formalisée comme une fonction dépendante de la taille de grain et de la vitesse de refroidissement (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991). Les équations établies par Dodson (1973), et les paramètres de diffusion définis par Cherniak et al. (1991), montrent que la température de fermeture augmente avec la taille de grain, ainsi qu'avec la vitesse de refroidissement (Tab. 10). Une variation de la taille des cristaux en fonction d'une lithologie peut donc induire un déphasage du passage à la température de fermeture entre ces lithologies (Schoene et Bowring, 2007). Dans la pegmatite de type apatite-zircon où les grains d'apatite

atteignent une taille de 2mm, la fermeture du système isotopique du plomb devrait donc intervenir plus précocement que dans les gneiss où la taille des grains d'apatite est majoritairement inférieure à 400 μm (Tab. 11, Figure 7-14). Il en ressort que pour une vitesse de refroidissement inférieure à 15 $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, la température de fermeture est comprise entre 440 $^{\circ}\text{C}$ et 520 $^{\circ}\text{C}$ pour les gneiss (Figure 7-14). Pour la pegmatite de type apatite-zircon dont les grains sont de plus grande taille, la température de fermeture est plus élevée, entre 500 et 580 $^{\circ}\text{C}$.

Tableau 10. Température de fermeture du Pb dans l'apatite en fonction de la vitesse de refroidissement, et du rayon des grains d'apatites (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991). La forme des cristaux supposée sphérique.

Vitesse de refroidissement ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$)	Rayon effectif de grain (μm)					
	100	150	200	300	500	750
1	447	471	487	487	508	525
2	459	484	501	501	523	540
4	466	492	510	510	531	550
5	472	498	516	516	538	556
10	475	504	520	520	543	562
15	489	517	536	536	559	578
20	498	527	545	545	568	588

Paramètres de calcul: Energie d'activation = 231,5 KJ/mol, facteur de fréquence (D_0) = $2,10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$

Tableau 11. Température de fermeture de différentes lithologies en fonction de la taille moyenne de cristal d'apatite, et de la vitesse de refroidissement (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991).

Lithologie	Diamètre moyen de cristal d'apatite (mm)	Vitesse de refroidissement (°C/Ma)							
		1	2	3	4	5	10	15	
Gneiss granodioritique (BMN20B)	200 µm	447	459	466	472	475	489	503	
Gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11)	300 µm	461	473	481	488	491	505	515	
Pegmatite de type apatite-zircon (BMN20B)	1000 µm	508	523	531	538	543	559	575	

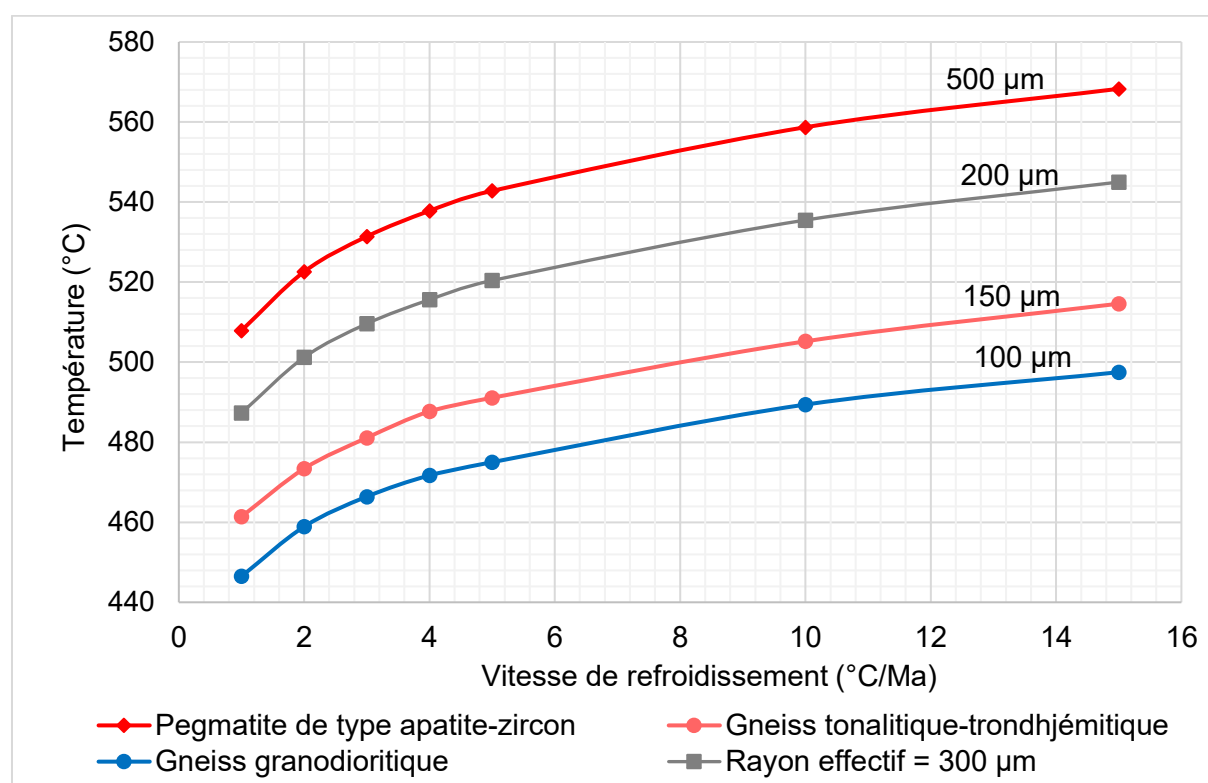


Figure 7-14. Température de fermeture du système isotopique du Pb dans l'apatite du gneiss granodioritique (rayon effectif = 100 µm), du gneiss tonalitique-trondhjémitique (rayon effectif = 150 µm) et de la pegmatite de type apatite-zircon. Le rayon effectif désigne le rayon moyen du cristal d'apatite, de forme supposée sphérique (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991).

7.4.2.3. Vitesse de refroidissement des gneiss tonalitique-trondhjémitique et granodioritique

La présence de lambeaux de roches métasédimentaires birimiennes dans les gneiss granodioritique-tonalitique-trondhjémitique de Mangodara implique que ces gneiss sont postérieurs au volcanisme birimien (2200-2160 Ma selon Baratoux et al., 2011), ce qui permet de fixer un âge maximum de cristallisation des gneiss à 2200 Ma. L'âge de cristallisation de la pegmatite de type titanite-allanite (2094 ± 9 Ma) constitue un âge minimum ou quasi-synchrone de formation du gneiss tonalitique dans lequel il est intrusif. La formation des gneiss est donc contrainte entre 2200 Ma et 2090 Ma. En émettant une hypothèse extrême d'un refroidissement lent, avec cristallisation à 2200 Ma et température initiale à 750 °C (choix arbitraire défini à partir de la température de saturation du zircon), la vitesse moyenne de refroidissement est de 2,3 °C/Ma pour un passage à 462 °C à 2074 Ma (apatite de diamètre moyen de 200 µm, Figure 7-14 et Tab. 11). En considérant un âge de cristallisation à 2150 Ma (ME1) et une température initiale de 750 °C, la vitesse moyenne de refroidissement est estimée à 3,7°C/Ma, avec passage à moins de 466 °C autour de 2074 Ma.

7.4.3. Evolution post-anatectique et mise en place des pegmatites

7.4.3.1. Refroidissement régional

Les âges U-Pb sur apatite peuvent être corrélés avec un refroidissement régional à température $T < 500$ °C, qui se produit entre 2100 Ma et 2060 Ma. Ces âges sont jeunes comparativement aux âges U-Pb sur zircon et titanite, observés dans les gneiss et granitoïdes du district voisin de Téhini (deux pics d'âge de cristallisation à 2150-2130 Ma et 2100 Ma, Figure 7-15). Ce refroidissement régional tardif d'unités supposées être formées pendant les événements D1-D2 (ME1-ME2) implique que les unités du district de Mangodara ont été

maintenus à une température supérieure à 500 °C jusqu'à 2100 Ma. Les âges sur zircon pourraient donc refléter des micro-événements (réaction de fusion partielle, ségrégation de liquide, intrusion magmatique) se produisant durant un événement thermique prolongé (Yakymchuk et Brown, 2014).

Les études de conditions thermo-barométriques réalisées sur l'étendue du CAO montrent une similitude des trajets P-T de métamorphisme MP-HT (Ganne et al., 2014 ; Block et al., 2016b ; Grenholm et al., 2019a). Cette tendance se manifeste par un trajet de sens horaire dans le diagramme P-T, avec un gradient compris entre 20 °C/km et 50 °C/km (Figure 7-16). Le contexte de haute température observé à Mangodara disqualifie l'existence d'un trajet HP-BT caractéristique du métamorphisme de faciès schiste bleu dans cette zone d'étude. Un métamorphisme prograde a pu atteindre les conditions de haute pression dans le domaine de stabilité du disthène, comme suggéré par la présence de disthène dans les certaines de roches vertes à l'ouest du district de Mangodara (Ilboudo et al., 2017). Le baromètre Al-dans-l'hornblende a indiqué des conditions de cristallisation des gneiss granodioritique et tonalitique-trondhjémitique entre 4 kbar et 6,6 kbar (Chapitre 5). De même, la présence d'épidote magmatique suggère des conditions de cristallisation supérieure à 5 kbar (Schmidt et Thompson, 1996 ; Schmidt et Poli, 2004). L'absence de d'andalousite ou de cordiérite dans les paragneiss, minéraux stables à moyenne et basse pression (e.g., Patiño Douce et Johnston, 1991 ; White et al., 2003, 2007 ; Zeh et Holness, 2003 ; Spicer et al., 2004 ; Wei et al., 2004 ; Diener et al., 2008) montre que leurs assemblages métamorphiques n'ont pas enregistré le trajet rétrograde d'exhumation. Mais par similarité avec les observations effectuées dans les autres ceintures de roches vertes, il peut être supposé le trajet rétrograde dans le district de Mangodara s'effectue avec une décompression (Ganne et al., 2014 ; Grenholm et al., 2019a), de faible gradient (< 30 °/km) et impliquant un passage à moins de 500 °C pour une pression inférieure à 4 kbar (Figure 7-16).

Le timing de refroidissement indiqué par l'apatite est cohérent avec les âges de refroidissement Ar-Ar sur biotite, muscovite et amphibole obtenus dans plusieurs secteurs du Craton Ouest Africain selon la compilation de Grenholm et al., (2019). Ces âges correspondent au passage à moins de 300 °C des roches hôtes de minéraux analysés (Purdy et Jager, 1976 ; Harrison et al., 1985, 2009 ; Jenkin, 1997 ; McDougall et al., 1999 ; Warren et al., 2012). Dans le domaine Baoulé-Mossi, les âges Ar-Ar sur biotite, muscovite et amphibole de métavolcanites birimiennes ou de granitoïdes sont majoritairement répartis entre 2050 et 1950 Ma. Ils sont interprétés comme des indicateurs le refroidissement régional à la fin de l'orogénèse éburnéenne (Onstott et al., 1984 ; Onstott et Dorbor, 1987 ; Lüdtke et al., 1998b ; Pigois et al., 2003 ; Feybesse et al., 2006 ; Gueye et al., 2007 ; Tapsoba et al., 2013b ; White et al., 2014 ; Augustin et al., 2017).

La vitesse de refroidissement des gneiss granodioritique-tonalitique-trondhjémitique peut être estimée à près de 4 °C/Ma pour un pic de température à 2150 Ma. Cette vitesse est sensiblement comparable aux vitesses moyennes de refroidissement des granitoïdes de la ceinture de Goren-Pissila, à 6,5 °C/Ma (Tapsoba et al., 2013b), mais est largement inférieure à celle estimée dans les métavolcanites de la ceinture d'Ashanti (Ghana) à 17 °C/Ma (White et al., 2014). Les refroidissements lents sont fréquemment observés dans les orogènes dit « chauds », de vitesse de refroidissement généralement < 5 °C/Ma (Kirby et al., 2002 ; Rivers, 2008 ; Petitgirard et al., 2009 ; Fossen et al., 2017). Ils impliquent une production interne de chaleur (par radioactivité ou succession de pulses d'intrusions magmatiques), ou des faibles vitesses d'exhumation qui maintiennent le refroidissement isobarique lent (Dunlap, 2000 ; Petitgirard et al., 2009).

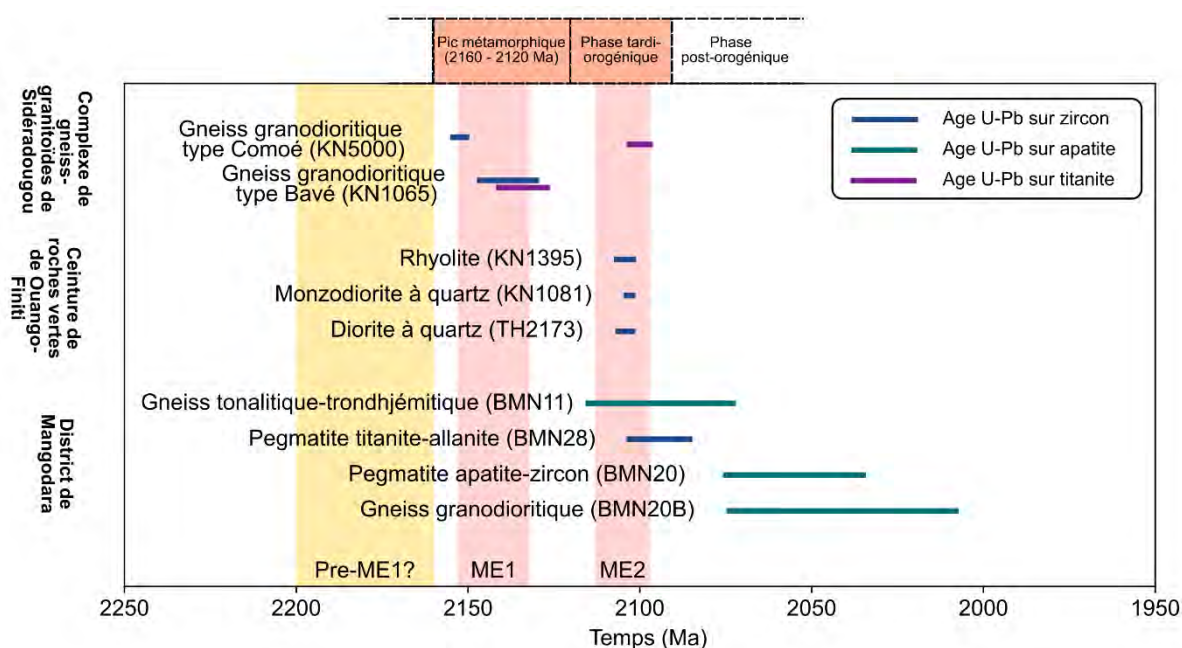


Figure 7-15. Diagramme chronologique des âges U-Pb sur zircon, titanite et apatite de granitoïdes dans le district de Téhini (au Sud Est du district de Mangodara, d'après Hirdes et al., 1996), et du district de Mangodara (cette étude). Les roches analysées dans le district de Téhini sont situées dans la continuité du domaine de gneiss-granitoïdes de Sidéradougou, et dans la ceinture de roches vertes de Ouango-Fitini (continuité de la ceinture de roches vertes de Houndé).

7.4.3.2. Contexte de mise en place des pegmatites

Le trajet d'évolution P-T entre la cristallisation des gneiss et le passage à moins de 500 °C traduit donc un trajet rétrograde d'exhumation, avec une phase de refroidissement à moins de 500°C enregistrée entre 2100 et 2050 Ma. Le pic de métamorphisme entre 2160 et 2120 Ma (Block et al., 2016a ; Grenholm et al., 2019a), précède la formation des pegmatites qui cristallisent plutôt durant la phase tardi-orogénique. L'âge de cristallisation de la pegmatite de type titanite-allanite (2094 ± 9 Ma) concordant avec celui du refroidissement dans le cœur du dôme (2094 ± 21 Ma) suggère un refroidissement rapide du cœur du dôme après la cristallisation et la ségrégation, ou une mise en place des pegmatites contemporaine à ce

refroidissement. De même, l'âge U-Pb sur apatite de la pegmatite de type apatite-zircon est concordant avec l'âge de refroidissement du gneiss granodioritique, suggérant un refroidissement plus lent dans les bordures du dôme (jusqu'à 2050 Ma). Les relations structurales de terrain suggèrent une mise en place quasi-synchrone des pegmatites de type titanite-allanite, apatite-zircon et grenat-colombite (Chapitres 5 et 6).

La ségrégation des liquides au sein des gneiss formant les pegmatites ne peut se produire que 'avant ou pendant le trajet d'exhumation, sous des conditions de température et de pression inférieures à celles de la formation des diatexites, mais supérieures à sensiblement proches de 500 °C (Figure 7-16). Le contexte de la genèse de ces pegmatites ($750\text{ °C} < T < 500\text{ °C}$, $4\text{ kbar} < P < 6,6\text{ kbar}$, domaine de stabilité de la sillimanite) est comparable à celui des pegmatites de classe Muscovite-Element rare, qui se mettent en place en contexte de métamorphisme de moyenne pression, dans le faciès amphibolite ($3\text{-}7\text{ kbar}$, $520\text{ °C}\text{-}650\text{ °C}$), (Černý et Ercit, 2005).

Vu les conditions de température imposées par les âges U-Pb sur apatite ($T \geq 500\text{ °C}$), les modèles de formation des pegmatites par ségrégation des gneiss impliquent des processus de circulation de liquides dans des assemblages partiellement cristallisés (minimum de 8 % de liquide proposé par Vigneresse et al., 1996, et par Vigneresse et Tikoff, 1999), ainsi que des phénomènes de ségrégation sub-solidus granitique ($T < 700\text{ °C}$) dans les gneiss. Ces aspects n'ont pas été abordés dans le cadre de notre étude, et mériteraient d'être développés, en particulier sur l'origine et la circulation de ces fluides en contexte de moyenne température.

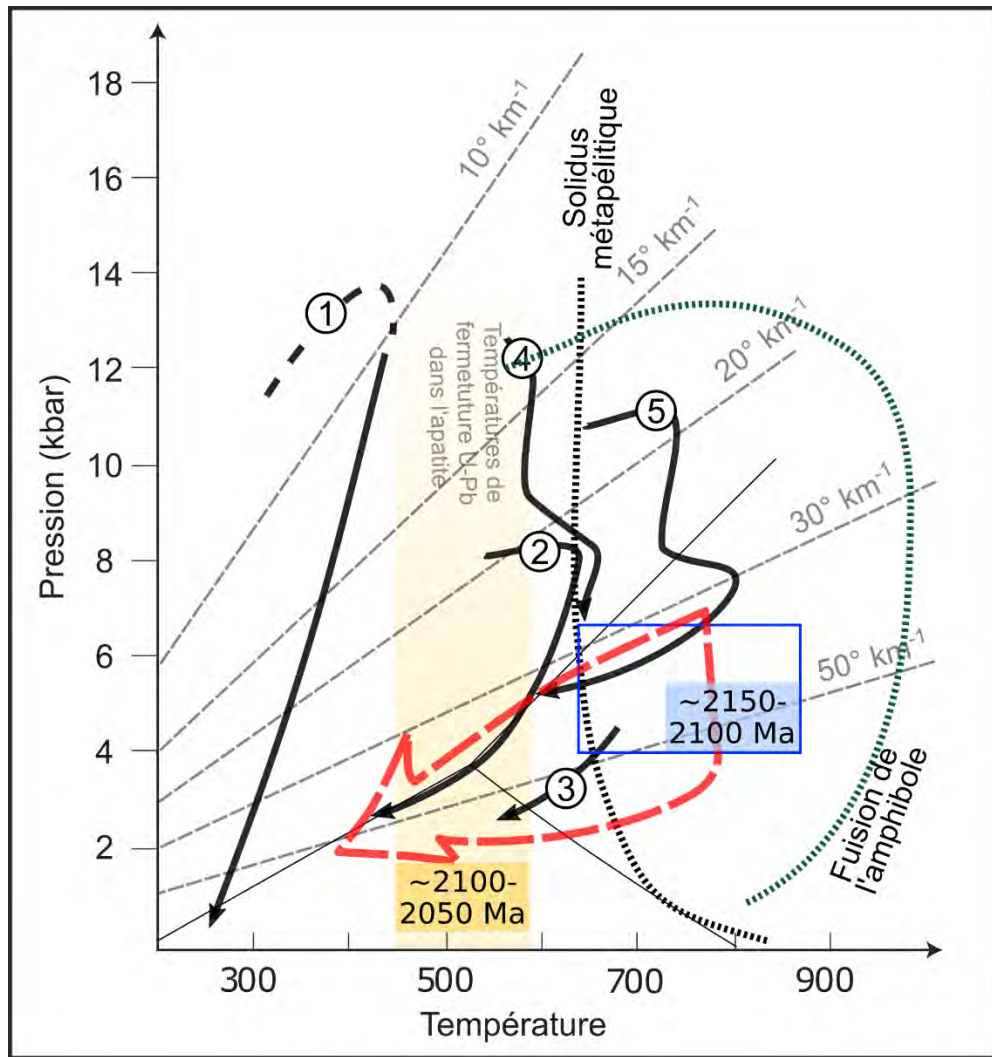


Figure 7-16. Scénario de trajet P-T des gneiss du district de Mangodara. Le rectangle bleu délimite les conditions de cristallisation des gneiss granodioritiques-tonalitiques-trondhjémiques : pressions contraintes par le baromètre Aluminium dans la hornblende (Chapitre 5), et températures définies par les températures de saturation du Zr (paragraphe 7.4.2.1). La flèche au contour discontinu rouge indique le trajet rétrograde régional analogue aux trajets identifiés dans le CAO (Ganne et al. 2012: 1- Fa-34, 2- K451, 3- 215 ; Block et al. 2016: 4-BN47, 5-BN43). La genèse des pegmatites se produit au cours de ce trajet, avant le refroidissement à moins de 500 °C.

7.5. Conclusion partielle

L'âge de cristallisation de la pegmatite de type titanite-allanite a été mesuré à $2094,3 \pm 8,8$ par la méthode U-Pb in situ sur zircon. Cet âge coïncide avec la phase magmatique majeure ME2. Des âges U-Pb in situ sur apatite donnent des âges de refroidissement à 2094 ± 21 dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique, 2041 ± 33 Ma dans le gneiss granodioritique, et 2055 ± 20 Ma dans la pegmatite de type apatite-zircon. Ces âges traduisent le refroidissement régional à moins de $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ qui se produit autour de 2095 Ma dans le cœur du dôme, et autour de 2050 Ma dans la bordure du dôme.

La prise en compte des conditions P-T de formation des paragneiss et des gneiss, et des conditions métamorphiques identifiées ailleurs dans le domaine Baoulé-Mossi suggère un trajet rétrograde horaire d'exhumation, de gradient géothermique faible ($< 30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$). La formation des pegmatites devrait se produire entre le début de l'exhumation et le passage à moins de $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ des unités du district de Mangodara.

En contraignant les températures de fermeture de l'apatite en fonction de la taille de grains dans les roches hôtes, ainsi les âges U-Pb sur apatite, la vitesse régionale moyenne de refroidissement devrait être inférieure à $6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ pour des âges de cristallisation plus vieux que 2120 Ma. La différence de température de fermeture induite par la taille des grains peut aboutir à un déphasage de l'enregistrement du refroidissement si ce dernier est lent. Etant donné la précision obtenue sur les âges U-Pb sur apatite (± 20 à 30 Ma), ces âges sont peu viables pour une chronologie absolue du refroidissement des gneiss et des pegmatites. Néanmoins, ils sont cohérents avec un refroidissement régional qui se produit entre 2090 et 2050 Ma. Des données géochronologiques supplémentaires sur les unités du district de Mangodara permettraient de mieux préciser la chronologie de mise en place et de refroidissement.

PARTIE IV : Discussion-conclusion générale

Chapitre 8. La genèse des pegmatites en contexte de transition anatectique-magmatique

8.1. La genèse des pegmatites dans le district de Mangodara

La pétrogenèse des pegmatites à métaux rares, discutée entre une origine par fusion partielle de métasédiments enrichis ou par différenciation magmatique d'un granite enrichie, a été abordée à travers l'étude des pegmatites de Mangodara. Pour ce faire, l'approche utilisée a combiné à la fois l'étude cartographique de terrain, l'étude pétrographiques des pegmatites et de leur roches encaissantes, l'étude géochimique des roches, plus particulièrement l'étude géochimique de minéraux majeurs (micas, hornblende) et traces (grenat, apatite, zircon), et la géochronologie (U-Pb sur zircon et sur apatite). Les résultats obtenus apportent de nouveaux éclaircissements sur les contextes de formation des pegmatites en lien avec des roches métamorphiques et migmatitiques.

Le district de Mangodara, représentatif des complexes de gneiss-granitoïdes paléoprotérozoïque du Craton Ouest Africain, représente une section de la croûte moyenne à inférieure façonnée par les phénomènes de fusion partielle des unités birimiennes, de ségrégation de liquides anatectiques ou résiduels, ainsi que la cristallisation fractionnée. Le secteur est structuré comme un dôme enveloppé par une diatexite granodioritique à biotite, amphibole, qui contient des lambeaux d'amphibolite et de paragneiss localement migmatitiques. Le cœur du dôme est occupé par un gneiss tonalitique riche en plagioclase, de source probablement plus profonde, et de protolithe dominé par des amphibolites. Deux séries Na-riche et K-riche, englobant respectivement les gneiss tonalitique-trondhjémitique et

granodioritique, proviennent respectivement de la fusion partielle d'amphibolites et de paragneiss. Les assemblages grenat/stauroilite-sillimanite dans les paragneiss sont représentatifs de conditions sub-solidus, mais les compositions du gneiss tonalitique-trondhjémitique et de la diatexite granodioritique impliquent qu'un taux de fusion partielle élevé est atteint avec une température supérieure à 800 °C. Le district de Mangodara comprend des réseaux de pegmatites métalumineuses stériles, et des pegmatites à grenats avec une signature inédite LCT+NYF et NYF.

Les pegmatites métalumineuses (type titanite-allanite et apatite-zircon) sont des pegmatites à biotite issues de la ségrégation en fin de cristallisation de liquides dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique. Les minéraux accessoires de ces pegmatites (allanite-épidote, apatite, titanite, zircon, ilménite) sont les porteurs de métaux rares identifiés dans ces pegmatites, et sont caractéristiques des granitoïdes métalumineux.

Les pegmatites de type grenat-colombite, à signature mixte LCT+NYF, sont issues de la fusion partielle de paragneiss, comme démontré par la continuité de veines de pegmatites avec des leucosomes. Ces pegmatites sont riches en muscovite (à Li), et contiennent également la biotite, l'almandine-spessartine, la tourmaline, l'apatite, le zircon, la monazite, le xénotime, la colombo-tantalite ainsi que des minéraux métamictes à U-Pb-Th-Zr. La géochimie des minéraux accessoires témoigne de l'enrichissement mixte en Nb>Ta, REE, et en HFSE. La mise en évidence de l'englobement de pegmatites apatite-zircon par des pegmatites de type grenat-colombite suggère une interaction entre les magmas peralumineux issus de la fusion partielle avec les magmas métalumineux résiduels provenant des pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon. Les micas, le grenat et les phosphates sont identifiés comme réservoirs de métaux de rares dans le protolithe de métasédimentaire de ces pegmatites.

Les pegmatites de type grenat-REE à signature NYF sont caractérisées par un enrichissement en Ti, Y et REE, remarquable par la présence d'ilménite-pyrophyllite, de minéraux REE-riche métamictes de type euxénite-aeschynite, et à travers la géochimie des grenat almandin-spessartine enrichie en REE. Ces pegmatites proviennent de la ségrégation de liquides dans le gneiss granodioritique. L'absence de phosphate dans celles-ci a conduit à suggérer que le fractionnement des métaux est contrôlé par la présence d'allanite et phosphate dans la source, et par l'entraînement de la hornblende dans la phase liquide ségréguée.

Ainsi, la signature LCT en éléments traces (Ta, Nb, LILE...) vs NYF (Nb, Ti, HREE...) des pegmatites anatectiques peut être imputable à la composition des minéraux porteurs de ces éléments dans le protolithe (micas, amphibole, phosphate, grenat, ...) et leur comportement pendant les processus de ségrégation/fusion partielle, mais aussi à des mélanges de liquides de sources différentes. La cristallisation de la pegmatite de type titanite-allanite est datée à $2094,3 \pm 8,8$ Ma par la méthode U-Pb in-situ sur zircon. Les âges U-Pb in situ sur apatite des gneiss tonalitique-trondhjémite (2094 \pm 21 Ma), de la pegmatite de type apatite-zircon (2055 \pm 20 Ma) et du gneiss granodioritique (2041 \pm 33 Ma) indiquent un refroidissement régional autour de 500°C qui se produit après 2100 Ma. La mise en place et le refroidissement de ces pegmatites intervient dans la phase tardi-orogénique à post-orogénique de l'orogénèse éburnéenne (2100 – 2050 Ma). Les pegmatites marquent alors des processus de ségrégation qui ont lieu dans une croûte moyenne (4 – 7 kbar) durant la phase d'exhumation, dans des conditions subsolidus (500 – 750 °C).

Ces résultats nous permettent de revisiter les modèles de genèse de pegmatites par cristallisation fractionnée ou par fusion partielle, et de discuter du contexte géodynamique de formation des pegmatites dans le Craton Ouest Africain.

8.2. Genèse de pegmatite à métaux rares par cristallisation fractionnée: contribution anatectique vs magmatique

Le modèle largement accepté de formation des pegmatites est celui de la cristallisation fractionnée d'un magma fertile, qui aboutit sur une concentration en éléments incompatibles et volatiles dans les magmas résiduels (e.g. in Jahns et Burnham, 1969 ; Černý, 1991b ; Shearer et al., 1992 ; Montel et Vielzeuf, 1997 ; London, 2008). Nous avons démontré que les pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon du district de Mangodara dérivent de la cristallisation fractionnée du gneiss tonalitique-trondhjémitique. Ce résultat a été établi sur la base des relations structurales, des similarités minéralogiques (prédominance de la biotite apatite, épidote, magnétite, accessoirement titanite, allanite,) et par les signatures géochimiques identiques (e.g. REE dans l'apatite) ou en continuité (e.g. rapport K/Rb dans la biotite). La même conclusion est obtenue pour les pegmatites de type grenat-REE, dont la continuité avec des veines granitiques de ségrégation dans le gneiss granodioritique a été observée.

A la différence du modèle de cristallisation à partir d'un magma, les pegmatites de type titanite-allanite et apatite-zircon proviennent d'une unité partiellement fondue ayant extrait du protolithe une portion de minéraux résiduels (plagioclase), alors que d'autres phases porteuses de REE sont séquestrées préférentiellement dans la source (pyroxène, grenat). Bien que ce gneiss constitue une unité hétérogène (assemblage de magmas et de plagioclase résiduel), le procédé de concentration des métaux rares mis en évidence est assimilable à un partitionnement des éléments incompatibles dans les liquides résiduels au cours du refroidissement et de la cristallisation. Pour prendre en considération la possible nature hydride de la source, contenant une fraction anatectique liquide et une fraction résiduelle solide, la distinction peut être faite dans la distinction des plutons parents entre les magmas d'anatexie in situ, et d'autre part les magmas intrusifs loin de leur zone de fusion partielle.

Les pegmatites de type apatite-zircon et titanite-allanite ont été considérées comme des pegmatites métalumineuses stériles, malgré une signature en composition de métaux rares se rapprochant des pegmatites de classe Métal rare - allanite. La pauvreté de ces pegmatites est imputée à la nature déjà fractionnée du gneiss tonalitique-trondhjémitique, qui est appauvri en HFSE (REE, Nb, Ta) comparativement aux protolithes birimiens (amphibolites et paragneiss). L'enrichissement de la source en métaux rares reste donc un préalable pour aboutir à leur concentration par cristallisation fractionnée. Des critères d'identification des sources fertiles peuvent être définis, prenant en compte à la fois leurs natures anatectiques ou magmatiques, peuvent être définis.

L'étude des granites à métaux rares souligne que ces granites constituent des magmas très fractionnés, ou encore les termes plus différenciés d'une série magmatique (Linnen et Cuney, 2005 ; Černý et al., 2005 ; Ballouard et al., 2016). Dans le cas des granites peralumineux, Ballouard et al. (2016) ont établi des critères géochimiques ($Nb/Ta < 5$, $Zr/Hf < 46$) permettant de dissocier les magmas stériles des magmas fertiles riches en Sn, W, Ta, Nb, Li, etc. Les pegmatites d'origine plutonique proviennent du fractionnement « in situ » de ces magmas fertiles. Néanmoins, la maturation de ces magmas jusqu'à l'apparition de magmas très différenciés est un processus qui peut s'étendre à l'échelle de plusieurs millions d'années, et nécessiter des transferts à l'échelle de la croûte continentale (e.g. Glazner et al., 2004 ; Coleman et al., 2004 ; de Saint Blanquat et al., 2011 ; Annen, 2011 ; Moyen, 2011 ; Moyen et al., 2017 ; Laurent et al., 2020). La formation de magmas fertiles peut alors nécessiter une étape intermédiaire de « maturation magmatique » dont l'extension dépendra du contexte géodynamique.

Les diatexites, souvent confondues avec les tonalites-trondhjémites-granodiorites (TTG), de même que les granitoïdes anatectiques entrent difficilement dans les critères de

magmas fertiles. Pétrographiquement, ils ne constituent pas des liquides silicatés mais des mélanges de phases liquides, péritectiques et résiduelles (Sawyer, 1999, 1999 ; Martin et Moyen, 2002 ; Moyen, 2011 ; Laurent et al., 2014, 2020). Sur le plan géochimique, ils sont peu différenciés, avec des signatures dépendantes de la composition du protolithe (source mantellique primitive vs croûte continentale), ou de la séquestration des minéraux fractionateurs (grenat, rutile, ...) dans les restites (e.g. in Rudnick et al., 2000 ; Hoffmann et al., 2011 ; John et al., 2011). Ce sont en général des magmas calco-alcalins, métalumineux à faiblement peralumineux (Martin et Moyen, 2002 ; Moyen et Martin, 2012) En raison de cette nature peu différenciée, les pegmatites formées en fin de cristallisation de ces unités ne sont pas assez enrichies en métaux rares pour former des minéralisations (cas des pegmatites titanite-allanite et apatite-zircon, Figure 8-1).

Toutefois, une exception est remarquée pour les pegmatites affiliées à des granites peralumineux en contexte de fusion partielle de métasédiments (Černý, 1989a, 1989b, 1991a ; Shearer et al., 1992 ; Breaks et al., 2003). De nombreuses occurrences de ces granites sont associées à des réseaux de pegmatites, de minéralogie et signature proche des pegmatites LCT (Bucholz et Spencer, 2019). Certains de ces granites, qui peuvent incorporer des phases péritectiques (Stevens et al., 2007 ; Taylor et Stevens, 2010 ; Clemens et Stevens, 2016) ou restitiques (Chappell et al., 1987 ; Williamson et al., 1997 ; Carvalho et al., 2017) entrent dans les critères de définition des diatexites. La proximité de ces granites avec des encaissants métasédimentaires et des paragneiss métatexitiques suggère que le processus de différenciation magmatique est peu évolué. Les pegmatites dérivant de ces magmas sont alors formées par un « fractionnement direct » à partir de diatexites peralumineuses (Figure 8-1).

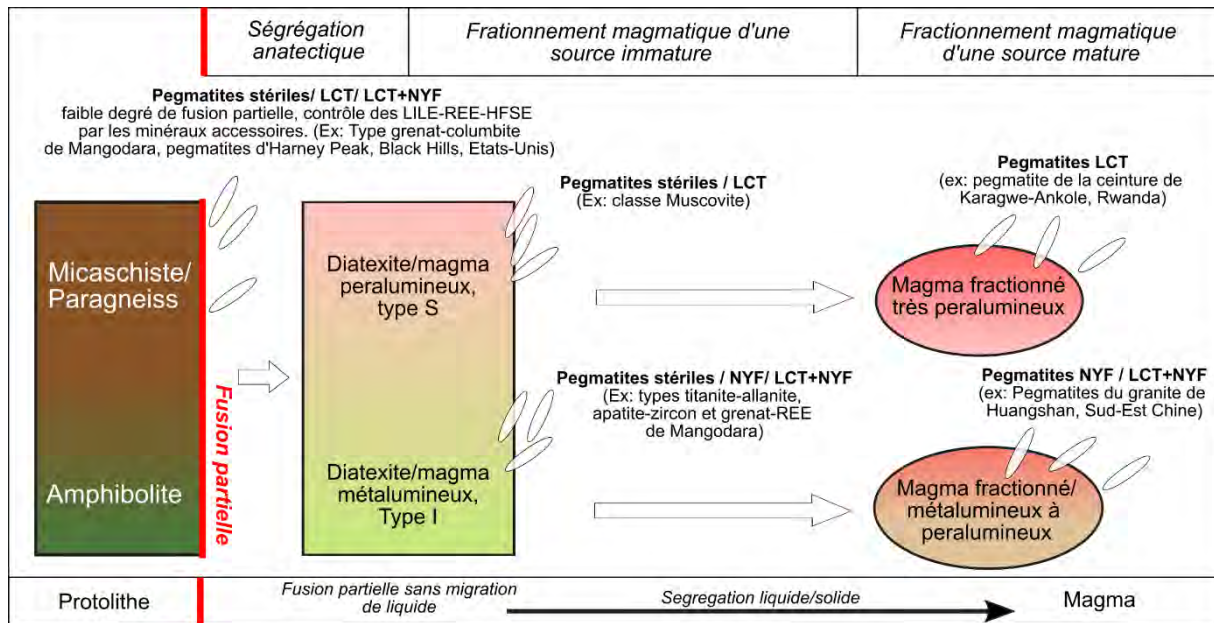


Figure 8-1. Modèle explicatif de la formation des pegmatites granitiques par différenciation magmatique de diatexites et magmas peralumineux à métalumineux, en contexte orogénique. Références des exemples de pegmatites: Harney Peak, Black Hills, Etats-Unis: (Shearer et al., 1992 ; Sirbescu et Nabelek, 2003), pegmatites de la ceinture Karagwe-Ankole, Rwanda (Hulsbosch et al., 2016), pegmatites du granite de Huangshang, (Zhu et al., 2018, 2019).

8.3. Contraintes de formation des pegmatites anatectiques à métaux rares

La fusion partielle comme origine de la formation des pegmatites est démontrée à Mangodara pour les pegmatites mixte LCT+NYF de type grenat-columbite, en accord avec les relations structurales de ces pegmatites avec les leucosomes de paragneiss, ainsi que la nature peralumineuse suggérée par l'abondance de grenat et de muscovite. La formation de pegmatite par fusion partielle est beaucoup discutée au regard des conditions nécessaires à sa formation, telles qu'une forte concentration en éléments fluants (H₂O, B, P, F) ou le refroidissement en déséquilibre sous le liquidus, qui sont nécessaires à la nucléation des grands cristaux et la diversité des textures pegmatitiques (Webber et al., 1999 ; Sirbescu et al., 2017 ; London et

Morgan, 2017 ; London, 2018). Au vu de l'étude réalisée sur les pegmatites de Mangodara et leur environnement, certaines contraintes de formation des pegmatites anatectiques peuvent être évaluées sur des aspects physiques et géochimiques.

8.3.1. Rôle des éléments fluants

La présence d'eau pendant une fusion partielle induit une baisse de la température de fusion, ainsi que la formation de phases péritectiques hydratées (Weinberg et Hasalová, 2015 ; Clemens et Stevens, 2015). La fusion partielle à faible degré des métapélites et des amphibolites, marquée par des réactions de déshydrations des micas et amphiboles, produit des liquides silicatés sous-saturés en H₂O (Clemens et Vielzeuf, 1987 ; Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Patiño Douce et al., 1990 ; Wyllie et Wolf, 1993). Mais un apport externe d'eau (fluides métamorphiques, fluides granulitiques ou fluides provenant de zones partiellement fondues) peut induire des réactions de fusion partielle en condition de saturation en H₂O (Berger et al., 2008 ; Touret et Huizenga, 2011 ; Aranovich et al., 2013 ; Weinberg et Hasalová, 2015), ce qui est en faveur de la formation de pegmatites (Thomas et Davidson, 2012).

Les paragneiss de Mangodara sont peu enrichis en élément F et Li par rapport aux pegmatites de type grenat-colombite, mais la capacité de fractionnement de ces éléments dans les micas est visible à travers les hautes teneurs observées dans une enclave de micaschiste incluse dans une de ces pegmatites. Le phosphore peut être libéré par la déstabilisation de l'apatite ou la monazite pendant les réactions de déshydratation (Harrison et Watson, 1984 ; Montel, 1993 ; Bea, 1996 ; Bea et Montero, 1999). Les micas et amphiboles constituent des réservoirs pour l'eau et les éléments fluants F, Cl et Li (Edgar et Arima, 1985 ; Icenhower et London, 1997 ; Zhang et al., 2012). En somme, la fusion partielle peut générer des liquides anatectiques riche en fluants si celle-ci se produit en présence d'eau, ou si les réactions de fusion

impliquent la déstabilisation de minéraux porteurs (biotite, muscovite/phengite, amphibole, apatite et monazite).

8.3.2. Surrefroidissement des liquides anatectiques

La température liquidus des pegmatites granitiques est estimée autour de $700\text{ °C} \pm 50$ (London, 2014), équivalent à celle d'un granite hydraté non saturé en H_2O ($680\text{ °C} \pm 20$ pour un haplogranite hydraté (système albite-orthose-quartz- H_2O), ou à un granite à contenu faible en Ca ou riche en composants mafiques (Whitney, 1975 ; Swansen, 1977). Par contre la cristallisation de la pegmatite peut se produire à des températures largement en dessous de celle du liquidus, à température environnante souvent estimée à 450 °C (Morgan et London, 1987 ; Webber et al., 1999 ; London et al., 2012b ; London, 2014). En revanche, la fusion partielle des roches métamorphiques est initiée dès 650 °C pour la déshydratation de la muscovite, $750\text{-}800\text{ °C}$ pour la déshydratation de la biotite (e.g. in Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Patiño Douce et Beard, 1995 ; Montel et Vielzeuf, 1997 ; Spear et al., 1999 ; Rushmer, 2001), et plus de 800 °C pour la déshydratation de l'amphibole (e.g. in Wyllie et Wolf, 1993 ; Wolf et Wyllie, 1994 ; Peacock et al., 1994). Du fait de leurs températures élevées de fusion par rapport au liquidus pegmatitique, la fusion de la biotite et de l'amphibole ne peut produire de liquide anatectique en condition de cristallisation pegmatite. Le démarrage de la cristallisation nécessite alors un refroidissement global, ou une migration des liquides anatectiques dans des niveaux supérieurs plus froids (Brown et Solar, 1998 ; Weinberg, 1999).

Selon le modèle de propagation des pegmatites autour d'un pluton, celles-ci peuvent cristalliser jusqu'à une distance de 10 km d'éloignement à leur source (Baker, 1998). Pour un ordre de grandeur du gradient géothermique entre 10 °C/km et 40 °C/km , l'écart de température comparativement à la source magmatique peut se situer entre 100 °C à 400 °C . Ainsi,

l'éloignement par rapport à la source magmatique crée naturellement les conditions les conditions de température inférieure au liquidus granitique ou pegmatitique. D'autre part, la présence d'eau dans le protolithe aura pour effet de diminuer la température du solidus, permettre le démarrage de la fusion partielle à plus basse température, et favoriser les conditions de surrefroidissement nécessaire à la formation des pegmatites. Alternativement, certains auteurs suggèrent que la saturation en eau peut être suffisante pour atteindre un surrefroidissement des liquides silicatés sous le liquidus (Thomas et Davidson, 2012). Le surrefroidissement de liquides anatectiques est donc réalisable pour des températures relativement basses de fusion partielle (ex: déshydratation de la muscovite à 650 °C), et/ou avec une migration efficace des liquides anatectiques hors de la zone de fusion partielle.

Les pegmatites de type grenat-colombite sont identifiées aussi bien à proximité de leurs sources (veines connectées aux leucosomes dans les paragneiss migmatitique), et dykes individualisés intrusifs dans le gneiss granodioritiques et les amphibolites. Les cas d'occurrences observés dans les migmatitique impliquent donc une température relativement basse, < 750 °C au moment de la ségrégation du liquide anatectique. Les textures pegmatitiques complexes (texture graphiques, litages aplitiques), sont plutôt observées dans les filons individualisés de grande épaisseur, ou intrusifs dans le gneiss granodioritique. Cela peut s'expliquer par le fait qu'à proximité de la zone de fusion partielle, les températures élevées ($T > 700^{\circ}\text{C}$) limitent la nucléation des cristaux sous forme de texture complexe. Ainsi, la texture des pegmatites peut se révéler comme un indicateur de la proximité des veines avec la source de fusion partielle, avec une complexification croissante avec l'éloignement ou le refroidissement de la roche hôte.

8.3.3. Fractionnement des métaux rares pendant la fusion partielle: incidence sur les familles pétrogénétiques des pegmatites

Deux familles pétrogénétiques de pegmatites à métaux rares ont été identifiées dans le district de Mangodara : les pegmatites NYF (type grenat-REE), et les pegmatites mixtes LCT+NYF (type grenat-colombite). La pegmatite de type grenat-colombite apparaît comme un cas attesté de formation de pegmatite riche en métaux rares par fusion partielle de métasédiments, mais qui n'a pas abouti à des pegmatites purement LCT. L'absence de fractionnement magmatique des liquides anatectiques, ou le mélange des liquides anatectiques avec un liquide résiduel issu des pegmatites métalumineuses et riche en métaux rares, peut expliquer cette signature mixte de la pegmatite anatectique où le Nb reste prédominant sur le Ta, et les HFSE (REE, U, Th) ne sont pas appauvris. Dans le premier cas de figure, la signature mixte représenterait l'enrichissement « primitif » des liquides anatectiques à faible degré de fusion, qui n'ont pas eu le temps d'évoluer par différenciation magmatique.

Müller et al. (2017) ont proposé un modèle de répartition des familles pétrogénétiques de pegmatites en lien avec la profondeur dans la croûte, reprenant les idées de Černý (1991c), sur la base des caractères pétrologiques, géochimiques et géochronologiques des pegmatites de la Province paléoprotérozoïque Sveco-Norvégienne (Figure 8-2). Selon cette vision, les pegmatites LCT sont issues de la fusion partielle de matériel supracrustal (métasédiments) à profondeur relativement faible (< 15 km), tandis que les pegmatites à métaux rares NYF et LCT+NYF émanent de la fusion partielle de gneiss et amphibolite. Ces réactions de fusion partielle sont marquées par les réactions de déhydroxylation de la muscovite, de la biotite et l'amphibole. Ce modèle propose une origine anatectique des pegmatites NYF et LCT+NYF en lieu et place d'un magmatisme alcalin ou anorogénique. En complément de cette proposition, nous soulignons que le contrôle des métaux rares est dépendant des minéraux porteurs réactifs

ou produits pendant la fusion partielle. Les micas, réservoirs d'éléments tels que le Li, Rb, Cs, Ta, fondent à température relativement basse (650–700 °C) et alimentent des liquides anatectiques de signature LCT (Figure 8-3). A plus grande profondeur, ce sont des minéraux porteurs d'HFSE (REE, Y, Ti) tels que le grenat ($P > 5\text{--}10$ kbar), l'amphibole et le rutile ($P > 10$ kbar) qui contrôlent la distribution des terres rares (Figure 8-3). D'autres phases (zircon, allanite, apatite, monazite, xénotime), ont un rôle majeur dans le fractionnement des HFSE et possèdent une stabilité contrôlée par la géochimie du milieu (saturation en Zr, Ca, P, REE ...), mais restent dépendant des paragenèses et de la composition du liquide (Watson et Harrison, 1983 ; Harrison et Watson, 1984 ; Montel, 1993 ; Wolf et London, 1995 ; Kelsey et al., 2008 ; Yakymchuk et Brown, 2014 ; Engi, 2017). Ces derniers influent les concentrations en REE, U, Th et Zr dans les liquides anatectiques, mais sont inadéquats pour distinguer les familles pétrogénétique LCT des NYF. Par conséquent, l'enrichissement en REE et HFSE ne reflète pas réellement les conditions P-T de formation des pegmatites.

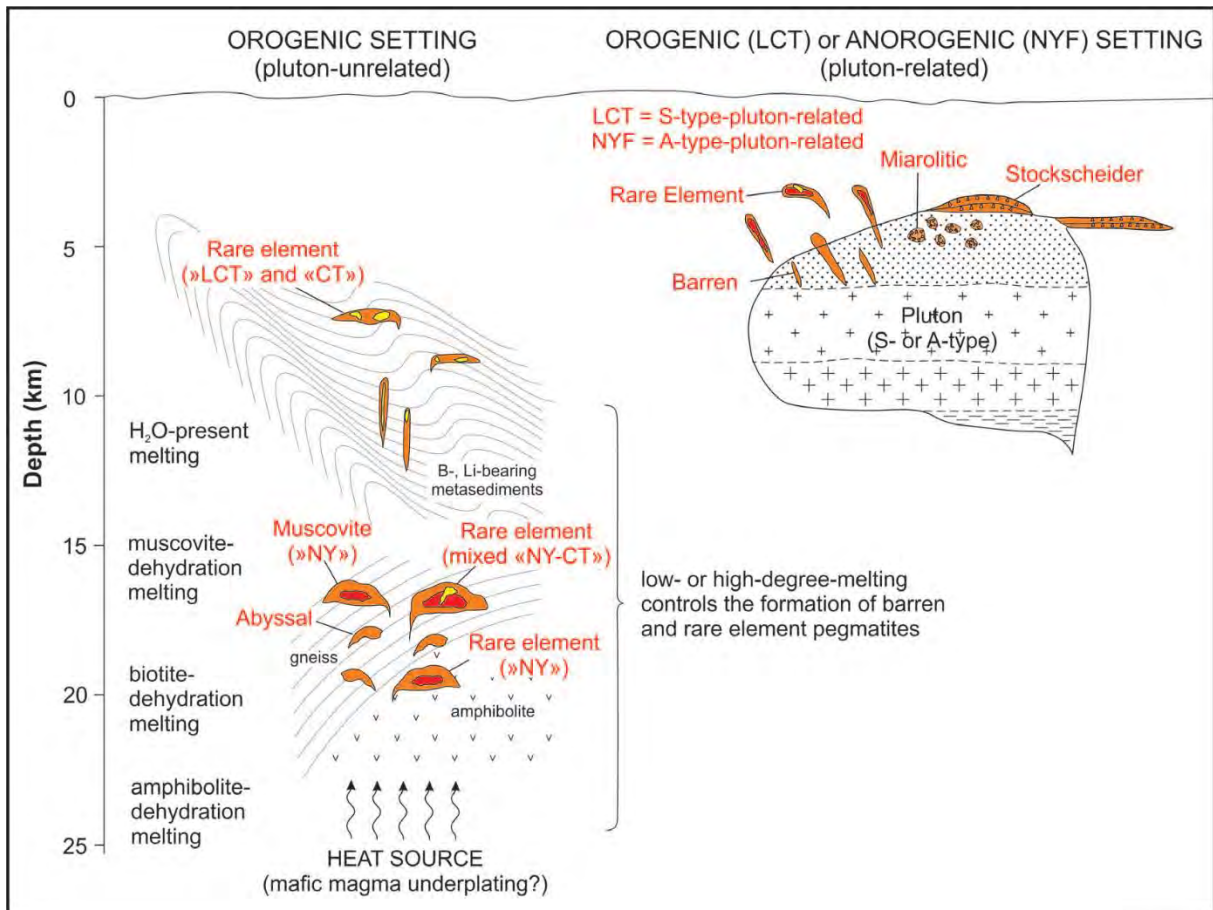


Figure 8-2. Modèle illustratif de la pétrogenèse des pegmatites anatectiques de contexte orogénique, et des pegmatites d'origines magmatiques de contexte orogénique et anorogénique. Abréviations: LCT, lithium-césium-tantale, CT, césium-tantale, NYF, niobium-yttrium-fluor, NY, niobium-yttrium.

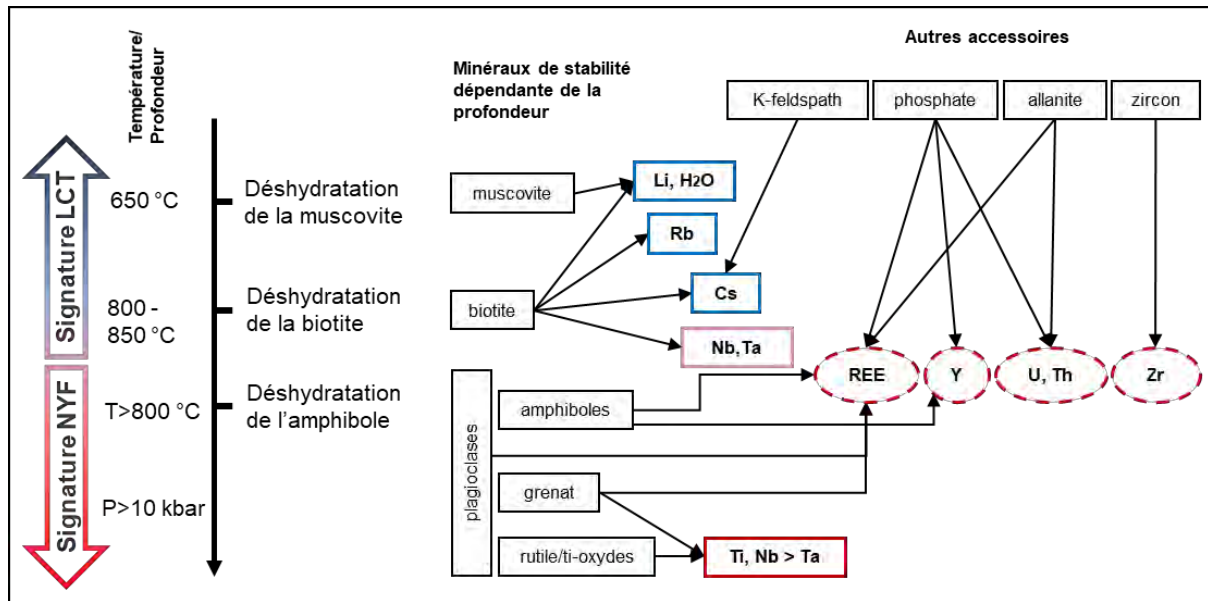


Figure 8-3. Modèle de variation de la famille pétrogénétique des pegmatites en fonction des minéraux réservoirs de métaux rares. Les rectangles pleins indiquent les éléments dont la distribution des minéraux porteurs est dépendante de la profondeur dans la croûte. Les ellipses hachurées indiquent les éléments dont la distribution n'est pas directement reliée aux conditions de pression, et dont l'enrichissement est indépendant de l'affinité LCT ou NYF.

8.4. Contexte géodynamique de formation des pegmatites à métaux rares dans le Craton Ouest Africain

Le cycle orogénique éburnéen est caractérisé par une intensification de la déformation qui structure les ceintures de roches vertes et les domaines de gneiss-granitoïdes, concomitante avec une production massive de granitoïdes, et un métamorphisme dont le pic est estimé entre 2160 Ma et 2120 Ma (e.g. in Milési et al., 1992 ; Gasquet et al., 2003 ; Lompo, 2009, 2010 ; Vidal et al., 2009 ; Baratoux et al., 2011 ; Ganne et al., 2012, 2014 ; Block et al., 2016 ; McFarlane et al., 2017, 2019 ; Grenholm, 2019, 2019 ; Parra-Avila et al., 2019). En considérant le métamorphisme d'un cycle orogénique comme un cycle unique prograde et rétrograde, la formation de migmatites, dômes migmatitiques et diatexites peut être associée au

métamorphisme prograde (Sawyer et al., 1999 ; Brown, 2001, 2013), alors que l'accumulation et l'intrusion de magmas se poursuit durant le trajet rétrograde (Patiño Douce et al., 1990 ; Brown, 1993, 2001, 2013). La fusion partielle peut s'étendre sur toute la durée du cycle, impliquant à la fois du matériel supracrustal (paragneiss, amphibolites, granulite) ou mantellique (cas des vaugnérites dans le massif Central Français, Couzinié et al., 2014 ; Moyen et al., 2017 ; Vanderhaeghe et al., 2020).

Dans le district de Mangodara, les pegmatites métalumineuses titanite-allanite (2094 ± 9 Ma) et apatite-zircon dérivent de la ségrégation tardive durant la cristallisation du gneiss tonalitique-trondhjémitique qui constitue le cœur d'un dôme régional. La formation des pegmatites mixte LCT+NYF de type grenat-colombite est principalement associée à la fusion partielle des lambeaux de paragneiss. La formation des pegmatites NYF grenat-REE est à la ségrégation ou fusion partielle d'une source riche en amphibole, identifiée comme le gneiss granodioritique. Le métamorphisme régional enregistré dans les lambeaux de paragneiss (sillimanite, grenat, staurotide) est de conditions MP-HT. L'interprétation des âges U-Pb sur apatite en accord avec un refroidissement régional uniforme suggère que le passage à moins de 500 °C se produit après 2100 Ma. La région de Mangodara a certainement été caractérisée par de faible taux de migration des liquides anatectiques au moment de la fusion des unités birimiennes résultant en la genèse des diatexites. En revanche, une migration efficace des liquides anatectiques au cours de l'exhumation est requise pour la formation de réseaux de pegmatites. La chronologie tardive des pegmatites, intrusives dans les autres unités gneissiques et magmatiques du district, suggère leur mise en place durant la phase d'exhumation, qui peut être insérée d'un point de vue régional à un épisode tardi-orogénique.

Les occurrences de pegmatites LCT dans le Craton Ouest Africain sont majoritairement associées à des granites peralumineux intrusifs dans des métasédiments, syn-orogénique à tardi-

orogénique. La qualification syn-orogénique de ces granites est fondée sur des arguments structuraux (foliations, forme elliptique, microstructure de déformation haute température à basse température, Ouattara, 1999 ; Allou et al., 2005). Les âges géochronologiques de ces granites entre 2100 et 2050 traduisent néanmoins une cristallisation qui se produit à la fin de l'orogénèse éburnéenne (Hirdes et al., 1996, 2007 ; Doumbia et al., 1998 ; Petersson et al., 2016 ; Grenholm et al., 2019a). Ces magmas peralumineux sont alors des marqueurs de l'évolution tardi-orogénique au cours de laquelle les liquides anatectiques migrent dans les niveaux supérieurs au lieu de s'accumuler dans leurs sources.

L'étude des pegmatites du COA démontre que l'anatexie durant l'épaississement crustal jusqu'à l'exhumation est un événement à potentiel métallogénique qui engendre la formation des pegmatites LCT dans les séries métasédimentaires, et des pegmatites mixte LCT-NYF à NYF dans les domaines de gneiss-granitoïdes. La fusion partielle à l'origine des pegmatites se produit sous un métamorphisme de pression moyenne à faible, et haute température, comme observés ailleurs dans la province de Grenville (Lasalle et Indares, 2014 ; Turlin et al., 2017, 2018), ou au Cap de Creus, zone axiale de Chaîne Pyrénéenne (Druguet, 2001 ; Van Lichtenvelde et al., 2017). La concomitance avec un métamorphisme de haut grade, comme certaines pegmatites dans la Province paléoproterozoïque Sveco-Norvégienne (métamorphisme HP de grade amphibolite à granulite, Müller et al., 2012) n'est pas mise en évidence dans le secteur de Mangodara, ni suggérée par les observations établies dans d'autres pegmatites du CAO. Les complexes de gneiss-granitoïdes correspondent à des domaines où des températures de fusion partielle ont été largement franchies ($T > 650-800^{\circ}\text{C}$). Les âges de refroidissement de l'apatite, tardifs dans l'orogénèse éburnéenne (2100 – 2050 Ma) comparativement aux âges de cristallisation des gneiss (2150-2130 Ma et 2100 Ma, Hirdes et al., 1996), suggèrent un régime de refroidissement lent de la croûte éburnéenne (vitesse moyenne de refroidissement à $4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ si la cristallisation initiale se produit durant le ME1 à 2150 Ma). La persistance prolongée de la

fusion partielle et les faibles vitesses d'exhumation sont des caractéristiques observées dans les orogènes chauds (Beaumont et al., 2010 ; Turlin et al., 2018 ; Guergouz et al., 2018 ; Vauchez et al., 2019). L'existence de moteur thermique ayant soutenu ce gradient thermique peut alors être posée (e.g. remontée du manteau asthénosphérique, magmatisme sous plaque continentale ou désintégration d'éléments radioactifs). Aussi, l'existence de niveaux granulitiques sous les complexes de gneiss-granitoïdes peut être évoquée, malgré le faible épaissement crustal dans la partie orientale du domaine Baoulé-Mossi (pression dans les roches métamorphiques estimées jusqu'à 12 kbar, Doumbia et al., 1998 ; Feybesse et al., 2006 ; Grenholm et al., 2019a ; Chardon et al., 2020).

La pervasivité des phénomènes ségrégation, d'après les relations pétrogénétiques des gneiss et des pegmatites, implique une dynamique de la croûte moyenne à inférieure influencée par une faible rhéologie, une importance des transferts thermiques et des transferts de liquides silicatés. Ces attributs expriment un comportement de la croûte inférieure birimienne-éburnéenne caractéristique des orogènes chauds (Sawyer, 2001 ; Vanderhaeghe, 2001, 2009 ; Vidal et al., 2009 ; Chardon et al., 2009, 2020 ; Ganne et al., 2014 ; Block et al., 2015).

8.5. Perspectives

Les pegmatites LCT dans le CAO sont associées à des magmas peralumineux d'origine anatectique, intrusifs dans les séries métasédimentaires. Conséquemment, l'identification d'intrusions peralumineuse dans les séries métasédimentaire est un préalable pour la recherche de pegmatites LCT minéralisées. Les pegmatites NYF et mixte LCT-NYF dérivent de mélanges de liquides de fusion partielle et de ségrégation dans la croûte moyenne à inférieure. Ils sont donc susceptibles d'être trouvés dans les complexes de gneiss-granitoïdes, qui représentent des niveaux profonds et chauds exhumés entre les ceintures de roches vertes moins

métamorphiques. L'identification de la famille pétrogénétique NYF est inédite dans le CAO, et des études approfondies sur ces pegmatites permettraient d'étayer les conditions de formations de ces minéralisations associées à des assemblages metalumineux (géochimie approfondie des leucosomes, traçage des éléments volatils dans les inclusions fluides, etc.). L'investigation du magmatisme alcalin dans le CAO permettrait également d'une part de préciser les contextes de formations de ces magmas habituellement anorogéniques, et d'autre part d'évaluer la possibilité de minéralisation à REE associées à ce type de magmas.

Une modélisation de la dynamique de migration permettant l'échappement des liquides anatectiques loin de leur source, permettrait de déterminer si elle est dépendante de la rhéologie des liquides, du champ de contraintes local, ou des réseaux d'ouverture et fracturation. La distance à laquelle un liquide anatectique de composition pegmatitique peut migrer de sa source est une contrainte pour la formation des réseaux de dykes, qui peut être évaluée à partir de modèles thermomécaniques. La nature du moteur thermique responsable du métamorphisme de haute température est à évaluer entre source mantellique, diffusion thermique autour d'un pluton, ou désintégration des éléments radioactifs. De ce fait, l'étude du refroidissement régional peut être complétée par la géochronologie des micas et de l'amphibole.

La source des gneiss, discutée entre une nature anatectique et plutonique, peut être étayée avec des méthodes supplémentaires dont la datation absolue et le traçage isotopique.

Références bibliographiques

Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., & Albarede, F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in west Africa: An Early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 95, n° B11, 17605-17629.

Acosta-Vigil, A., Buick, I., Hermann, J., Cesare, B., Rubatto, D., London, D., & Morgan, G.B., 2010. Mechanisms of crustal anatexis: a geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain. *J. Petrol.*, vol. 51, n° 4, 785-821.

Adam, J. & Green, T., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 152, n° 1, 1-17.

Adams, S., 2013. Rare metals mineralization of Winneba-Mankoadze pegmatites, South Western Ghana. Thèse de Master, Univ. of Ghana.

Affaton, P., 1987. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600(+ ou -)50 Ma). Thèse de doctorat, Aix-Marseille 3.

Ague, J.J., 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, vol. 19, n° 8, 855-858.

Allou, A.B., 2005. Facteurs, paramètres, dynamique de distribution et genèse des dépôts de columbo-tantalite d'Issia, centre-ouest de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Univ. du Québec à Chicoutimi.

- Allou, B., Lu, H.-Z., Guha, J., Carignan, J., Naho, J., Pothin, K., & Yobou, R., 2005.** Une Corrélation Génétique entre les Roches Granitiques, et les Dépôts Éluvionnaires, Colluvionnaires et Alluvionnaires de Columbo-Tantalite d'Issia, Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Explor. Min. Geol.*, vol. 14, n° 1-4, 61-77.
- Ama Salah, I., Liégeois, J.-P., & Pouclet, A., 1996.** Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nogérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 22, 235-254.
- Angiboust, S. & Harlov, D., 2017.** Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *Am. Mineral.*, vol. 102, n° 8, 1696-1708.
- Annen, C., 2011.** Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships. *Tectonophysics*, vol. 500, n° 1, 3-10.
- Anum, S., Sakyi, P.A., Su, B.-X., Nude, P.M., Nyame, F., Asiedu, D., & Kwayisi, D., 2015.** Geochemistry and geochronology of granitoids in the Kibi-Asamankese area of the Kibi-Winneba volcanic belt, southern Ghana. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 102, 166-179.
- Aranovich, L.Y., Newton, R.C., & Manning, C.E., 2013.** Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 374, 111-120.
- Arnould, M., 1960.** Monographie des massifs de migmatites et de granites précambriens du nord-est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. Bureau de recherches géologiques et minières.

Augustin, J. & Gaboury, D., 2017. Paleoproterozoic plume-related basaltic rocks in the Mana gold district in western Burkina Faso, West Africa: Implications for exploration and the source of gold in orogenic deposits. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 129, 17-30.

Augustin, J., Gaboury, D., & Crevier, M., 2017. Structural and gold mineralizing evolution of the world-class orogenic Mana district, Burkina Faso: Multiple mineralizing events over 150 million years. *Ore Geol. Rev.*, vol. 91, 981-1012.

Auzanneau, E., Vielzeuf, D., & Schmidt, M.W., 2006. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 152, n° 2, 125-148.

Badanina, E.V., Veksler, I.V., Thomas, R., Syritso, L.F., & Trumbull, R.B., 2004. Magmatic evolution of Li-F, rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia). *Chem. Geol.*, vol. 210, n° 1, 113-133.

Baker, D.R., 1998. The escape of pegmatite dikes from granitic plutons; constraints from new models of viscosity and dike propagation. *Can. Mineral.*, vol. 36, n° 2, 255-263.

Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., & Cuney, M., 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos*, vol. 220-223, 1-22.

Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Branquet, Y., Tartèse, R., & Vignerresse, J.-L., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, vol. 44, n° 3, 231-234.

Ballouard, C., Elburg, M.A., Tappe, S., Reinke, C., Ueckermann, H., & Doggart, S., 2020. Magmatic-hydrothermal evolution of rare metal pegmatites from the Mesoproterozoic Orange River pegmatite belt (Namaqualand, South Africa). *Ore Geol. Rev.*, vol. 116, 103252.

- Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., & Ganne, J., 2011.** Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~ 2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Res.*, vol. 191, n° 1-2, 18-45.
- Baratoux, L., Söderlund, U., Ernst, R.E., de Roever, E., Jessell, M.W., Kamo, S., Naba, S., Perrouty, S., Metelka, V., Yatte, D., Grenholm, M., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Dioh, E., Cournède, C., Benoit, M., Baratoux, D., Youbi, N., Rouse, S., & Bendaoud, A., 2019.** New U–Pb Baddeleyite Ages of Mafic Dyke Swarms of the West African and Amazonian Cratons: Implication for Their Configuration in Supercontinents Through Time. in Rajesh K. Srivastava, Richard E. Ernst, et Peng Peng (dir.), *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*, Singapore, Springer, 263-314.
- Barbarin, B., 1999.** A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, vol. 46, n° 3, 605-626.
- Barbey, P., Villaros, A., Marignac, C., & Montel, J.-M., 2015.** Multiphase melting, magma emplacement and P-T-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif Central, France). *Bull. Société Géologique Fr.*, vol. 186, n° 2-3, 93-116.
- Barros, R., Kaeter, D., Menuge, J.F., & Škoda, R., 2020.** Controls on chemical evolution and rare element enrichment in crystallising albite-spodumene pegmatite and wallrocks: Constraints from mineral chemistry. *Lithos*, vol. 352-353, 105289.
- Barth, M.G., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., Horn, I., & McDonough, W.F., 2002.** Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite–tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa. *Precambrian Res.*, vol. 118, n° 3, 267-283.
- Bassot, J.P., 1966.** Étude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens... Éditions BRGM.

1969. Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. Bull. Société Géologique Fr., vol. 7, n° 2, 160-169.

Bassot, J.P. & Caen-Vachette, M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal: Implications sur l'histoire géologique du Birimien de cette région. Afr. Geol. Tervuren Belg., 196-209.

Bassot, J.P., Traoré, H., & Méloux, J., 1981. Notice explicative de la carte géologique à 1/1 500,000 de la République du Mali. Ministère du développement industriel et du tourisme, Direction Nationale de la géologie et des Mines.

Bauer, D., Diamond, D., Li, J., McKittrick, M., Sandalow, D., & Telleen, P., 2011. Critical Materials Strategy. US Department of Energy.

Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. J. Petrol., vol. 37, n° 3, 521-552.

Bea, F., Fershtater, G., & Corretgé, L.G., 1992. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. Lithos, vol. 29, n° 1, 43-56.

Bea, F. & Montero, P., 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 63, n° 7, 1133-1153.

Bea, F., Pereira, M., & Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). Chem. Geol., vol. 117, n° 1-4, 291-312.

Beaumont, C., Jamieson, R., & Nguyen, M., 2010. Models of large, hot orogens containing a collage of reworked and accreted terranes. Special Issue on the theme Lithoprobe —

parameters, processes, and the evolution of a continent. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 47, n° 4, 485-515.

Bédard, J.H., 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geosci. Front.*, vol. 9, n° 1, 19-49.

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., & Fisher, N., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 143, n° 5, 602-622.

Berger, A., Burri, T., Alt-Epping, P., & Engi, M., 2008. Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: an example from the Central Alps. *Lithos*, vol. 102, n° 3-4, 598-615.

Bertrand, A., Rosenberg, C., Rabaute, A., Herman, F., & Fügenschuh, B., 2017. Exhumation mechanisms of the Tauern Window (Eastern Alps) inferred from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonics*, vol. 36, n° 2, 207-228.

Bertrand-Sarfati, J. & Moussine-Pouchkine, A., 1983. Platform-to-basin facies evolution; the carbonates of late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa). *J. Sediment. Res.*, vol. 53, n° 1, 275-293.

Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., & Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Res.*, vol. 101, n° 1, 25-47.

Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., & Tollon, F., 2008. Gold metallogeny in the birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 50, n° 2-4, 215-233.

Birimian Limited, 2018. Goulamina updated pre-feasibility study delivers strong project outcomes. Birimian Limited.

Block, S., Baratoux, L., Zeh, A., Laurent, O., Bruguier, O., Jessell, M.W., Ailleres, L., Sagna, R., Parra-Avila, L.A., & Bosch, D., 2016a. Paleoproterozoic juvenile crust formation and stabilisation in the south-eastern West African Craton (Ghana); New insights from U-Pb-Hf zircon data and geochemistry. *Precambrian Res.*, vol. 287, 1-30.

Block, S., Ganne, J., Baratoux, L., Zeh, A., Parra-Avila, L., Jessell, M.W., Ailleres, L., & Siebenaller, L., 2015. Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 33, n° 5, 463-494.

Block, S., Jessell, M.W., Aillères, L., Baratoux, L., Bruguier, O., Zeh, A., Bosch, D., Caby, R., & Mensah, E., 2016b. Lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton: Interplay of coeval contractional deformation and extensional gravitational collapse. *Precambrian Res.*, vol. 274, 82-109.

Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., & Schmitt, A.K., 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chem. Geol.*, vol. 351, 324-334.

Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F., & Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 97, n° B1, 345-369.

- Boily, M. & Williams-Jones, A.E.**, 1994. The role of magmatic and hydrothermal processes in the chemical evolution of the Strange Lake plutonic complex, Quebec-Labrador. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 118, n° 1, 33-47.
- Bonkougou, I.**, 1994. Le Tarkwaïen du sillon de Houndé (Burkina-Faso): un ensemble volcano-détritique acide calco-alcalin à 2,15 Ga. Etude pétrologique, métamorphique et structurale. Thèse de Voctorat, Univ. de Nantes.
- Bons, P.D., Druguet, E., Hamann, I., Carreras, J., & Passchier, C.W.**, 2004. Apparent boudinage in dykes. *J. Struct. Geol.*, vol. 26, n° 4, 625-636.
- Bonzi, W. M.-E., Vanderhaeghe, O., Van Lichtenvelde, M, Wenmenga, U., André-Mayer, A.-S., Salvi, S., & Poujol, M.**, 2021. Petrogenetic links between rare metal-bearing pegmatites and TTG gneisses in the West African Craton: The Mangodara district of SW Burkina Faso. *Precambrian Res.*, vol. 364, 105392.
- Bossière, G., Bonkougou, I., Peucat, J.-J., & Pupin, J.-P.**, 1996. Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaïan Group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Res.*, vol. 80, n° 3, 153-172.
- Bowen, N.L.**, 1913. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Am. J. Sci.*, n° 210, 577-599.
- Bowen, N.L.**, 1945. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. *Am. J. Sci.*, vol. 243, 75-89.
- Breaks, F.W., Selway, J.B., & Tindle, A.**, 2003. Fertile peraluminous granites and related rare-element mineralization in pegmatites, Superior Province, northwest and northeast Ontario: Operation Treasure Hunt. Ontario Geological Survey.

- Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., Korbelová, Z., Vašinová Galiová, M., Müller, A., Simons, B., Shail, R.K., Williamson, B.J., & Davies, J.A., 2018.** The transition from granite to banded aplite-pegmatite sheet complexes: An example from Megiligar Rocks, Tregonning topaz granite, Cornwall. *Lithos*, vol. 302-303, 370-388.
- Brophy, J.G., 2009.** La–SiO₂ and Yb–SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 158, n° 1, 99.
- Broska, I., Petrik, I., & Williams, C.T., 2000.** Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, Western Carpathians. *Am. Mineral.*, vol. 85, n° 1, 22-32.
- Brown, M., 1993.** P–T–t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *J. Geol. Soc.*, vol. 150, n° 2, 227-241.
1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Sci. Rev.*, vol. 36, n° 1-2, 83-130.
- Brown, M., 2001.** Crustal melting and granite magmatism: key issues. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.*, vol. 26, n° 4, 201-212.
2007. Metamorphic Conditions in Orogenic Belts: A Record of Secular Change. *Int. Geol. Rev.*, vol. 49, n° 3, 193-234.
- Brown, M., 2013.** Granite: From genesis to emplacement. *GSA Bull.*, vol. 125, n° 7-8, 1079-1113.
- Brown, M. & Solar, G.S., 1998.** Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *J. Struct. Geol.*, vol. 20, n° 2, 211-227.

Bucholz, C.E. & Spencer, C.J., 2019. Strongly Peraluminous Granites across the Archean–Proterozoic Transition. *J. Petrol.*, vol. 60, n° 7, 1299-1348.

Burnham, A.D. & Berry, A.J., 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 95, 196-212.

Büsch, W., 1974. Initial melting at grain boundaries. Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrb Miner. Mh.*, vol. 8, 345-370.

Butler, R.W.H. & Torvela, T., 2018. The competition between rates of deformation and solidification in syn-kinematic granitic intrusions: Resolving the pegmatite paradox. *J. Struct. Geol.*, vol. 117, 1-13.

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 2015. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - Le néodyme, <https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticiteneodyme151201.pdf>, visité le 03/11/2021.

BRGM, 2016a. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - Le dysprosium, <https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticitedysprosium-publique160913.pdf>, visité le 03/11/2021.

BRGM, 2016b. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - Le niobium, <https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticiteniobium161116.pdf>, visité le 03/11/2021.

BRGM, 2017a. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - L'étain, https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticiteetain170214_.pdf, visité le 03/11/2021.

BRGM, 2017b. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - Le tungstène, <https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticitetungstene-publique170921.pdf>, visité le 03/11/2021.

BRGM, 2017c. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - Le lithium, <https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticitelithium180102.pdf>, visité le 03/11/2021.

BRGM, 2020. Fiche de synthèse sur la criticité des métaux - Le tantale, <https://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/documents/2020-12/fichecriticitetantale-publique20200131.pdf>, visité le 03/11/2021.

Cagnard, F., Barbey, P., & Gapais, D., 2011. Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt. *Precambrian Res.*, vol. 187, n° 1, 127-142.

Cahen, L., Snelling, N., Delhal, J., Vail, J., Bonhomme, M., & Ledent, D., 1984. The geochronology and evolution of Africa.

Calvez, J., Feybesse, J., Ledru, P., & Milési, J., 1990. Géochronologie du Protérozoïque inférieur du craton Ouest Africain (méthode d'évaporation directe de zircons isolés). *La Réunion. Annu. Sci. Terre*, n° 13.

Camil, J., 1984. Pétrographie, chronologie des ensembles archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implications pour l'histoire géologique du Craton Ouest africain. *Univ. Abidj.*

Carney, J.N., Jordan, C.J., Thomas, C.W., Condon, D.J., Kemp, S.J., & Duodo, J.A., 2010. Lithostratigraphy, sedimentation and evolution of the Volta Basin in Ghana. *Precambrian Res.*, vol. 183, n° 4, 701-724.

- Carvalho, B.B., Sawyer, E.W., & Janasi, V.A.**, 2017. Enhancing Maficity of Granitic Magma during Anatexis: Entrainment of Infertile Mafic Lithologies. *J. Petrol.*, vol. 58, n° 7, 1333-1362.
- Castaing, C., Billa, M., Milési, J., Thiéblemont, D., Le Metour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., & Chèvremont, P.**, 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. BRGM BUMIGEB, vol. 147.
- Černý, P.**, 1989a. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. Lanthanides, tantalum and niobium, Springer, 195-239.
- Černý, P.**, 1989b. Contrasting geochemistry of two pegmatite fields in Manitoba: products of juvenile Aphebian crust and polycyclic Archean evolution. *Precambrian Res.*, vol. 45, n° 1-3, 215-234.
- 1991a. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Res.*, vol. 51, n° 1, 429-468.
- 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geosci. Can.*, vol. 18, n° 2.
- 1991c. Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatitic Deposits. *Geosci. Can.*, 49-67.
1992. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. *Appl. Geochem.*, vol. 7, n° 5, 393-416.
- Černý, P., Blevin, P.L., Cuney, M., & London, D.**, 2005. Granite-related ore deposits.
- Černý, P. & Ercit, T.S.**, 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral.*, vol. 43, n° 6, 2005-2026.

Černý, P., Goad, B.E., Hawthorne, F.C., & Chapman, R., 1986. Fractionation trends of the Nb-and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *Am. Mineral.*, vol. 71, n° 3-4, 501-517.

Černý, P., Meintzer, R.E., & Anderson, A.J., 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.*, vol. 23, n° 3, 381-421.

Černý, P., Teertstra, D.K., Chapman, R., Selway, J.B., Hawthorne, F.C., Ferreira, K., Chackowsky, L.E., Wang, X.-J., & Meintzer, R.E., 2012. Extreme fractionation and deformation of the leucogranite–pegmatite suite at Red Cross Lake, Manitoba, Canada. IV. *Mineralogy. Can. Mineral.*, vol. 50, n° 6, 1839-1875.

Chakhmouradian, A.R. & Wall, F., 2012. Rare earth elements: minerals, mines, magnets (and more). *Elements*, vol. 8, n° 5, 333-340.

Chalokwu, C.I., Ghazi, M.A., & Foord, E.E., 1997. Geochemical characteristics and K-Ar ages of rare-metal bearing pegmatites from the Birimian of southeastern Ghana. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 24, n° 1, 1-9.

Chapman, J.B., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Giesler, N., & Pullen, A., 2016. A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chem. Geol.*, vol. 439, 59-70.

Chappell, B.W. & White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Aust. J. Earth Sci.*, vol. 48, n° 4, 489-499.

Chappell, B.W., White, A.J.R., & Wyborn, D., 1987. The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. *J. Petrol.*, vol. 28, n° 6, 1111-1138.

Chardon, D., Bamba, O., & Traoré, K., 2020. Eburnean deformation pattern of Burkina Faso and the tectonic significance of shear zones in the West African craton. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, vol. 191, 2.

Chardon, D., Gapais, D., & Cagnard, F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, vol. 477, n° 3, 105-118.

Chardon, D., Jayananda, M., & Peucat, J., 2011. Lateral constrictional flow of hot orogenic crust: Insights from the Neoproterozoic of south India, geological and geophysical implications for orogenic plateaux. *Geochem. Geophys. Geosystems*, vol. 12, n° 2.

Cherniak, D.J., 2000. Rare earth element diffusion in apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 64, n° 22, 3871-3885.

Cherniak, D.J., Lanford, W.A., & Ryerson, F., 1991. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 55, n° 6, 1663-1673.

Cherniak, D.J. & Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.*, vol. 172, n° 1, 5-24.

Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M., & Harrison, T.M., 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. Associate editor: Y. Amelin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 68, n° 4, 829-840.

Chew, D.M., Sylvester, P.J., & Tubrett, M.N., 2011. U–Pb and Th–Pb dating of apatite by LA-ICPMS. *Chem. Geol.*, vol. 280, n° 1, 200-216.

Clemens, J.D. & Stevens, G., 2015. Comment on ‘Water-fluxed melting of the continental crust: A review’ by R.F. Weinberg and P. Hasalová. *Lithos*, vol. 234-235, 100-101.

Clemens, J.D. & Stevens, G., 2016. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix. *Earth-Sci. Rev.*, vol. 160, 333-349.

Clemens, J.D. & Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 86, n° 2, 287-306.

Cochrane, R., Spikings, R.A., Chew, D., Wotzlaw, J.-F., Chiaradia, M., Tyrrell, S., Schaltegger, U., & Van der Lelij, R., 2014. High temperature (>350°C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 127, 39-56.

Coleman, D.S., Gray, W., & Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, vol. 32, n° 5, 433-436.

Collins, W., Van Kranendonk, M., & Teyssier, C., 1998. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *J. Struct. Geol.*, vol. 20, n° 9-10, 1405-1424.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., & Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 80, n° 2, 189-200.

Compagnie Générale de Géophysique, 1999. Rapport définitif sur l'interprétation des données des levés magnétométriques et radiométriques aériens de l'ouest du Burkina Faso. Programme SYSMIN (7ACP BK 074). Ministère de l'Énergie et des Mines, Burkina Faso.

Condie, K.C., 1989. Constraints on the origin of Precambrian post-tectonic granites. 8.

Condie, K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, vol. 80, n° 1, 33-44.

- Condie, K.C. & Kröner, A.**, 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. When did plate tectonics begin on planet Earth, Geological Society of America Special Papers, 281-294.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., & Kinny, P.**, 2003. Atlas of zircon textures. Rev. Mineral. Geochem., vol. 53, n° 1, 469-500.
- Couzinié, S., Moyen, J.-F., Villaros, A., Paquette, J.-L., Scarrow, J.H., & Marignac, C.**, 2014. Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France).
- Craig, J.R., Vaughan, D.J., & Skinner, B.J.**, 2001. Resources of the earth: origin, use, and environmental impact, 3rd Edition. Prentice-Hall, Inc.
- Cuney, M., Marignac, C., & Weisbrod, A.**, 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite albitic granite (Massif Central France). A highly specialized granite with disseminated Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization of magmatic origin. Econ Geol, vol. 87, 1766-1794.
- Cunha, I.R.V., Dall’Agnol, R., & Feio, G.R.L.**, 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province – Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. J. South Am. Earth Sci., vol. 67, 100-121.
- Bering, D.**, 1998. Évaluation de l’inventaire des ressources minérales de Guinée. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Dabo, M., Aïfa, T., Gning, I., Faye, M., Ba, M.F., & Ngom, P.M.**, 2017. Lithological architecture and petrography of the Mako Birimian greenstone belt, Kédougou-Kéniéba Inlier, eastern Senegal. J. Afr. Earth Sci., vol. 131, 128-144.

- Dahl, P.S.**, 1997. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 150, n° 3-4, 277-290.
- Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Osae, S., & Banoeng-Yakubo, B.**, 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Res.*, vol. 162, n° 3, 403-423.
- De Capitani, C. & Brown, T.H.**, 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 51, n° 10, 2639-2652.
- De Capitani, C. & Petrakakis, K.**, 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *Am. Mineral.*, vol. 95, n° 7, 1006-1016.
- De Kock, G., Armstrong, R., Siegfried, H., & Thomas, E.**, 2011. Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolé region of west-central Ghana: Implications for the stratigraphic framework. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 59, n° 1, 1-40.
- De Kock, G., Théveniaut, H., Botha, P., & Gyapong, W.**, 2012. Timing the structural events in the Palaeoproterozoic Bolé–Nangodi belt terrane and adjacent Maluwe basin, West African craton, in central-west Ghana. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 65, 1-24.
- De Waele, B., Lacorde, M., Vergara, F., & Chan, G.**, 2015. New insights on proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Precambrian Res.*, vol. 259, 156-175.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J.**, 1982. Rock-forming minerals: orthosilicates, Volume 1A. Geological Society of London.

Degeling, H., Eggins, S., & Ellis, D.J., 2001. Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. *Mineral. Mag.*, vol. 65, n° 6, 749-758.

Delor, C., Couëffé, R., Goujou, J., Diallo, D., Théveniaut, H., Fullgraf, T., Ndiaye, P., Dioh, E., Blein, O., & Barry, T., 2010. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Saraya-Kédougou Est. Ministère Mines L'Industrie L'Agro-Ind. PME Dir. Mines Géologie Dakar.

de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., & Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, vol. 500, n° 1-4, 20-33.

Deveaud, S., Millot, R., & Villaros, A., 2015. The genesis of LCT-type granitic pegmatites, as illustrated by lithium isotopes in micas. *Chem. Geol.*, vol. 411, 97-111.

Dia, A., Van Schmus, W., & Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Palaeoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, eastern Senegal, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 24, n° 3, 197-213.

Diener, J., Powell, R., & White, R., 2008. Quantitative phase petrology of cordierite–orthoamphibole gneisses and related rocks. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 26, n° 8, 795-814.

Diener, J.F.A., White, R.W., & Hudson, T.J.M., 2014. Melt production, redistribution and accumulation in mid-crustal source rocks, with implications for crustal-scale melt transfer. *Lithos*, vol. 200-201, 212-225.

Dill, H.G., 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore Geol. Rev.*, vol. 69, 417-561.

- Dioh, E.**, 1986. Etude des roches magmatiques birimiennes de la région de Sonfara-Laminia-Médina Foulbé (Sénégal oriental). Thèse de Doctorat, Univ. Nancy I.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., & Ngom, P.M.**, 2006. Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): petrographical and geochemical constraints. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 44, n° 3, 351-371.
- Dodson, J.R., Hunt, A.J., Parker, H.L., Yang, Y., & Clark, J.H.**, 2012. Elemental sustainability: Towards the total recovery of scarce metals. *Chem. Eng. Process. Process Intensif.*, vol. 51, 69-78.
- Dodson, M.H.**, 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 40, n° 3, 259-274.
- Domanik, K.J., Hervig, R.L., & Peacock, S.M.**, 1993. Beryllium and boron in subduction zone minerals: An ion microprobe study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 57, n° 21, 4997-5010.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J., Vidal, M., & Delor, C.**, 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.*, vol. 87, n° 1-2, 33-63.
- Druguet, E.**, 2001. Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics*, vol. 332, n° 1, 275-293.
- Druguet, E.**, 2019. Deciphering the presence of axial-planar veins in tectonites. *Geosci. Front.*, vol. 10, n° 6, 2101-2115.
- Ducellier, J.**, 1963. Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. Editions Technip.

- Duc-Tin, Q. & Keppler, H.**, 2015. Monazite and xenotime solubility in granitic melts and the origin of the lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 169, n° 1, 8.
- Dumond, G., Goncalves, P., Williams, M.L., & Jercinovic, M.J.**, 2015. Monazite as a monitor of melting, garnet growth and feldspar recrystallization in continental lower crust. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 33, n° 7, 735-762.
- Dunlap, W.J.**, 2000. Nature's diffusion experiment: The cooling-rate cooling-age correlation. *Geology*, vol. 28, n° 2, 139-142.
- Edgar, A.D. & Arima, M.**, 1985. Fluorine and chlorine contents of phlogopites crystallized from ultrapotassic rock compositions in high pressure experiments: implication for halogen reservoirs in source regions. *Am. Mineral.*, vol. 70, n° 5-6, 529-536.
- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.-C., Lafon, J.M., Tegye, M., Diaby, S., & Kolié, P.**, 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma–Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Res.*, vol. 117, n° 1, 57-84.
- Eglinger, A., Thébaud, N., Zeh, A., Davis, J., Miller, J., Parra-Avila, L.A., Loucks, R., McCuaig, C., & Belousova, E.A.**, 2017. New insights into the crustal growth of the Paleoproterozoic margin of the Archean Kéména-Man domain, West African craton (Guinea): Implications for gold mineral system. *Precambrian Res.*, vol. 292, 258-289.
- Ekhanine, A., Andréev, V., Dériuouguine, Y., Okoourov, V., Gontacarov, S., Akinine, B., & Komara, S.**, 1994. Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, Feuilles NC-29-VHI (Kissidougou), NC-29-IX (3, 4) (Kérouané). Ministère des Ressources Naturelles, des Energies et de l'Environnement.

- Ellison, A. & Hess, P.**, 1988. Peraluminous and peralkaline effects upon “monazite” solubility in high-silica liquids. *Eos*, vol. 69, 498.
- Engi, M.**, 2017. Petrochronology Based on REE-Minerals: Monazite, Allanite, Xenotime, Apatite. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 83, n° 1, 365-418.
- Ercit, T.S.**, 2005. Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosted (Y, REE, U, Th)–(Nb, Ta, Ti) oxide minerals: a statistical approach. *Can. Mineral.*, vol. 43, n° 4, 1291-1303.
- Ercit, T.S., Linnen, R., & Samson, I.**, 2005. REE-enriched granitic pegmatites. *Rare-Elem. Geochem. Miner. Depos. Geol. Assoc. Can. GAC Short Course Notes*, vol. 17, 175-199.
- Ernst, R.E., Wingate, M.T.D., Buchan, K.L., & Li, Z.X.**, 2008. Global record of 1600–700Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. *Precambrian Res.*, vol. 160, n° 1, 159-178.
- Estrade, G., Salvi, S., & Béziat, D.**, 2018. Crystallization and destabilization of eudialyte-group minerals in peralkaline granite and pegmatite: a case study from the Ambohimirahavavy complex, Madagascar. *Mineral. Mag.*, vol. 82, n° 2, 375-399.
- Eugster, H. & Wilson, G.**, 1985. Transport and deposition of ore-forming elements in hydrothermal systems associated with granites. 87-98.
- Eugster, H.P.**, 1986. Minerals in hot water. *Am. Mineral.*, vol. 71, n° 5-6, 655-673.
- European Commission**, 2011. Communication from the commission to the European Parliament, the Council, the European Economic and Social Committee and the committee of the Regions tackling the challenges in commodity markets and on raw materials. European Commission.
- Ewart, A. & Griffin, W.L.**, 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, vol. 117, n° 1, 251-284.

Fabre, R., Ledru, P., & Milési, J.-P., 1990. Le Protérozoïque inférieur (Birimien) du centre de la Côte-d'Ivoire: évolution tectonique et corrélations. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre*, vol. 311, n° 8, 971-976.

Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Oliveira, D.C., Santos, R.D., & Santos, P.A., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, vol. 151, 57-73.

Fersman, A., 1934. *Geokhimiya* [Geochemistry].

Fersman, A.E., 1940. *Pegmatites. Granitic Pegmatites 3 Enlarg. Ed.*

Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.-L., Milési, J.-P., & Bouchot, V., 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Res.*, vol. 149, n° 3-4, 149-196.

Feybesse, J.-L. & Milési, J.-P., 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons? *Precambrian Res.*, vol. 69, n° 1-4, 199-227.

Finger, F., Broska, I., Roberts, M.P., & Schermaier, A., 1998. Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. *Am. Mineral.*, vol. 83, n° 3-4, 248-258.

Foley, S.F., Barth, M.G., & Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 64, n° 5, 933-938.

- Fontaine, A., Eglinger, A., Ada, K., André-Mayer, A.-S., Reisberg, L., Siebenaller, L., Le Mignot, E., Ganne, J., & Poujol, M., 2017.** Geology of the world-class Kiaka polyphase gold deposit, West African Craton, Burkina Faso. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 126, 96-122.
- Foord, E., Černý, P., Jackson, L., Sherman, D.M., & Eby, R., 1995.** Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholith, Colorado. *Mineral. Petrol.*, vol. 55, n° 1-3, 1-26.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C., & de Almeida, R.P., 2017.** Hot Versus Cold Orogenic Behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian Orogens. *Tectonics*, vol. 36, n° 10, 2159-2178.
- Fraser, G., Ellis, D., & Eggins, S., 1997.** Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, vol. 25, n° 7, 607-610.
- Frei, D., Liebscher, A., Franz, G., & Dulski, P., 2004.** Trace Element Geochemistry of Epidote Minerals. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 56, n° 1, 553-605.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., & Schumacher, J.C., 2001.** Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chem. Geol.*, vol. 172, n° 1, 131-148.
- Fuchsloch, W.C., Nex, P.A.M., & Kinnaird, J.A., 2018.** Classification, mineralogical and geochemical variations in pegmatites of the Cape Cross-Uis pegmatite belt, Namibia. *Lithos*, vol. 296-299, 79-95.
- Gaetani, G.A. & Grove, T.L., 1998.** The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 131, n° 4, 323-346.

- Galliski, M.Á., Márquez-Zavalía, M.F., & Pagano, D.S.,** 2019. Metallogenesis of the Totoral LCT rare-element pegmatite district, San Luis, Argentina: A review. *J. South Am. Earth Sci.*, vol. 90, 423-439.
- Gamsonré, P.E.,** 1975. Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région de Ouahigouya (Haute-Volta). Thèse de Doctorat, Univ.
- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R.F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., & Allibon, J.,** 2012. Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nat. Geosci.*, vol. 5, n° 1, 60-65.
- Ganne, J., Feng, X., McFarlane, H., Macouin, M., Rouse, S., Naba, S., Traoré, A., & Hodel, F.,** 2018. When Proterozoic Crusts Became Thick: New Insights from Magma Petrology. *Geosciences*, vol. 8, n° 12, 428.
- Ganne, J., Gerbault, M., & Block, S.,** 2014. Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation—Constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian Res.*, vol. 243, 88-109.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D., & Ulmer, P.,** 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 100, n° B8, 15581-15591.
- Gardien, V., Thompson, A.B., & Ulmer, P.,** 2000. Melting of Biotite + Plagioclase + Quartz Gneisses: the Role of H₂O in the Stability of Amphibole. *J. Petrol.*, vol. 41, n° 5, 651-666.
- Garzanti, E.,** 2017. The Maturity Myth In Sedimentology and Provenance Analysis. *J. Sediment. Res.*, vol. 87, n° 4, 353-365.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., & Paquette, J.L.,** 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte

d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Res.*, vol. 127, n° 4, 329-354.

Geisler, T., Pidgeon, R.T., Kurtz, R., Bronswijk, W. van, & Schleicher, H., 2003. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Am. Mineral.*, vol. 88, n° 10, 1496-1513.

Gervais, F. & Crowley, J.L., 2017. Prograde and near-peak zircon growth in a migmatitic pelitic schist of the southeastern Canadian Cordillera. *Lithos*, vol. 282-283, 65-81.

Gerya, T., 2014. Precambrian geodynamics: concepts and models. *Gondwana Res.*, vol. 25, n° 2, 442-463.

Ghienne, J.-F., 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 189, n° 3, 117-145.

Ginsburg, A., Timofeyev, I., & Feldman, L., 1979. Principles of geology of the granitic pegmatites. *Nedra Mosc.*, vol. 296.

Giovenazzo, D., Ouedraogo, C., Séjourné, S., Hein, K.A.A., Jébrak, M., Malo, M., Harnois, L., Ouedraogo, A., Ouedraogo, P.I., Sountra, Y., Kambou, A., Coulibaly, G.K., Nassa, O., Nassa, N., Djiguemde, S., Hema, K.A.A., & Bagoro, F., 2018. Notice explicative de la carte géologique 1/200 000, Feuille NC-30-XIV, Banfora-Kong. Effigis Géo-Solutions.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., & Taylor, R.Z., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, vol. 14, n° 4/5, 4-12.

Goldfarb, R.J., Groves, D.I., & Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, vol. 18, n° 1, 1-75.

Goldschmidt, V., 1929. The Distribution of the Chemical Elements. *Nature*, vol. 124, n° 3114, 15-17.

Goodenough, K.M., Lusty, P.A.J., Roberts, N.M.W., Key, R.M., & Garba, A., 2014. Post-collisional Pan-African granitoids and rare metal pegmatites in western Nigeria: Age, petrogenesis, and the ‘pegmatite conundrum’. *Lithos*, vol. 200-201, 22-34.

Gouedji, F., Picard, C., Coulibaly, Y., Audet, M.-A., Auge, T., Goncalves, P., Paquette, J.-L., & Ouattara, N., 2014. The Samapleu mafic-ultramafic intrusion and its Ni-Cu-PGE mineralization: an Eburnean (2.09 Ga) feeder dyke to the Yacouba layered complex (Man Archean craton, western Ivory Coast). *Bull. Société Géologique Fr.*, vol. 185, n° 6, 393-411.

Goujou, J., Buscail, F., Théveniaut, H., Dioh, E., Delor, C., Blein, O., Diallo, D., Ndiaye, P., Le Métour, J., & Fullgraf, T., 2010. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est, 2010, Ministère des Mines, de l’Industrie, de l’Agro-Industrie et des PME. Dir. Mines Géologie Dakar.

Gramenitskiy, Y.N. & Shchekina, T., 1994. Phase relationships in the liquidus part of a granitic system containing fluorine. *Geochem. Int.*, vol. 31, n° 1, 52-70.

Green, T. & Pearson, N., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 51, n° 1, 55-62.

Grenholm, M., 2019. The global tectonic context of the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen—Insights from comparative studies, with implications for supercontinent cycles. *Earth-Sci. Rev.*

Grenholm, M., Jessell, M.W., & Thébaud, N., 2019a. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton—Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. *Earth-Sci. Rev.*

2019b. Paleoproterozoic volcano-sedimentary series in the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen of the southeastern West African Craton. *Precambrian Res.*

Grimes, C.B., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., & John, B.E., 2015. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 170, n° 5, 46.

Guergouz, C., Martin, L., Vanderhaeghe, O., Thébaud, N., & Fiorentini, M., 2018. Zircon and monazite petrochronologic record of prolonged amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones, NW Italy. *Lithos*, vol. 308-309, 1-18.

Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks and tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 50, n° 2, 88-110.

Gueye, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., Drobe, M., Nolte, N., & Layer, P., 2007. New evidences for an early Birimian evolution in the West African Craton: An example from the Kédougou-Kénieba inlier, southeast Senegal. *South Afr. J. Geol.*, vol. 110, n° 4, 511-534.

Gunn, A.G., Dorbor, J.K., Mankelow, J.M., Lusty, P.A.J., Deady, E.A., Shaw, R.A., & Goodenough, K.M., 2018. A review of the mineral potential of Liberia. *Ore Geol. Rev.*, vol. 101, 413-431.

Hanchar, J.M., Finch, R.J., Hoskin, P.W.O., Watson, E.B., Cherniak, D.J., & Mariano, A.N., 2001. Rare earth elements in synthetic zircon: Part 1. Synthesis, and rare earth element and phosphorus doping. *Am. Mineral.*, vol. 86, n° 5-6, 667-680.

- Harlaux, M., Mercadier, J., Bonzi, W.M.-E., Kremer, V., Marignac, C., & Cuney, M.,** 2017. Geochemical signature of magmatic-hydrothermal fluids exsolved from the Beauvoir rare-metal granite (Massif Central, France): Insights from LA-ICPMS analysis of primary fluid inclusions. *Geofluids*, vol. 2017.
- Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., & Heizler, M.T.,** 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 73, n° 4, 1039-1051.
- Harrison, T.M., Duncan, I., & Mcdougall, I.,** 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 49, n° 11, 2461-2468.
- Harrison, T.M. & Watson, E.B.,** 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 48, n° 7, 1467-1477.
- Haxel, G.B., Hedrick, J.B., Orris, G.J., Stauffer, P.H., & Hendley II, J.W.,** 2002. Rare earth elements: critical resources for high technology. Fact Sheet.
- Heaman, L.M., Bowins, R., & Crocket, J.,** 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 54, n° 6, 1597-1607.
- Henrichs, I.A., O'Sullivan, G., Chew, D.M., Mark, C., Babechuk, M.G., McKenna, C., & Emo, R.,** 2018. The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite. *Chem. Geol.*, vol. 483, 218-238.
- Hermann, J.,** 2002. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem. Geol.*, vol. 192, n° 3, 289-306.
- Hermann, J. & Rubatto, D.,** 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chem. Geol.*, vol. 265, n° 3, 512-526.

Hillier, D., Draper, P., & Faff, R., 2006. Do precious metals shine? An investment perspective. *Financ. Anal. J.*, vol. 62, n° 2, 98-106.

Hirdes, W. & Davis, D., 2002. U–Pb geochronology of paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kenieba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean province. *Precambrian Res.*, vol. 118, n° 1-2, 83-99.

Hirdes, W. & Davis, D.W., 1998. First U-Pb zircon age of extrusive volcanism in the Birimian Supergroup of Ghana/West Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 27, n° 2, 291-294.

Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, G., & Konan, G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Res.*, vol. 80, n° 3, 173-191.

Hirdes, W., Konan, K., N'Da, D., Okou, A., Sea, P., Zamble, Z., & Davis, D., 2007. Geology of the northern portion of the Oboisso Area, Côte d'Ivoire. Sheets 4A B, vol. 4.

Hirose, K. & Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 114, n° 4, 477-489.

Hoffmann, J.E., Münker, C., Næraa, T., Rosing, M.T., Herwartz, D., Garbe-Schönberg, D., & Svahnberg, H., 2011. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 75, n° 15, 4157-4178.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., & Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, vol. 72, n° 3-4, 231-239.

Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 69, n° 3, 637-648.

Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 53, n° 1, 27-62.

Hottin, G. & Ouedraogo, O., 1975. Notice explicative de la carte géologique à 1: 1 000 000 de la république de Haute-Volta. BRGM.

Hulsbosch, N., Boiron, M.-C., Dewaele, S., & Muchez, P., 2016. Fluid fractionation of tungsten during granite–pegmatite differentiation and the metal source of peribatholithic W quartz veins: Evidence from the Karagwe-Ankole Belt (Rwanda). *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 175, 299-318.

Icenhower, J.P. & London, D., 1997. Partitioning of fluorine and chlorine between biotite and granitic melt: experimental calibration at 200 MPa H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 127, n° 1-2, 17-29.

Ilboudo, H., Wenmenga, U., Sawadogo, S., & Remmal, T., 2017. Mise en évidence d'un assemblage à disthène - staurotide - grenat dans le secteur de Mangodara, ceinture de Banfora, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest: implication dans la genèse des gîtes minéraux polymétalliques. *Afr. Sci.*, vol. 13, n° 4, 220-231.

Ilboudo, H., Sawadogo, S., Kagambega, N., & Remmal, T., 2021. Petrology, geochemistry, and source of the emplacement model of the Paleoproterozoic Tiébélé Granite Pluton, Burkina Faso (West-Africa): contribution to mineral exploration. *Int. J. Earth Sci.*

- International Tin Research Institute (ITRI)**, 2016. Report on global tin resources & reserves. <https://www.internationaltin.org/wp-content/uploads/2018/01/ITRI-2016-Report-on-Global-Tin-Resources-and-Reserves.pdf>, visité le 03/11/2021.
- Jahns, R.H. & Burnham, C.W.**, 1969. Experimental studies of pegmatite genesis; 1, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, vol. 64, n° 8, 843-864.
- Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A., Augland, L.E., & Crowley, J.L.**, 2018. Déformations tardi-grenvilliennes dans la ceinture parautochtone (Province de Grenville centrale): contraintes géochronologiques par couplage de méthodes U–Pb de haute résolution spatiale et de haute précision. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 55, n° 4, 406-435.
- Janots, E., Engi, M., Berger, A., Allaz, J., Schwarz, J.-O., & Spandler, C.**, 2008. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 26, n° 5, 509-526.
- Jenkin, G.R.**, 1997. Do cooling paths derived from mica Rb-Sr data reflect true cooling paths? *Geology*, vol. 25, n° 10, 907-910.
- Jessell, M., Santoul, J., Baratoux, L., Youbi, N., Ernst, R.E., Metelka, V., Miller, J., & Perrouty, S.**, 2015. An updated map of West African mafic dykes. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 112, 440-450.
- Johannes, W., Holtz, F., & Möller, P.**, 1995. REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. *Lithos*, vol. 35, n° 3, 139-152.
- John, T., Klemd, R., Klemme, S., Pfänder, J.A., Elis Hoffmann, J., & Gao, J.**, 2011. Nb–Ta fractionation by partial melting at the titanite–rutile transition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 161, n° 1, 35-45.

- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J.**, 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, vol. 17, n° 9, 837-841.
- Johnson, T., Kirkland, C., Gardiner, N., Brown, M., Smithies, R., & Santosh, M.**, 2019. Secular change in TTG compositions: Implications for the evolution of Archaean geodynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 505, 65-75.
- Jung, S., Hoernes, S., & Mezger, K.**, 2000. Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt — importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. *Lithos*, vol. 51, n° 3, 153-179.
- Junner, N.**, 1940. Geology of the gold coast and Western Togoland. *Bull Gold Coast Geol Surv*, vol. 11, 40.
- Kaeter, D., Barros, R., Menuge, J.F., & Chew, D.M.**, 2018. The magmatic–hydrothermal transition in rare-element pegmatites from southeast Ireland: LA-ICP-MS chemical mapping of muscovite and columbite–tantalite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 240, 98-130.
- Katz, R.F., Spiegelman, M., & Langmuir, C.H.**, 2003. A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochem. Geophys. Geosystems*, vol. 4, n° 9.
- Kelemen, P.B.**, 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 120, n° 1, 1-19.
- Kelemen, P.B., Dick, H.J., & Quick, J.E.**, 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, vol. 358, n° 6388, 635-641.
- Keller, C.B. & Schoene, B.**, 2012. Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago. *Nature*, vol. 485, n° 7399, 490-493.

Kelsey, D.E., Clark, C., & Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 26, n° 2, 199-212.

Kelsey, D.E. & Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 29, n° 1, 151-166.

Keppler, H. & Wyllie, P.J., 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 109, n° 2, 139-150.

Kilinc, I. & Burnham, C.W., 1972. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Econ. Geol.*, vol. 67, n° 2, 231-235.

Kirby, E., Reiners, P.W., Krol, M.A., Whipple, K.X., Hodges, K.V., Farley, K.A., Tang, W., & Chen, Z., 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from ⁴⁰Ar/³⁹Ar and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, vol. 21, n° 1, 1-1-1-20.

Kisters, A., Ward, R., Anthonissen, C., & Vietze, M., 2009. Melt segregation and far-field melt transfer in the mid-crust. *J. Geol. Soc.*, vol. 166, n° 5, 905-918.

Kodal Minerals Plc, 2020.

Koffi, Y.H., Wenmenga, U., & Djro, S.C., 2016. Tarkwaian deposits of the Birimian belt of Houndé: petrological, structural and geochemical study (Burkina-Faso, West Africa). *Int. J. Geosci.*, vol. 7, n° 05, 685.

Kohn, M.J., 2017. Titanite petrochronology. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 83, n° 1, 419-441.

- Kone, J., Vanderhaeghe, O., Diatta, F., Baratoux, L., Thebaud, N., Bruguier, O., Ndiaye, P.M., Duchene, S., Pitra, P., & Ganne, J., 2020.** Source and deposition age of the Dialé-Daléma metasedimentary series (Kédougou-Kéniéba Inlier, Senegal) constrained by U–Pb geochronology on detrital zircon grains. *J. Afr. Earth Sci.*, 103801.
- Korenaga, J., 2006.** Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth. *Geophys. Monogr.-Am. Geophys. Union*, vol. 164, 7.
- Kouamelan, A.N., 1996.** Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d’Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque.
- Kouamelan, A.N., Delor, C., & Peucat, J.-J., 1997.** Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d’Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Res.*, vol. 86, n° 3, 177-199.
- Kouamelan, A.N., Djro, S.C., Allialy, M.E., Paquette, J.-L., & Peucat, J.-J., 2015.** The oldest rock of Ivory Coast. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 103, 65-70.
- Kranendonk, M.J.V., Smithies, R.H., Hickman, A.H., & Champion, D.C., 2007.** Review: secular tectonic evolution of Archean continental crust: interplay between horizontal and vertical processes in the formation of the Pilbara Craton, Australia. *Terra Nova*, vol. 19, n° 1, 1-38.
- Kynicky, J., Chakhmouradian, A.R., Xu, C., Krmicek, L., & Galiova, M., 2011.** Distribution and evolution of zirconium mineralization in peralkaline granites and associated pegmatites of the Khan Bogd complex, southern Mongolia. *Can. Mineral.*, vol. 49, n° 4, 947-965.

- Labou, I., Benoit, M., Baratoux, L., Grégoire, M., Ndiaye, P.M., Thebaud, N., Béziat, D., & Debat, P., 2020.** Petrological and geochemical study of Birimian ultramafic rocks within the West African Craton: Insights from Mako (Senegal) and Loraboué (Burkina Faso) lherzolite/harzburgite/wehrlite associations. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 162, 103677.
- Lambert-Smith, J.S., Lawrence, D.M., Müller, W., & Treloar, P.J., 2016.** Palaeotectonic setting of the south-eastern Kédougou-Kéniéba Inlier, West Africa: new insights from igneous trace element geochemistry and U-Pb zircon ages. *Precambrian Res.*, vol. 274, 110-135.
- Lasalle, S. & Indares, A., 2014.** Anatectic record and contrasting P–T paths of aluminous gneisses from the central Grenville Province. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 32, n° 6, 627-646.
- Laurent, O., Björnson, J., Wotzlaw, J.-F., Bretscher, S., Pimenta Silva, M., Moyen, J.-F., Ulmer, P., & Bachmann, O., 2020.** Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nat. Geosci.*, vol. 13, n° 2, 163-169.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.-F., & Doucelance, R., 2014.** The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, vol. 205, 208-235.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Harbidge, P., & Holliday, J., 2013.** The geology and mineralogy of the Loulo mining district, Mali, West Africa: Evidence for two distinct styles of orogenic gold mineralization. *Econ. Geol.*, vol. 108, n° 2, 199-227.
- Le Breton, N. & Thompson, A.B., 1988.** Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 99, n° 2, 226-237.

Le Mignot, E., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Bourassa, Y., Fontaine, A., & Miller, J., 2017. Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton. *Econ. Geol.*, vol. 112, n° 1, 145-168.

Lebrun, E., Miller, J., Thébaud, N., Ulrich, S., & McCuaig, T.C., 2017. Structural controls on an orogenic gold system: The world-class Siguiiri gold district, Siguiiri Basin, Guinea, West Africa. *Econ. Geol.*, vol. 112, n° 1, 73-98.

Ledru, P., Pons, J., Milési, J.-P., Feybesse, J.-L., & Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Res.*, vol. 50, n° 3-4, 337-354.

Lee, C.-T., 2018. Geochemical Classification of Elements. in William M. White (dir.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*, Cham, Springer International Publishing, 545-549.

Lee, J.K., 1995. Multipath diffusion in geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 120, n° 1, 60-82.

Legros, H., Mercadier, J., Villeneuve, J., Romer, R.L., Deloule, E., Van Lichtervelde, M., Dewaele, S., Lach, P., Che, X.-D., Wang, R.-C., Zhu, Z.-Y., Gloaguen, E., & Melleton, J., 2019. U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite minerals: Development of reference materials and in situ applications by ion microprobe. *Chem. Geol.*, vol. 512, 69-84.

Lemoine, S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte-d'Ivoire) au Protérozoïque. Possibilités d'extension au reste de la Côte-d'Ivoire et au Burkina Faso: similitudes et différences; les linéaments de Greenville-Ferkessédougou et Grand Cess-Niakaramandougou. Thèse ès Sciences, Univ. Cl.-Ferrand, France.

- Lemoine, S., Tempier, P., Bassot, J., Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Toure, S., & Wenmenga, U.,** 1990. The Burkinian orogenic cycle, precursor of the Eburnian orogeny in West Africa. *Geol. J.*, vol. 25, n° 2, 171-188.
- Lenardic, A.,** 2018. The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them. *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.*, vol. 376, n° 2132, 20170416.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., & Kesse, G.O.,** 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Res.*, vol. 46, n° 1-2, 139-165.
- Lewis, G.N.,** 1923. *Valence and the Structure of Atoms and Molecules*. Chemical Catalog Company, Incorporated.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., & Klerkx, J.,** 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Precambrian Res.*, vol. 50, n° 1, 111-136.
- Linnen, R. & Cuney, M.,** 2005. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization, in Linnen RL and Samson IM, eds., rare-element geochemistry and mineral deposits.
- Linnen, R.L., Van Lichtervelde, M., & Černý, P.,** 2012. Granitic pegmatites as sources of strategic metals. *Elements*, vol. 8, n° 4, 275-280.
- Liou, J., Zhang, R., Ernst, W., Liu, J., & McLimans, R.,** 1998. Mineral parageneses in the Piampaludo eclogitic body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen*, vol. 78, n° 2, 317-335.
- Liou, P. & Guo, J.,** 2019. Generation of Archaean TTG Gneisses Through Amphibole-Dominated Fractionation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 124, n° 4, 3605-3619.

Loiselle, M. & Wones, D., 1980. Characteristics and models for the origin of A-type granites. Unpubl Rep Va. Polytech. Blackburg Va.

Lompo, M., 2009. Geodynamic evolution of the 2.25-2.0 Ga Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 323, n° 1, 231-254.

Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 58, n° 1, 19-36.

Lompo, M., Bourges, F., Debat, P., Lespinasse, P., & Bouchez, J.-L., 1995. Mise en place d'un pluton granitique dans la croûte birimienne fragile: fabrique magnétique du massif de Tenkodogo (Burkina Faso). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes*, vol. 320, n° 12, 1211-1218.

London, D., 2008. Pegmatites. *Can Miner.*, vol. 10, 347.

2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, vol. 184-187, 74-104.

2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geol. Rev.*, vol. 101, 349-383.

London, D. & Morgan, G.B., 2017. Experimental Crystallization of the Macusani Obsidian, with Applications to Lithium-rich Granitic Pegmatites. *J. Petrol.*, vol. 58, n° 5, 1005-1030.

London, D., Morgan, G.B., & Acosta-Vigil, A., 2012a. Experimental simulations of anatexis and assimilation involving metapelite and granitic melt. *Lithos*, vol. 153, 292-307.

London, D., Morgan, G.B., Paul, K.A., & Guttery, B.M., 2012b. Internal Evolution of Mirolitic Granitic Pegmatites at the Little Three Mine, Ramona, California, USA. *Can. Mineral.*, vol. 50, n° 4, 1025-1054.

- Lüdtke, G., Hirdes, W., Konan, G., Koné, Y., Yao, C., Diarra, S., & Zamblé, Z.,** 1998a. Géologie de la région Haute Comoé Nord—feuilles Kong (4b et 4d) et Téhini-Bouna (3a à 3d). Dir. Géologie Abidj. Bull., vol. 178.
- Lüdtke, G., Hirdes, W., Konan, G., Koné, Y., Yao, C., & Zamblé, Z.,** 1998b. Géologie de la région Haute Comoé Nord. Ministère des ressources minières et pétrolières de Côte d'Ivoire, Direction de la Géologie. Bull, vol. 1, 178.
- Ludwig, K.R.,** 1999. Using Isoplot/Ex, version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Cent. Spec. Publ., vol. 1, 1-47.
- Macfarlane, A., Crow, M., Arthurs, J., Wilkinson, A., & Aucott, J.,** 1981. The geology and mineral resources of northern Sierra Leone.
- Mahood, G. & Hildreth, W.,** 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 47, n° 1, 11-30.
- Mahood, G.A., Nibler, G.E., & Halliday, A.N.,** 1996. Zoning patterns and petrologic processes in peraluminous magma chambers: Hall Canyon pluton, Panamint Mountains, California. *GSA Bull.*, vol. 108, n° 4, 437-453.
- Manning, D.A.C. & Henderson, P.,** 1984. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 86, n° 3, 286-293.
- Marcelin, J. & Serre, J.C.,** 1971. Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000, Banfora-Sindou-Mangodara. Bureau de recherches géologiques et minières, Paris, France, Bureau de recherches géologiques et minières.
- Marignac, C. & Cuney, M.,** 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Miner. Deposita*, vol. 34, n° 5-6, 472-504.

Martin, H., 1994. Chapter 6 The Archean Grey Gneisses and the Genesis of Continental Crust. in K. C. Condie (dir.), *Developments in Precambrian Geology*, Elsevier, 205-259.

Martin, H. & Moyen, J.-F., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, vol. 30, n° 4, 319-322.

Martin, L.A.J., Duchêne, S., Deloule, E., & Vanderhaeghe, O., 2008. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 267, n° 1, 161-174.

Martin, R.F. & De Vito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Can. Mineral.*, vol. 43, n° 6, 2027-2048.

Martins, T., Encarnación, R.-R., Alexandre, L., & De Parseval, P., 2012. Geochemistry and evolution of micas in the Barroso–Alvão pegmatite field, Northern Portugal. *Can. Mineral.*, vol. 50, n° 4, 1117-1129.

Masuda, A., 1968. Geochemistry of lanthanides in basalts of Central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 4, n° 4, 284-292.

Masurel, Q., Eglinger, A., Thébaud, N., Allibone, A., André-Mayer, A.-S., McFarlane, H., Miller, J., Jessell, M., Aillères, L., Vanderhaeghe, O., Salvi, S., Baratoux, L., Perrouty, S., Begg, G., Fougereuse, D., Hayman, P., Wane, O., Tshibubudze, A., Parra-Avila, L., Kouamelan, A., & Amponsah, P.O., 2021. Paleoproterozoic gold events in the southern West African Craton: review and synopsis. *Miner. Deposita*.

Masurel, Q., Thébaud, N., Miller, J., Ulrich, S., Hein, K.A.A., Cameron, G., Béziat, D., Bruguier, O., & Davis, J.A., 2017. Sadiola Hill: A World-Class Carbonate-Hosted Gold Deposit in Mali, West Africa. *Econ. Geol.*, vol. 112, n° 1, 23-47.

- McDougall, I., Mac Dougall, I., & Harrison, T.M.,** 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. Oxford University Press on Demand.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., & Farley, K.A.,** 2005. A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chem. Geol.*, vol. 214, n° 3, 249-263.
- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A., & Holcombe, R.,** 2011. Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Econ. Geol.*, vol. 106, n° 5, 727-750.
- McFarlane, H., Block, S., Ganne, J., Baratoux, L., Aillères, L., Betts, P., Jessell, M.W., & Armstrong, R.,** 2017. Petrological and geochronological evidence of collisional orogenesis and lower crust exhumation during the Palaeoproterozoic Eburnean Orogeny, SW Ghana, West African Craton. *Geodyn. Tecton. Evol. Palaeoproterozoic Sefwi Greenstone Belt West Afr. Craton Ghana*, 121.
- McFarlane, H.B., Ailleres, L., Betts, P., Ganne, J., Baratoux, L., Jessell, M.W., & Block, S.,** 2019a. Episodic collisional orogenesis and lower crust exhumation during the Palaeoproterozoic Eburnean Orogeny: Evidence from the Sefwi Greenstone Belt, West African Craton. *Precambrian Res.*, vol. 325, 88-110.
- McFarlane, H.B., Thébaud, N., Parra-Avila, L.A., Armit, R., Spencer, C., Ganne, J., Aillères, L., Baratoux, L., Betts, P.G., & Jessell, M.W.,** 2019b. Onset of the supercontinent cycle: Evidence for multiple oceanic arc accretion events in the Paleoproterozoic Sefwi Greenstone Belt of the West African Craton. *Precambrian Res.*, vol. 335, 105450.
- Melcher, F., Graupner, T., Henjes-Kunst, F., Oberthür, T., Sitnikova, M., Gäbler, E., Gerdes, A., Brätz, H., Davis, D., & Dewaele, S.,** 2008. Analytical fingerprint of columbite–

tantalite (coltan) mineralization in pegmatites: focus on Africa. Proceed Ninth Intern Congr Appl Miner., vol. 8, 615-624.

Melleton, J., Gloaguen, E., Frei, D., Novák, M., & Breiter, K., 2012. How are the emplacement of rare-element pegmatites, regional metamorphism and magmatism interrelated in the Moldanubian domain of the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic? *Can. Mineral.*, vol. 50, n° 6, 1751-1773.

Menold, C.A., Manning, C.E., Yin, A., Tropper, P., Chen, X.-H., & Wang, X.-F., 2009. Metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometry of orthogneiss hosting ultrahigh-pressure eclogites in the North Qaidam metamorphic belt, Western China. *J. Asian Earth Sci.*, vol. 35, n° 3, 273-284.

Mériaud, N., Thébaud, N., Masurel, Q., Hayman, P., Jessell, M.W., Kemp, A., Evans, N.J., Fisher, C.M., & Scott, P.M., 2020. Lithostratigraphic evolution of the Bandamian Volcanic Cycle in central Côte d'Ivoire: Insights into the late Eburnean magmatic resurgence and its geodynamic implications. *Precambrian Res.*, 105847.

Milési, J., 1989. West African gold deposits in their Lower Proterozoic lithostructural setting. *Chron. Rech. Minière*, n° 497, 3-98.

Milési, J.-P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommanget, A., & Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Res.*, vol. 58, n° 1-4, 305-344.

Miller, C.F. & Mittlefehldt, D.W., 1982. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, vol. 10, n° 3, 129-133.

Miller, R.R., 1996. Structural and textural evolution of the Strange Lake peralkaline rare-element (NYF) granitic pegmatite, Quebec-Labrador. *Can. Mineral.*, vol. 34, n° 2, 349-371.

Milord, I., Sawyer, E.W., & Brown, M., 2001. Formation of Diatexite Migmatite and Granite Magma during Anatexis of Semi-pelitic Metasedimentary Rocks: an Example from St. Malo, France. *J. Petrol.*, vol. 42, n° 3, 487-505.

Miningou, M.Y.W., Affaton, P., Meunier, J.-D., Blot, A., & Nebie, A.G., 2017. Establishment of a lithostratigraphic column in the Béli area (Northeastern Burkina Faso, West Africa) based on the occurrence of a glacial triad and a molassic sequences in Neoproterozoic sedimentary formations. Implications for the Pan-African orogeny. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 131, 80-97.

Montel, J.-M., 1986. Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in SiO₂-Al₂O₃-K₂O-Na₂O melts at 800 °C, 2 kbar, under H₂O-saturated conditions. *Geology*, vol. 14, n° 8, 659-662.

1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol.*, vol. 110, n° 1, 127-146.

Montel, J.-M. & Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 128, n° 2-3, 176-196.

Morel, B. & Alinat, M., 1993. Géologie, pétrologie et géochimie des syénites de Ninakri : comparaison avec d'autres massifs syénitiques anorogéniques de Côte d'Ivoire et d'Afrique de l'Ouest. *J. Afr. Earth Sci. Middle East*, vol. 17, n° 2, 213-223.

Morgan, G.B. & London, D., 1987. Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Am. Mineral.*, vol. 72, n° 11-12, 1097-1121.

Morton, A.C. & Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.*, vol. 124, n° 1, 3-29.

Moss, R., Tzimas, E., Kara, H., Willis, P., & Kooroshy, J., 2011. Critical metals in strategic energy technologies. Publ. Off. Eur. Union Luxemb..

Moussine-Pouchkine, A. & Bertrand-Sarfati, J., 1978. Le Gourma; un aulacogène du Précambrien supérieur? Bull. Société Géologique Fr., vol. 7, n° 6, 851-855.

Moyen, J.-F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. Lithos, vol. 123, n° 1, 21-36.

Moyen, J.-F., Champion, D., & Smithies, R., 2009. The geochemistry of Archaean plagioclase-rich granites as a marker of source enrichment and depth of melting. Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb., vol. 100, n° 1-2, 35-50.

Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., & Gardien, V., 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. Lithos, vol. 277, 154-177.

Moyen, J.-F. & Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. Lithos, vol. 148, 312-336.

Moyen, J.-F. & Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. Geophys. Monogr.-Am. Geophys. Union, vol. 164, 149.

Müller, A., Kearsley, A., Spratt, J., & Seltmann, R., 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. Can. Mineral., vol. 50, n° 4, 1095-1115.

Müller, A., Romer, R.L., & Pedersen, R.-B., 2017. The Sveconorwegian pegmatite province—thousands of pegmatites without parental granites. Can. Mineral., vol. 55, n° 2, 283-315.

- Murali, A.V., Parthasarathy, R., Mahadevan, T.M., & Das, M.S.,** 1983. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments—A case study on Indian zircons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 47, n° 11, 2047-2052.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., & Brooker, R.A.,** 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 171, n° 10.
- Naba, S., Lompo, M., Debat, P., Bouchez, J.-L., & Béziat, D.,** 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo–Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso). *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 38, n° 1, 41-57.
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Müller, I.F., Fontana, E., Jarvis, K., & Lamarão, C.,** 2013. Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chem. Geol.*, vol. 335, 1-7.
- Nash, W.P. & Crecraft, H.R.,** 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 49, n° 11, 2309-2322.
- Ndiaye, P.M.,** 1986. Etude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du granite de Saraya (secteur de Missira-Wassangara-Frandi) (Sénégal Oriental) . Thèse de Doctorat, Univ. Dakar.
- Ndiaye, P.M., Dia, A., Vialette, Y., Diallo, D., Ngom, P., Sylla, M., Wade, S., & Dioh, E.,** 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sénégal Oriental): Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 25, n° 2, 193-208.

Ndiaye, P.M., Robineau, B., & Moreau, C., 1989. Déformation et métamorphisme des formations birimiennes en relation avec la mise en place du granite éburnéen de Saraya (Sénégal oriental). *Bull. Société Géologique Fr.*, n° 3, 619-625.

Nehring, F., Foley, S.F., Hölttä, P., & Van Den Kerkhof, A.M., 2009. Internal Differentiation of the Archean Continental Crust: Fluid-Controlled Partial Melting of Granulites and TTG–Amphibolite Associations in Central Finland. *J. Petrol.*, vol. 50, n° 1, 3-35.

Ngom, P.M., Cordani, U.G., Teixeira, W., & de Assis Janasi, V., 2010. Sr and Nd isotopic geochemistry of the early ultramafic–mafic rocks of the Mako bimodal volcanic belt of the Kedougou–Kenieba inlier (Senegal). *Arab. J. Geosci.*, vol. 3, n° 1, 49-57.

Nikiema, S.J., 1992. Évolution tectonique et magmatique du Protérozoïque inférieur du sillon de Djibo (Burkina Faso) au sein du craton ouest africain. Un exemple de tectonique polycyclique et contrôle structural de la minéralisation aurifère.

Niu, Y., 1997. Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites. *J. Petrol.*, vol. 38, n° 8, 1047-1074.

Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C., & Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. *Lithos*, vol. 61, n° 3, 103-125.

Norton, J.J. & Redden, J.A., 1990. Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite, and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota. *Am. Mineral.*, vol. 75, n° 5-6, 631-655.

Novák, M., Škoda, R., Filip, J., Macek, I., & Vaculovič, T., 2011. Compositional trends in tourmaline from intragranitic NYF pegmatites of the Třebíč Pluton, Czech Republic: an electron microprobe, Mössbauer and LA–ICP–MS study. *Can. Mineral.*, vol. 49, n° 1, 359-380.

Nude, P., Hanson, J., Dampare, S., Akiti, T., Osae, S., Nyarko, E., Zkaria, N., & Enti-Brown, S., 2011. Geochemistry of Pegmatites associated with the cape coast granite complex in the Egyaa and Akim Oda areas of southern Ghana. *Ghana J. Sci.*, vol. 51, 89-100.

Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., & Amanor, J.A., 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Res.*, vol. 89, n° 3, 129-143.

Ognar, 1960. Rapport inédit. BRGM.

Öhlander, B. & Zuber, J., 1988. Genesis of the Fellingsbro-type granites: evidence from gravity measurements and geochemistry. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 110, n° 1, 39-54.

Onstott, T.C. & Dorbor, J., 1987. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from Liberia and the Precambrian APW data base for the West African Shield. *J. Afr. Earth Sci.* 1983, vol. 6, n° 4, 537-552.

Onstott, T.C., Hargraves, R.B., York, D., & Hall, C., 1984. Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic: I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. *GSA Bull.*, vol. 95, n° 9, 1045-1054.

Ouattara, G., 1999. Structure du batholite de Ferkessedougou (secteur de Zuénoula, Côte d'Ivoire)—implications sur l'interprétation de la géodynamique du paléoprotérozoïque d'Afrique de l'ouest à 2, 1 Ga. Thèse de Doctorat, Univ. D'Orléans.

Palin, R.M., White, R.W., & Green, E.C.R., 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Res.*, vol. 287, 73-90.

Papon, A. & Lemarchand, R., 1973. Géologie et minéralisations du Sud-Ouest de la Côte-d'Ivoire: synthèse des travaux de l'opération SASCA, 1962-1968. Éditions du BRGM.

Parra-Avila, L.A., Baratoux, L., Eglinger, A., Fiorentini, M.L., & Block, S., 2019. The Eburnean magmatic evolution across the Baoulé-Mossi domain: Geodynamic implications for the West African Craton. *Precambrian Res.*, vol. 332, 105392.

Parra-Avila, L.A., Belousova, E.A., Fiorentini, M.L., Eglinger, A., Block, S., & Miller, J., 2017a. Zircon Hf and O-isotope constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the southern West African Craton. *Precambrian Res.*.

Parra-Avila, L.A., Kemp, A.I.S., Fiorentini, M.L., Belousova, E.A., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M.W., Bruguier, O., Begg, G.C., Miller, J., Davis, J., & McCuaig, T.C., 2017b. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African Craton. *Precambrian Res.*, vol. 300, 1-27.

Paster, T.P., Schauwecker, D.S., & Haskin, L.A., 1974. The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, n° 10, 1549-1577.

Patchett, P.J., Todt, W., & Gorbatshev, R., 1987. Origin of continental crust of 1.9-1.7 ga age: nd isotopes in the svecofennian orogenic terrains of sweden. *Precambrian Res.*, vol. 35, 145-160.

Patiño Douce, A.E. & Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrol.*, vol. 36, n° 3, 707-738.

Patiño Douce, A.E. & Beard, J.S., 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *J. Petrol.*, vol. 37, n° 5, 999-1024.

Patiño Douce, A.E. & Harris, N., 1998. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. *J. Petrol.*, vol. 39, n° 4, 689-710.

Patiño Douce, A.E., Humphreys, E.D., & Dana Johnston, A., 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 97, n° 3, 290-315.

Patiño Douce, A.E. & Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 107, n° 2, 202-218.

Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K., & Siegesmund, S., 2006. Geochemical and Sr-Nd isotopic data on the Birimian of the Kedougou-Kenieba inlier (Eastern Senegal): Implications on the Palaeoproterozoic evolution of the West African craton. *South Afr. J. Geol.*, vol. 109, n° 3, 411-427.

Peacock, S.M., Rushmer, T., & Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 121, n° 1, 227-244.

Pearson, R.G., 1987. Recent advances in the concept of hard and soft acids and bases. *J. Chem. Educ.*, vol. 64, n° 7, 561.

Perrouty, S., Aillères, L., Jessell, M.W., Baratoux, L., Bourassa, Y., & Crawford, B., 2012. Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti Belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations. *Precambrian Res.*, vol. 204, 12-39.

Petersson, A., Scherstén, A., & Gerdes, A., 2018. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geosci. Front.*, vol. 9, n° 1, 173-189.

Petersson, A., Scherstén, A., Kemp, A., Bara, K., Per, K., & Solomon, A., 2016. Zircon U-Pb-Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within

the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Res.*, vol. 275.

Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Bruguier, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M., & Mondou, M., 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted “hot” orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, vol. 477, n° 3, 174-196.

Petó, P., 1976. An experimental investigation of melting relations involving muscovite and paragonite in the silica-saturated portion of the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 15 kb. total pressure. *Prog Exp Pet. NERC Rept 3 41*, vol. 45.

Petrik, I. & Broska, I., 1994. Petrology of two granite types from the Tribeč Mountains, Western Carpathians: An example of allanite (+ magnetite) versus monazite dichotomy. *Geol. J.*, vol. 29, n° 1, 59-78.

Piccoli, P.M. & Candela, P.A., 2002. Apatite in igneous systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 48, n° 1, 255-292.

Pichavant, M., Montel, J.-M., & Richard, L.R., 1992. Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 56, n° 10, 3855-3861.

Pigois, J.-P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., & Snee, L.W., 2003. Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Miner. Deposita*, vol. 38, n° 6, 695-714.

Pitra, P., Kouamelan, A.N., Ballèvre, M., & Peucat, J.-J., 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *J. Metamorph. Geol.*, vol. 28, n° 1, 41-58.

Pochon, A., Poujol, M., Gloaguen, E., Branquet, Y., Cagnard, F., Gumiaux, C., & Gapais, D., 2016. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). *Am. Mineral.*, vol. 101, n° 11, 2430-2442.

Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., & Léger, J., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Res.*, vol. 70, n° 3-4, 281-301.

Pons, J., Oudin, C., & Valero, J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the Lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geol. Rundsch.*, vol. 81, n° 2, 473-486.

Porter, S.M., Knoll, A.H., & Affaton, P., 2004. Chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates from the Volta Basin, West Africa. *Precambrian Res.*, vol. 130, n° 1, 99-112.

Poulet, A., Doumbia, S., & Vidal, M., 2006. Geodynamic setting of the Birimian volcanism in central Ivory Coast (western Africa) and its place in the Palaeoproterozoic evolution of the Man Shield. *Bull. Société Géologique Fr.*, vol. 177, n° 2, 105-121.

Poulet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y., & Alric, G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Société Géologique Fr.*, vol. 167, n° 4, 529-541.

Prowatke, S. & Klemme, S., 2005. Effect of melt composition on the partitioning of trace elements between titanite and silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 69, n° 3, 695-709.

- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M.J., & Bussy, F.,** 2008. Igneous Layering, Fractional Crystallization and Growth of Granitic Plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *J. Petrol.*, vol. 49, n° 6, 1043-1068.
- Purdy, J. & Jager, E.,** 1976. K-Ar ages on rock forming minerals from Central Alps: Memoire de Padova.
- Pyle, J.M. & Spear, F.S.,** 1999. Yttrium zoning in garnet: coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geol. Mater. Res.*, vol. 1, n° 6, 1-49.
- Raimbault, L. & Burnol, L.,** 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France; a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Can. Mineral.*, vol. 36, n° 2, 265-282.
- Rankin, W.J.,** 2011. Minerals, metals and sustainability: meeting future material needs. CSIRO publishing.
- Rapp, R., Shimizu, N., Norman, M., & Applegate, G.,** 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.*, vol. 160, n° 4, 335-356.
- Rapp, R.P. & Watson, E.B.,** 1986. Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 94, n° 3, 304-316.
- Rapp, R.P. & Watson, E.B.,** 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, vol. 36, n° 4, 891-931.
- Reichardt, H. & Weinberg, R.F.,** 2012. Hornblende Chemistry in Meta- and Diatexites and its Retention in the Source of Leucogranites: an Example from the Karakoram Shear Zone, NW India. *J. Petrol.*, vol. 53, n° 6, 1287-1318.

Reichardt, H., Weinberg, R.F., Andersson, U.B., & Fanning, C.M., 2010. Hybridization of granitic magmas in the source: The origin of the Karakoram Batholith, Ladakh, NW India. *Lithos*, vol. 116, n° 3, 249-272.

Reid, M.R., Vazquez, J.A., & Schmitt, A.K., 2011. Zircon-scale insights into the history of a Supervolcano, Bishop Tuff, Long Valley, California, with implications for the Ti-in-zircon geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 161, n° 2, 293-311.

Rivers, T., 2008. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Res.*, vol. 167, n° 3, 237-259.

Robb, L.J., 2005. Introduction to ore-forming processes.

Robles, E.R., Perez, A.P., Roldan, F.V., & Fontan, F., 2016. The granitic pegmatites of the Fregeneda area (Salamanca, Spain): characteristics and petrogenesis. *Mineral. Mag.*, vol. 63, n° 4, 535-558.

Rollinson, H., 2016. Archaean crustal evolution in West Africa: A new synthesis of the Archaean geology in Sierra Leone, Liberia, Guinea and Ivory Coast. *Precambrian Res.*, vol. 281, 1-12.

Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.*, vol. 184, n° 1, 123-138.

2017. Zircon: the metamorphic mineral. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 83, n° 1, 261-295.

Rubatto, D. & Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chem. Geol.*, vol. 241, n° 1-2, 38-61.

Rubin, A.M., 1995. Getting granite dikes out of the source region. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 100, n° B4, 5911-5929.

Rudnick, R.L., Barth, M., Horn, I., & McDonough, W.F., 2000. Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science*, vol. 287, n° 5451, 278-281.

Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 107, n° 1, 41-59.

2001. Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, vol. 342, n° 3, 389-405.

Salvi, S. & Williams-Jones, A.E., 2006. Alteration, HFSE mineralisation and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems: Insights from the Strange Lake Pluton, Canada. *Lithos*, vol. 91, n° 1, 19-34.

Salvi, S., Williams-Jones, A.E., Linnen, R., & Samson, I., 2005. Alkaline granite-syenite deposits. *Geol. Assoc. Can. Short Course Notes*, vol. 17, 315-341.

Sassi, R., Harte, B., Carswell, D., & Yujing, H., 2000. Trace element distribution in Central Dabie eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 139, n° 3, 298-315.

Sawyer, E.W., 1991. Disequilibrium Melting and the Rate of Melt-Residuum Separation During Migmatization of Mafic Rocks from the Grenville Front, Quebec. *J. Petrol.*, vol. 32, n° 4, 701-738.

1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.*, vol. 24, n° 3, 269-279.

2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 19, n° 3, 291-309.

Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, vol. 116, n° 3-4, 273-286.

Sawyer, E.W. & Barnes, S.-J., 1988. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 6, n° 4, 437-450.

Sawyer, E.W., Dombrowski, C., & Collins, W.J., 1999. Movement of melt during synchronous regional deformation and granulite-facies anatexis, an example from the Wuluma Hills, central Australia. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 168, n° 1, 221-237.

Schaltegger, U. & Davies, J.H.F.L., 2017. Petrochronology of Zircon and Baddeleyite in Igneous Rocks: Reconstructing Magmatic Processes at High Temporal Resolution. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 83, n° 1, 297-328.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 110, n° 2, 304-310.

Schmidt, M.W., Dardon, A., Chazot, G., & Vannucci, R., 2004. The dependence of Nb and Ta rutile–melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 226, n° 3, 415-432.

Schmidt, M.W. & Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 163, n° 1-4, 361-379.

2004. Magmatic epidote. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 56, n° 1, 399-430.

- Schmidt, M.W. & Thompson, A.B.**, 1996. Epidote in calc-alkaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.*, vol. 81, n° 3-4, 462-474.
- Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., Dulski, P., & Emmermann, R.**, 2002. Zr-Nb-REE mineralization in peralkaline granites from the Amis Complex, Brandberg (Namibia): Evidence for magmatic pre-enrichment from melt inclusions. *Econ. Geol.*, vol. 97, n° 2, 399-413.
- Schneider, S., Hammerschmidt, K., Rosenberg, C.L., Gerdes, A., Frei, D., & Bertrand, A.**, 2015. U–Pb ages of apatite in the western Tauern Window (Eastern Alps): Tracing the onset of collision-related exhumation in the European plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 418, 53-65.
- Schoene, B. & Bowring, S.A.**, 2007. Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 71, n° 1, 165-185.
- Serre, J.C.**, 1964. Synthèse des levés géologiques et des travaux de prospection effectués par le B.R.G.M. dans le degré carré de Banfora et la partie voltaïque du degré carré de Kong. BRGM, Orléans.
- Seward, D., Vanderhaeghe, O., Siebenaller, L., Thomson, S., Hibsich, C., Zingg, A., Holzner, P., Ring, U., & Duchêne, S.**, 2009. Cenozoic tectonic evolution of Naxos Island through a multi-faceted approach of fission-track analysis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 321, n° 1, 179-196.
- Shannon, R.D.**, 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr. A*, vol. 32, n° 5, 751-767.
- Shaw, R.A., Goodenough, K.M., Roberts, N.M.W., Horstwood, M.S.A., Chenery, S.R., & Gunn, A.G.**, 2016. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes:

A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precambrian Res.*, vol. 281, 338-362.

Shearer, C.K., Papike, J.J., & Jolliff, B.L., 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Can. Mineral.*, vol. 30, n° 3, 785-809.

Shearer, C.K., Papike, J.J., & Laul, J.C., 1985. Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: Implications concerning pegmatite evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 49, n° 3, 663-673.

Shinohara, H., Iiyama, J.T., & Matsuo, S., 1989. Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions: I. Partition of NaCl-KCl. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 53, n° 10, 2617-2630.

Shirey, S.B. & Richardson, S.H., 2011. Start of the Wilson Cycle at 3 Ga Shown by Diamonds from Subcontinental Mantle. *Science*, vol. 333, n° 6041, 434-436.

Siégel, C., Bryan, S.E., Allen, C.M., & Gust, D.A., 2018. Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons. *Earth-Sci. Rev.*, vol. 176, 87-116.

Simmons, W., Falster, A., Webber, K., Roda-Robles, E., Boudreaux, A.P., Grassi, L.R., & Freeman, G., 2016. Bulk Composition of Mt. Mica Pegmatite, Maine, USA: Implications For the Origin of an LCT Type Pegmatite By Anatexis. *Can. Mineral.*, vol. 54, n° 4, 1053-1070.

Sirbescu, M.-L.C. & Nabelek, P.I., 2003. Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak Granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota—Evidence from fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 67, n° 13, 2443-2465.

- Sirbescu, M.-L.C., Schmidt, C., Veksler, I.V., Whittington, A.G., & Wilke, M., 2017.** Experimental Crystallization of Undercooled Felsic Liquids: Generation of Pegmatitic Texture. *J. Petrol.*, vol. 58, n° 3, 539-568.
- Skjerlie, K.P. & Johnston, A.D., 1996.** Vapour-Absent Melting from 10 to 20 kbar of Crustal Rocks that Contain Multiple Hydrous Phases: Implications for Anatexis in the Deep to Very Deep Continental Crust and Active Continental Margins. *J. Petrol.*, vol. 37, n° 3, 661-691.
- Skora, S. & Blundy, J., 2012.** Monazite solubility in hydrous silicic melts at high pressure conditions relevant to subduction zone metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 321-322, 104-114.
- Slagstad, T., Jamieson, R.A., & Culshaw, N., 2005.** Formation, crystallization, and migration of melt in the mid-orogenic crust: Muskoka domain migmatites, Grenville Province, Ontario. *J. Petrol.*, vol. 46, n° 5, 893-919.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S., Morris, G.A., Nasdala, L., & Norberg, N., 2008.** Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, vol. 249, n° 1-2, 1-35.
- Smith, M. & Yardley, B., 1999.** Fluid evolution during metamorphism of the Otago Schist, New Zealand:(I) Evidence from fluid inclusions. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 17, 173-186.
- Song, S., Niu, Y., Su, L., Wei, C., & Zhang, L., 2014.** Adakitic (tonalitic-trondhjemitic) magmas resulting from eclogite decompression and dehydration melting during exhumation in response to continental collision. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 130, 42-62.
- Soumaila, A., Henry, P., Garba, Z., & Rossi, M., 2008.** REE patterns, Nd-Sm and U-Pb ages of the metamorphic rocks of the Diagorou-Darbani greenstone belt (Liptako, SW Niger):

implication for Birimian (Palaeoproterozoic) crustal genesis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 297, n° 1, 19-32.

Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.

Spear, F.S., Kohn, M.J., & Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 134, n° 1, 17-32.

Spear, F.S. & Pyle, J.M., 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 48, n° 1, 293-335.

Spencer, K.J., Hacker, B.R., Kylander-Clark, A.R.C., Andersen, T.B., Cottle, J.M., Stearns, M.A., Poletti, J.E., & Seward, G.G.E., 2013. Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP: Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. *Chem. Geol.*, vol. 341, 84-101.

Spicer, E.M., Stevens, G., & Buick, I.S., 2004. The low-pressure partial-melting behaviour of natural boron-bearing metapelites from the Mt. Stafford area, central Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 148, n° 2, 160-179.

Stepanov, A.S. & Hermann, J., 2013. Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the “missing Nb paradox”. *Geology*, vol. 41, n° 3, 303-306.

Stepanov, A.S., Hermann, J., Rubatto, D., & Rapp, R.P., 2012. Experimental study of monazite/melt partitioning with implications for the REE, Th and U geochemistry of crustal rocks. *Chem. Geol.*, vol. 300-301, 200-220.

Stepanov, A.S., Mavrogenes, J.A., Meffre, S., & Davidson, P., 2014. The key role of mica during igneous concentration of tantalum. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 167, n° 6, 1009.

Stevens, G., Villarros, A., & Moyen, J.-F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology*, vol. 35, n° 1, 9-12.

- Stewart, D.B.**, 1978. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *Am. Mineral.*, vol. 63, n° 9-10, 970-980.
- Stilling, A., Černý, P., & Vanstone, P.J.**, 2006. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVI. Zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance. *Can. Mineral.*, vol. 44, n° 3, 599-623.
- Storkey, A., Hermann, J., Hand, M., & Buick, I.S.**, 2005. Using in situ trace-element determinations to monitor partial-melting processes in metabasites. *J. Petrol.*, vol. 46, n° 6, 1283-1308.
- Storre, B. & Karotke, E.**, 1972. Experimental data on melting reactions of muscovite+ quartz in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 20 kb water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 36, n° 4, 343-345.
- Sun, S.-S. & McDonough, W.F.**, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 42, n° 1, 313-345.
- Swansen, S.**, 1977. Relation of nucleation and crystal growth to the development of granitic structures. *Am Miner.*, vol. 62, 966-978.
- Swanson, S.E.**, 2012. Mineralogy of spodumene pegmatites and related rocks in the tin–spodumene belt of North Carolina and South Carolina, USA. *Can. Mineral.*, vol. 50, n° 6, 1589-1608.
- Sylvester, P.J. & Attoh, K.**, 1992. Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African Craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary. *J. Geol.*, vol. 100, n° 4, 377-393.

- Tafur, L.A. & Diener, J.F.A.**, 2020. Mineral equilibrium constraints on the feasibility of diffusive H₂O-fluxed melting in the continental crust. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 38, n° 7, 719-742.
- Tagini, B.**, 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse de Doctorat, Univ. Lausanne Soc. Etat Pour Dev. Min. Cote Ivoire.
- Takahashi, E. & Kushiro, I.**, 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am. Mineral.*, vol. 68, n° 9-10, 859-879.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Jahn, B.-M., Chung, S.-L., Wenmenga, U., & Iizuka, Y.**, 2013a. Chemical and Sr–Nd isotopic compositions and zircon U–Pb ages of the Birimian granitoids from NE Burkina Faso, West African Craton: Implications on the geodynamic setting and crustal evolution. *Precambrian Res.*, vol. 224, 364-396.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Wenmenga, U., Iizuka, Y., Chung, S.-L., & Shellnutt, G.**, 2018. Chemical and Sr-Nd compositions and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of NW-trending dolerite dikes of Burkina Faso: evidence for a Mesoproterozoic magmatism in the West African Craton. *Geosci. Front.*, vol. 9, n° 6, 1957-1980.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Wenmenga, U., Jahn, B.-M., & Chung, S.-L.**, 2013b. ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of Paleoproterozoic granitoids of northeast Burkina Faso, West African Craton: Implications for regional tectonics. *Precambrian Res.*, vol. 235, 208-229.
- Taylor, J. & Stevens, G.**, 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: evidence from Archaean mid-crustal anatexites. *Lithos*, vol. 120, n° 3-4, 277-292.
- Taylor, J.R. & Wall, V.J.**, 1992. The behavior of tin in granitoid magmas. *Econ. Geol.*, vol. 87, n° 2, 403-420.

Tera, F. & Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 17, n° 1, 36-51.

Thiéblemont, D., Delor, C., Cocherie, A., Lafon, J.M., Goujou, J.C., Baldé, A., Bah, M., Sané, H., & Mark Fanning, C., 2001. A 3.5 Ga granite–gneiss basement in Guinea: further evidence for early archean accretion within the West African Craton. *Precambrian Res.*, vol. 108, n° 3, 179-194.

Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., & Fanning, C.M., 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 39, n° 3-5, 97-104.

Thomas, R. & Davidson, P., 2012. Water in granite and pegmatite-forming melts. *Ore Geol. Rev.*, vol. 46, 32-46.

Thomas, W. & Ernst, W., 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. *Fluid-Miner. Interact. Tribute HP Eugster*, 59-63.

Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.*, vol. 282, n° 10, 1567-1595.

Thompson, A.B., 1983. Fluid-absent metamorphism. *J. Geol. Soc.*, vol. 140, n° 4, 533-547.

Thompson, A.B., 2001. Clockwise P–T paths for crustal melting and H₂O recycling in granite source regions and migmatite terrains. *Lithos*, vol. 56, n° 1, 33-45.

Thomson, S.N., Gehrels, G.E., Ruiz, J., & Buchwaldt, R., 2012. Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS. *Geochem. Geophys. Geosystems*, vol. 13, n° 2.

Tiepolo, M., Oberti, R., Zanetti, A., Vannucci, R., & Foley, S.F., 2007. Trace-Element Partitioning Between Amphibole and Silicate Melt. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 67, n° 1, 417-452.

Touret, J.L.R. & Huizenga, J.-M., 2011. Fluids in granulites. *Geol. Soc. Am. Mem.*, vol. 207, 25-37.

Traoré, A., 2011. Mise en place des plutons de granites alcalins paléoprotérozoïques du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Thèse de Doctorat, Univ. De Ouagadougou.

Tribuzio, R., Messiga, B., Vannucci, R., & Bottazzi, P., 1996. Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones. *Geology*, vol. 24, n° 8, 711-714.

Tshibubudze, A., Hein, K.A.A., & McCuaig, T.C., 2015. The relative and absolute chronology of strato-tectonic events in the Gorom-Gorom granitoid terrane and Oudalan-Gorouol belt, northeast Burkina Faso. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 112, 382-418.

Tshibubudze, A., Hein, K.A.A., Peters, L., Woolfe, A., & McCuaig, T., 2013. Oldest U-Pb crystallisation age for the West African Craton From the Oudalan-Gorouol Belt of Burkina Faso. *South Afr. J. Geol.*, vol. 116, n° 1, 169-181.

Turlin, F., André-Mayer, A.-S., Moukhsil, A., Vanderhaeghe, O., Gervais, F., Solgadi, F., Groulier, P.-A., & Poujol, M., 2017. Unusual LREE-rich, peraluminous, monazite- or allanite-bearing pegmatitic granite in the central Grenville Province, Québec. *Ore Geol. Rev.*, vol. 89, 627-667.

- Turlin, F., Deruy, C., Eglinger, A., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Poujol, M., Moukhsil, A., & Solgadi, F., 2018.** A 70 Ma record of suprasolidus conditions in the large, hot, long-duration Grenville Orogen. *Terra Nova*, vol. 30, n° 3, 233-243.
- Turner, P., Hall, R.P., Hughes, D.J., & Whalley, J.S., 1993.** The sediment-dominated Boundiali-Bagoé supracrustal belt and neighbouring granitic rocks, northern Côte d'Ivoire, West Africa: A Tarkwaian connection? *J. Afr. Earth Sci. Middle East*, vol. 17, n° 1, 1-11.
- Tysdal, R. & Thorman, C., 1983.** Geological Map of Liberia at 1: 1,000,000. Map -1480 Liberian Geol. Surv. Minist. Lands Mines Monrovia.
- Uebel, P.-J., 1977.** Internal structure of pegmatites, its origin and nomenclature. *Neues Jahrbuch Für Mineral. Abh.*, vol. 131, 83-113.
- Ulmer, P., 1988.** High-pressure phase equilibria of a calc-alkaline picro-basalt: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Carnegie Inst Wash Yearb.*, vol. 87, 28-35.
- United States Geological Survey (USGS), 2021.** Mineral Commodity Summaries – Lithium, <https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2021/mcs2021-lithium.pdf>, visité le 03/11/2021.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C., Jackson, S., & Griffin, W., 2001.** Data reduction software for LA-ICP-MS: Appendix. *Laser Ablation-ICP Mass Spectrom. Earth Sci. Princ. Appl.* Sylvester PJ Ed, 239-243.
- Van Kranendonk, M.J., 2011.** Onset of plate tectonics. *Science*, vol. 333, n° 6041, 413-414.
- Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A., & Pawley, M.J., 2004.** Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Res.*, vol. 131, n° 3, 173-211.
- Van Lichtenvelde, M., Grand'Homme, A., de Saint-Blanquat, M., Olivier, P., Gerdes, A., Paquette, J.-L., Melgarejo, J.C., Druguet, E., & Alfonso, P., 2017.** U-Pb geochronology on

zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, NE Spain. *Mineral. Petrol.*, vol. 111, n° 1, 1-21.

Van Lichtervelde, M., Grégoire, M., Linnen, R.L., Béziat, D., & Salvi, S., 2008. Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 155, n° 6, 791-806.

Van Lichtervelde, M., Holtz, F., & Melcher, F., 2018. The effect of disequilibrium crystallization on Nb-Ta fractionation in pegmatites: Constraints from crystallization experiments of tantalite-tapiolite. *Am. Mineral.*, vol. 103, n° 9, 1401-1416.

Van Thienen, P., Van den Berg, A., & Vlaar, N., 2004. Production and recycling of oceanic crust in the early Earth. *Tectonophysics*, vol. 386, n° 1-2, 41-65.

Vanderhaeghe, O., 1999. Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation. *Tectonophysics*, vol. 312, n° 1, 35-55.

Vanderhaeghe, O., 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.*, vol. 26, n° 4-5, 213-223.

Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, vol. 477, n° 3, 119-134.

2012. The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *J. Geodyn.*, vol. 56-57, 124-145.

Vanderhaeghe, O., Guergouz, C., Fabre, C., Duchêne, S., & Baratoux, D., 2019. Secular cooling and crystallization of partially molten Archaean continental crust over 1 Ga. *Comptes Rendus Geosci.*, vol. 351, n° 8, 562-573.

Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., & Jamieson, R.A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal–mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophys. J. Int.*, vol. 153, n° 1, 27-51.

Vanderhaeghe, O., Oscar, L., Gardien, V., Moyen, J.-F., Gébelin, A., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Villaros, A., & Bellanger, M., 2020. Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: 1 the geologic record of the French Massif Central.

Vasyukova, O. & Williams-Jones, A.E., 2014. Fluoride–silicate melt immiscibility and its role in REE ore formation: Evidence from the Strange Lake rare metal deposit, Québec-Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 139, 110-130.

Vasyukova, O.V. & Williams-Jones, A.E., 2019. Tracing the evolution of a fertile REE granite by modelling amphibole-melt partitioning, the Strange Lake story. *Chem. Geol.*, vol. 514, 79-89.

Vaucher, A., Hollanda, M.H.B.M., Monié, P., Mondou, M., & Egydio-Silva, M., 2019. Slow cooling and crystallization of the roots of the Neoproterozoic Araçuaí hot orogen (SE Brazil): Implications for rheology, strain distribution, and deformation analysis. *Tectonophysics*, vol. 766, 500-518.

Veksler, I.V., 2004. Liquid immiscibility and its role at the magmatic–hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chem. Geol.*, vol. 210, n° 1, 7-31.

- Veksler, I.V., Fedorchuk, Y.M., & Nielsen, T.F., 1998.** Phase equilibria in the silica-undersaturated part of the $KAlSiO_4$ – Mg_2SiO_4 – Ca_2SiO_4 – SiO_2 – F system at 1 atm and the larnite-normative trend of melt evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 131, n° 4, 347-363.
- Veksler, I.V., Thomas, R., & Schmidt, C., 2002.** Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granitic pegmatite. *Am. Mineral.*, vol. 87, n° 5-6, 775-779.
- Vidal, M. & Alric, G., 1994.** The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Res.*, vol. 65, n° 1-4, 207-229.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., & Pichon, M., 2009.** Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics*, vol. 477, n° 3-4, 145-159.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R., 1988.** Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 98, n° 3, 257-276.
- Vielzeuf, D. & Montel, J.-M., 1994.** Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 117, n° 4, 375-393.
- Vielzeuf, D. & Schmidt, M., 2001.** Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 141, n° 3, 251.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., & Cuney, M., 1996.** Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.*, vol. 37, n° 6, 1579-1600.
- Vigneresse, J.L. & Tikoff, B., 1999.** Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, vol. 312, n° 2, 117-132.
- Villa, I.M., 1998.** Isotopic closure: Terra Nova.

- Villaros, A. & Pichavant, M.**, 2019. Mica-liquid trace elements partitioning and the granite-pegmatite connection: The St-Sylvestre complex (Western French Massif Central). *Chem. Geol.*, vol. 528, 119265.
- Villaseca, C., Martín Romera, C., De la Rosa, J., & Barbero, L.**, 2003. Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behaviour of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain. *Chem. Geol.*, vol. 200, n° 3, 293-323.
- Villeneuve, M.**, 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 43, n° 1, 166-195.
- Walter, M.J.**, 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.*, vol. 39, n° 1, 29-60.
- Wane, O., Liégeois, J.-P., Thébaud, N., Miller, J., Metelka, V., & Jessell, M.W.**, 2018. The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and volcanosedimentary rock record of the Massigui region, southern Mali. *Precambrian Res.*, vol. 305, 444-478.
- Ward, R., Stevens, G., & Kisters, A.**, 2008. Fluid and deformation induced partial melting and melt volumes in low-temperature granulite-facies metasediments, Damara Belt, Namibia. *Lithos*, vol. 105, n° 3-4, 253-271.
- Warren, C.J., Hanke, F., & Kelley, S.P.**, 2012. When can muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating constrain the timing of metamorphic exhumation? *Chem. Geol.*, vol. 291, 79-86.
- Wasylenki, L.E., Baker, M.B., Kent, A.J.R., & Stolper, E.M.**, 2003. Near-solidus Melting of the Shallow Upper Mantle: Partial Melting Experiments on Depleted Peridotite. *J. Petrol.*, vol. 44, n° 7, 1163-1191.

- Watkins, J., Clemens, J., & Treloar, P.,** 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 154, n° 1, 91-110.
- Watson, E.B. & Capobianco, C.J.,** 1981. Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 45, n° 12, 2349-2358.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M.,** 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 64, n° 2, 295-304.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., & Ryerson, F.J.,** 1985. Diffusion of Sm, Sr, and Pb in fluorapatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 49, n° 8, 1813-1823.
- Watt, G.R. & Harley, S.L.,** 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 114, n° 4, 550-566.
- Webber, K.L., Simmons, W.B., Falster, A.U., & Foord, E.E.,** 1999. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. *Am. Mineral.*, vol. 84, n° 5-6, 708-717.
- Webster, J., Kinzler, R., & Mathez, E.,** 1999. Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 63, n° 5, 729-738.
- Webster, J.D.,** 1992. Water solubility and chlorine partitioning in Cl-rich granitic systems: effects of melt composition at 2 kbar and 800 C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 56, n° 2, 679-687.

Wei, C., Powell, R., & Clarke, G., 2004. Calculated phase equilibria for low-and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 22, n° 5, 495-508.

Weinberg, R.F., 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. *Lithos*, vol. 46, n° 3, 393-410.

Weinberg, R.F. & Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, vol. 212, 158-188.

Wenmenga, U., 1986. *Pétrologie des ensembles lithologiques du Protérozoïque inférieur au NE de Ouagadougou (Burkina Faso-Craton Ouest Africain). Etude pétrographique, géochimique et Géochronologique. Thèse de Doctorat, Univ. Clermont-Ferrand 2.*

Whalen, J.B., Currie, K.L., & Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 95, n° 4, 407-419.

White, A., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L., & Waters, D., 2014. Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralisation and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Res.*, vol. 243, 18-38.

White, R., Pomroy, N., & Powell, R., 2005. An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 23, n° 7, 579-602.

White, R., Powell, R., & Clarke, G., 2003. Prograde Metamorphic Assemblage Evolution during Partial Melting of Metasedimentary Rocks at Low Pressures: Migmatites from Mt Stafford, Central Australia. *J. Petrol.*, vol. 44, n° 11, 1937-1960.

White, R., Powell, R., & Holland, T., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 25, n° 5, 511-527.

Whitehouse, M.J. & Kamber, B.S., 2002. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 204, n° 3, 333-346.

Whitney, D.L., Teyssier, C., & Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. *Gneiss Domes Orogeny*, vol. 380, 15.

Whitney, J.A., 1975. The Effects of Pressure, Temperature, and XH₂O on Phase Assemblage in Four Synthetic Rock Compositions. *J. Geol.*, vol. 83, n° 1, 1-31.

Williamson, B.J., Downes, H., Thirlwall, M.F., & Beard, A., 1997. Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatectic granite, French Massif Central. *Lithos*, vol. 40, n° 2, 295-319.

Wilson, M.R., Fallick, A.E., Hamilton, P.J., & Persson, L., 1986. Magma sources for some mid-Proterozoic granitoids in SE Sweden: Geochemical and isotopic constraints. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 108, n° 1, 79-91.

Wing, B.A., Ferry, J.M., & Harrison, T.M., 2003. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 145, n° 2, 228-250.

Witschard, F., 1965. Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. Éditions BRGM.

Wolf, M.B. & London, D., 1995. Incongruent dissolution of REE- and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: Differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis. *Am. Mineral.*, vol. 80, n° 7-8, 765-775.

- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J.**, 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 115, n° 4, 369-383.
- Wyllie, P.J. & Wolf, M.B.**, 1993. Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 76, n° 1, 405-416.
- Xiong, X.L., Adam, J., & Green, T.H.**, 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chem. Geol.*, vol. 218, n° 3, 339-359.
- Xiong, X. L., Keppler, H., Audéat, A., Ni, H., Sun, W., & Li, Y.**, 2011. Partitioning of Nb and Ta between rutile and felsic melt and the fractionation of Nb/Ta during partial melting of hydrous metabasalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 75, n° 7, 1673-1692.
- Yakymchuk, C.**, 2017. Behaviour of apatite during partial melting of metapelites and consequences for prograde suprasolidus monazite growth. *Lithos*, vol. 274-275, 412-426.
- Yakymchuk, C. & Acosta-Vigil, A.**, 2019. Geochemistry of phosphorus and the behavior of apatite during crustal anatexis: Insights from melt inclusions and nanogranitoids. *Am. Mineral.*, vol. 104, n° 12, 1765-1780.
- Yakymchuk, C. & Brown, M.**, 2014. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *J. Geol. Soc.*, vol. 171, n° 4, 465-479.
- Yang, P. & Rivers, T.**, 2002. Trace element zoning in pelitic garnet, apatite and epidote group minerals: The origin of Y annuli and P zoning in garnet. *Geol Mat Res*, vol. 4, 1-35.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R.E., Soulamani, A., Hafid, A., Ikenne, M., El Bahat, A., Bertrand, H., Rkha Chaham, K., Ben Abbou, M., Mortaji, A., El Ghorfi, M., Zouhair, M., & El Janati, M.**, 2013. The 1750Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Res.*, vol. 236, 106-123.

Zack, T. & Brumm, R., 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites. 986-988.

Zack, T. & Kooijman, E., 2017. Petrology and geochronology of rutile. *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 83, n° 1, 443-467.

Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., & Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chem. Geol.*, vol. 184, n° 1, 97-122.

Zaraisky, G.P., Korzhinskaya, V., & Kotova, N., 2010. Experimental studies of Ta₂O₅ and columbite–tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550°C and 50 to 100 MPa. *Mineral. Petrol.*, vol. 99, n° 3, 287-300.

Zeh, A. & Holness, M.B., 2003. The Effect of Reaction Overstep on Garnet Microtextures in Metapelitic Rocks of the Ilesha Schist Belt, SW Nigeria. *J. Petrol.*, vol. 44, n° 6, 967-994.

Zhang, C., Holtz, F., Ma, C., Wolff, P.E., & Li, X., 2012. Tracing the evolution and distribution of F and Cl in plutonic systems from volatile-bearing minerals: a case study from the Liujiawa pluton (Dabie orogen, China). *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 164, n° 5, 859-879.

Zhong, S., Feng, C., Seltmann, R., Li, D., & Qu, H., 2018. Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, vol. 314-315, 646-657.

Zhu, Z., Wang, R., Marignac, C., Cuney, M., Mercadier, J., Che, X., & Lespinasse, M.-Y., 2018. A new style of rare metal granite with Nb-rich mica: The Early Cretaceous Huangshan rare-metal granite suite, northeast Jiangxi Province, southeast China. *Am. Mineral.*, vol. 103, n° 10, 1530-1544.

Zhu, Z.-Y., Wang, R.-C., Marignac, C., Cuney, M., Mercadier, J., Che, X.-D., Charles, N., & Lespinasse, M., 2019. Petrogenesis of Nb–(Ta) aplo-pegmatites and fine-grained granites

from the Early Cretaceous Huangshan rare-metal granite suite, northeast Jiangxi Province, southeast China. *Lithos*, vol. 346-347, 105150.

Liste des figures

- Figure 1-1. Abondance relative dans la croûte continentale supérieure des éléments chimiques par rapport au Si, extrait de Haxel et al., (2002) 4
- Figure 1-2. Classification de Goldschmidt dans la table périodique des éléments (Lee, 2018) 5
- Figure 1-3. Diagramme représentant la charge ionique vs le rayon ionique (coordination 6, (Shannon, 1976) de quelques éléments chimiques..... 7
- Figure 1-4. Modèles géodynamiques de formations des magmas de type Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) à partir d'une croûte océanique (Palin et al., 2016). a) Fusion partielle profonde et b) Fusion partielle peu profonde de plaque plongeante hydratée en zone de subduction. c) Fusion partielle de la croûte inférieure hydratée à la base d'un plateau océanique, associé à un panache mantellique intra-plaque. La section du modèle n'est pas à l'échelle. .. 11
- Figure 1-5. Section d'une croûte orogénique indiquant les niveaux de fusion partielle et de magmatisme, d'après Vanderhaeghe (2009). 12
- Figure 1-6. Réactions générales de déshydratation dans le diagramme Pression-Température (modifié d'après Weinberg et Hasalová 2015). Les lignes solides bleues montrent la variation de pente de la réaction de fusion en présence et en absence d'eau (Gardien et al., 2000). Les zones de transition de stabilité de l'ilménite/titanite au rutile sont indiquées par les zones oranges et marrons (Zack et Kooijman, 2017). Les limites de stabilité du grenat et de l'orthopyroxène correspondent à une moyenne métapélitique dans le faciès amphibolitique (Ague, 1991 ; White et al., 2014). Abréviations : and = andalousite, di = disthène, ilm = ilménite, sil = sillimanite, tit = titanite, opx = orthopyroxène, ru = rutile..... 16
- Figure 1-7. Représentations schématiques de zonations dans des pegmatites complexes, modifié d'après London (2018) selon les interprétations de Jahns et Burnham, 1969, et Uebel (1977).

(a) Zonation interne, bilatéral et symétrique, dans un corps pegmatitique. La partie supérieure est plus massive et plus potassique. (b) Zonation dans une pegmatite subhorizontale, avec développement d'aplite sur la base, de cristaux grossiers au sommet, et de poches miarolitiques dans la partie centrale. (c) Zonation dans une zone de rétrécissement d'un corps pegmatitique (Uebel, 1977). La zone rétrécie est moins zonée et grossière que la zone interne..... 32

Figure 2-1. Modèles pétrogénétiques de formation des pegmatites (illustrations modifiées d'après Shearer et al., 1992). (a) Modèle de formation de pegmatites par différenciation d'un granite d'origine anatectique, et modèle de zonation régional géochimique (Černý, 1991c ; Shearer et al., 1992). (b) Modèle de formation des pegmatite par fusion partielle à plusieurs degrés d'anatexie..... 42

Figure 3-1. Carte géologique simplifiée de l'Afrique du l'Ouest et du Nord. Le contour du Craton Ouest Africain est délimité par la frontière géophysique à l'Est (pointillé couleur ocre), la frontière de la Ceinture Varisque au Nord et la Chaîne des Mauritanides à l'Ouest (pointillé noir). Extrait de Youbi et al., (2013). 58

Figure 3-2. Cartographie lithostructurale simplifiée du Domaine de Léo (modifiée d'après Milési et al., 2004, et Block et al., 2015) 59

Figure 3-3. Chronologie du contexte géologique du volcanisme et du plutonisme, et occurrences de pegmatites dans le domaine Baoulé-Mossi 62

Figure 3-4. Evolution géodynamique du Craton Ouest African (modifié d'après Lompo, 2010). Les échelles verticales ne sont pas respectées. (a) Contexte précoce: bassin de plancher océanique, avec bordures des noyaux archéens de Man, et probablement du Craton Congolais. (b) Evènement magmatique I (E I) de panache mantellique avec dépôt de tholéites paléoprotérozoïques précoces (PTH1 ; evènement de subsidence (E II) avec dépôt de tholéites (PTH2 et PTH3) et emplacement de granitoïdes à amphiboles (PAG) en contexte tectonique

dominant vertical. (c) Evenement magmatique III (E III) avec mise en place de granitoïdes à biotite ± muscoïte (PBG) en tectonique transcurrente. 66

Figure 3-3-5. Evolution géodynamique du Craton Ouest Africain et épisodes métallogéniques de concentration en or (modifié d’après Masurel et al., 2021). (a) L’Eoeburnéen, (b) l’Eburnéen précoce et (c) l’Eburnéen tardif..... 67

Figure 4-1. Occurrences de pegmatites à métaux rares dans le domaine Baoulé-Mossi, et indices métalliques associés (entre parenthèses). Modifié d’après (Block et al., 2015). 75

Figure 4-2. Carte géologique du domain paléorpotérozoïque du Sud-Est Ghana (modifié d’après Nude et al., 2011). AO = Akim-Oda, EG = Egyaa, WI = Winneba..... 76

Figure 4-3. Carte géologique du permis d’exploitation d’Issia (d’après Allou et al., 2005) ... 78

Figure 4-4. Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (extrait de Lambert-Smith et al., 2016, modifiée d’après Lawrence et al., 2013). SMSZ : zone de cisaillement Sénégal-Mali, MTZ = Zone transcurrente principale. Le rectangle rouge indique la localisation du district de Dioumbalou (voir paragraphe ci-dessous, 4.1.5) 81

Figure 4-5. Carte géologique simplifié du district de Dioumbalou (Gueye et al., 2008). 1: Roches intrusives de Badon – 2: Andésites – 3: Volcano-sédiments – 4,5,6 et 7: Granitoïdes – 8: Faille chevauchante - 9: Faille transformante – 10: Linéation – 11: Pegmatite. Voir Figure 4-4 pour localisation dans boutonnière de Kédougou-Kéniéba. 84

Figure 4-6. Extrait de la carte géologique au 1/1 000 000 du Burkina Faso, localisé dans le district de Mangodara (Hottin et Ouedraogo, 1975) 85

Figure 4-7. Représentation dans le diagramme de Shand (1943) de la composition géochimique des roches intrusives du domaine Baoulé-Mossi. Le figuré du triangle vert représente les roches intrusives datées avant 2,15 Ga, qui sont majoritairement métalumineuses à faiblement peralumineuses. Le figuré carré plein mauve représente les roches intrusives datées après 2,15

Ga, qui contiennent les unités les plus peralumineuses (figure et compilation de Grenholm et al., 2019).....	90
Figure 4-8. Interprétation de la formation du batholite de Ferkéssédougou (Ouattara, 1999). A. Localisation du batholite dans le domaine cratonique Ouest-Africain et Guyanais. B et C. Interprétation structurale. D. Implications sur l'épaisseur et la profondeur de la zone de fusion partielle.....	94
Figure 7-1. Carte géologique du district à pegmatites de Mangodara. Les localisations et les âges des échantillons analysés sont indiquées. Les âges supplémentaires dans le sud-est de la zone d'étude sont extraits des travaux de Hirdes et al. (1996).....	257
Figure 7-2. Photographie en lumière transmise de cristaux de zircons dans la pegmatite de type titanite-allanite.....	258
Figure 7-3. Photographies au MEB des cristaux de zircon analysés (voir Annexe F pour les données). Les cercles indiquent la localisation des points analysés. Les chiffres et cercles jaunes indiquent les analyses ayant donné des résultats concordants. Les lettres indiquent les zircons référencés à l'intérieur du texte. Le zircon G est accompagné d'un dessin schématique montrant les variations de texture: en vert les zones à texture homogène, en marron les zones à texture oscillatoire peu altérées, et en ocre altérées métamictes.	260
Figure 7-4. Représentations de concordia U-Pb sur zircon d'une pegmatite de type titanite-allanite (BMN28,). (a) Ensemble des points concordants et discordants, dispersés sur une discordia à intercept supérieur à 2078 ± 37 Ma (n=43). (b) Points concordants et moyenne équivalente. Les ellipses oranges représentent les points situés au cœur des zircons, tandis que les ellipses bleues représentent les points situés en bordure.	264
Figure 7-5. Photographies à la cathodoluminescence des cristaux d'apatite analysés pour la datation du gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11).	266

Figure 7-6. Diagramme Tera-Wasserburg pour l'apatite du gneiss tonalitique-trondhjémitique (BMN11). (a) Représentation des points analysés en fonction de la position texturale. Les nuances les plus sombre correspondent aux points situés au cœur des cristaux, et les nuances les plus claires aux points situés en bordure. (b) Représentation graduée de la concentration en Pb dans les points analysés..... 268

Figure 7-7. Photographies à la cathodoluminescence des cristaux d'apatite analysés pour la datation du gneiss granodioritique (BMN20B)..... 269

Figure 7-8. (a) Allanite altérée, recouverte d'épidote, dans le gneiss granodioritique à texture granolépidoblastique. (b) Cristaux d'apatite associés aux feuillets de biotite dans le gneiss granodioritique ; (c) et (d) minéral altéré d'allanite contenant des inclusions d'apatite subautomorphe, dans un gneiss granodioritique (échantillon BMN24), vu en lumière transmise (c) et au MEB (électrons rétrodiffusés). Aln : allanite, Ap : apatite, Bt : biotite, Ep : epidote, Pl : plagioclase, Zr : zircon..... 270

Figure 7-9. Diagramme Tera-Wasserburg pour l'apatite du gneiss granodioritique (BMN20B). (a) Discrimination des points analysés en deux populations ayant un MSWD < 1 (représentées en contours bleus et rouges). La nuance la plus claire correspond à une analyse sur une zone de transition cœur-bordure, les autres points correspondent aux cœurs des cristaux. (b) Représentation graduée de la concentration en Pb dans les points analysés..... 273

Figure 7-10. Photographies à la cathodoluminescence des cristaux d'apatite analysés pour la datation de la pegmatite de type apatite-zircon (BMN20) 274

Figure 7-11. Diagramme Tera-Wasserburg U-Pb pour l'apatite de la pegmatite de type apatite-zircon. (a) Discordia de l'ensemble des points, et isochrones décalés aux valeurs extrêmes du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. La position texturale des points analysés (cœur, transition cœur-ordure, et bordure) est représentée par un gradient de couleur entre le noir et le blanc (respectivement gris sombre, gris moyen et gris clair). (b) Représentation graduée de la concentration en Pb dans les

points analysés. (c) Discordia des points présélectionnés sur la base de la proximité avec l'isochrone moyenne. 277

Figure 7-12. Photographique à la cathodoluminescence (MEB) d'apatites dans la pegmatite de type grenat-colombite. (a) Apatite héritée (signature de pegmatite de type apatite-zircon), dans l'échantillon BMN13. (b) Apatite riche en F (voir Chapitre 6), dans échantillon BMN131 . 278

Figure 7-13. Photographies à la microscopie optique, et à la cathodoluminescence de l'apatite dans l'échantillon de contact de la pegmatite de type grenat-colombite avec une enclave de micaschiste (échantillon BMS6). (a) Apatite dans la pegmatite de type grenat-colombite. (b) Apatite zonée dans l'enclave de micaschiste. 279

Figure 7-14. Température de fermeture du système isotopique du Pb dans l'apatite du gneiss granodioritique (rayon effectif = 100 μm), du gneiss tonalitique-trondhjémitique (rayon effectif = 150 μm) et de la pegmatite de type apatite-zircon. Le rayon effectif désigne le rayon moyen du cristal d'apatite, de forme supposée sphérique (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991)... 288

Figure 7-15. Diagramme chronologique des âges U-Pb sur zircon, titanite et apatite de granitoïdes dans le district de Téhini (au Sud Est du district de Mangodara, d'après Hirdes et al., 1996), et du district de Mangodara (cette étude). Les roches analysées dans le district de Téhini sont situées dans la continuité du domaine de gneiss-granitoïdes de Sidéradoukou, et dans la ceinture de roches vertes de Ouango-Fitini (continuité de la ceinture de roches vertes de Houndé)..... 292

Figure 7-16. Scénario de trajet P-T des gneiss du district de Mangodara. Le rectangle bleu délimite les conditions de cristallisation des gneiss granodioritiques-tonalitiques-trondhjémitiques : pressions contraintes par le baromètre Aluminium dans la hornblende (Chapitre 5), et températures définies par les températures de saturation du Zr (paragraphe 7.4.2.1). La flèche au contour discontinu rouge indique le trajet rétrograde régional analogue aux trajets identifiés dans le CAO (Ganne et al. 2012: 1- Fa-34, 2- K451, 3- 215 ; Block et al.

2016: 4-BN47, 5-BN43. La genèse des pegmatites se produit au cours de ce trajet, avant le refroidissement à moins de 500 °C. 294

Figure 8-1. Modèle explicatif de la formation des pegmatites granitiques par différenciation magmatique de diatexites et magmas peralumineux à métalumineux, en contexte orogénique. Références des exemples de pegmatites: Harney Peak, Black Hills, Etats-Unis: (Shearer et al., 1992 ; Sirbescu et Nabelek, 2003), pegmatites de la ceinture Karagwe-Ankole, Rwanda (Hulsbosch et al., 2016), pegmatites du granite de Huangshang, (Zhu et al., 2018, 2019)... 305

Figure 8-2. Modèle illustratif de la pétrogenèse des pegmatites anatectiques de contexte orogénique, et des pegmatites d’origines magmatiques de contexte orogénique et anorogénique. Abréviations: LCT, lithium-césium-tantale, CT, césium-tantale, NYF, niobium-yttrium-fluor, NY, niobium-yttrium..... 311

Figure 8-3. Modèle de variation de la famille pétrogénétique des pegmatites en fonction des minéraux réservoirs de métaux rares. Les rectangles pleins indiquent les éléments dont la distribution des minéraux porteurs est dépendante de la profondeur dans la croûte. Les ellipses hachurées indiquent les éléments dont la distribution n’est pas directement reliée aux conditions de pression, et dont l’enrichissement est indépendant de l’affinité LCT ou NYF. 312

Liste des tableaux

Tableau 1. Exemples de réactions de fusion partielle, inspiré d'après Weinberg et Hasalová, 2015..... 13

Tableau 2. Exemples de réactions de déshydratation pendant le métamorphisme rétrograde. 15

Tableau 3. Exemples de réactions métamorphiques impliquant des minéraux accessoires..... 17

Tableau 4. Classification des pegmatites (Ginsburg et al., 1979 ; Černý et Ercit, 2005 ; Ercit, 2005)..... 36

Tableau 5. Familles pétrogénétiques des pegmatites granitiques (Černý et Ercit, 2005) 37

Tableau 6. Récapitulatif des travaux effectués dans le cadre de l'étude des pegmatites de Mangodara..... 46

Tableau 7. Occurrences de pegmatites à métaux rares dans le domaine Baoulé-Mossi, et leurs caractéristiques structurales et pétrogéochimiques 86

Tableau 8. Ages absolus en fonction de la position ou de la concordance des points analysés 262

Tableau 9. Température de saturation du Zr dans les gneiss tonalitique-trondhjémitique et granodioritique. 286

Tableau 10. Température de fermeture du Pb dans l'apatite en fonction de la vitesse de refroidissement, et du rayon des grains d'apatites (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991). La forme des cristaux supposée sphérique. 287

Tableau 11. Température de fermeture de différentes lithologies en fonction de la taille moyenne de cristal d'apatite, et de la vitesse de refroidissement (Dodson, 1973 ; Cherniak et al., 1991)..... 288

Annexes*Annexe A. Méthodes analytiques de datation absolue**Tableau A1. Conditions d'analyse à l'ablation laser – spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif pour la datation U-Pb sur apatite*

Laboratoire et préparation des échantillons	
Nom du laboratoire	GeOHeLiS Analytical Platform. OSUR. Univ Rennes 1. France
Minéral	Apatite
Préparation de l'échantillon	Lame mince
Imagerie	Jeol JSM 6360LV. Géoscience Environnement Toulouse. Univ Toulouse 3 Paul Sabatier. France ; TESCAN Vega 3. GeoRessources. Univ de Lorraine. Nancy. France
Système d'ablation laser	
Modèle et type	ESI NWR193UC. Excimère
Cellule d'ablation	ESI NWR TwoVol2
Longueur d'onde du laser	193 nm
Largeur de pulse	< 5 ns
Fluence	6 J/cm ²
Taux de répétition	5Hz
Taille de cratère	40 - 50 µm
Mode d'échantillonnage	Cratère unique
Fournisseur de gaz	100% He. Gaz d'appoint Ar et N2 (3 ml/mn) combine en utilisant un dispositif de lissage maison.
Collection du bruit de fond	20 secondes
Durée d'ablation	60 secondes
“Wash-out”	15 secondes
Flux de gaz (He)	0.75 l/min
Instrument ICP-MS	
Modèle	Agilent 7700x. Q-ICP-MS
Introduction d'échantillon	Par tuyauterie conventionnelle
Puissance de radiofréquence	1350W
Cônes échantillonneur et écorceur	Ni

Lentilles d'extraction	X type
Flux de gaz d'appoint (Ar)	0.85 l/min
Système de détection	Collecteur unique d'élection secondaires multiplicateur
Protocole d'acquisition de données	Analyse à résolution temporelle
Mode de balayage	Estimation de pics. Un point par pic.
Mode de détection	Décompte de pulse. Correction de temps mort appliquée, et mode analogue pour intensité du signal $> \sim 10^6$ cps
Masses mesurées	$^{204}\text{Hg} + \text{Pb}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , $^{238}\text{U} + ^{43}\text{Ca}$ (Ap)
Temps d'intégration par pic	10-30 ms
Sensitivité/Efficacité	23000 cps/ppm Pb (50 μm . 10Hz)
Traitement de données	
Gaz à blanc	20 secondes en pointe
Stratégie de calibration	Apatite standard de Madagascar utilisées comme matériaux de référence primaire. Standards McClure et Durango utilisés comme matériaux secondaires de référence (contrôle qualité)
Correction Pb commun, composition et incertitude	Pas de correction en Pb commun
Matériels de référence	Madagascar (Cochrane et al. 2014) McClure (Schoene and Bowring 2006) Durango (McDowell et al. 2005)
Outils de traitement de données	Iolite (Paton et al., 2010). VizualAge_UcomPbine (Chew et al., 2014) More information on the procedure in Pochon et al., 2016
Contrôle qualité/validation	McClure: Jan2019 - 516 ± 7.5 Ma (n=18. MSWD=8.2) Sept2019 - 529 ± 5.5 Ma (n=12. MSWD=1.4) Durango: Jan2019 - 31.75 ± 0.45 Ma (n=23. MSWD=2.7) Sep2019 - 33 ± 2 Ma (n=12. MSWD=1.9)

References :

Chew DM, Petrus JA, Kamber BS (2014) U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology* 363:185-199
doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006>

Cochrane R. Spikings RA. Chew D. Wotzlaw J-F. Chiaradia M. Tyrrell S. Schaltegger U. Van der Lelij R (2014) High temperature (>350°C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 127:39-56
doi:<https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.11.028>

McDowell FW. McIntosh WC. Farley KA (2005) A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214(3):249-263 doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>

Paton C. Woodhead JD. Hellstrom JC. Hergt JM. Greig A. Maas R (2010) Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11(3) doi:10.1029/2009GC002618

Pochon A. Poujol M. Gloaguen E. Branquet Y. Cagnard F. Gumiaux C. Gapais D (2016) U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). *American Mineralogist* 101(11):2430-2442 doi:<http://dx.doi.org/10.2138/am-2016-5736>

Schoene B. Bowring S (2006) U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard MMhb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151(5):615

Tableau A2. Conditions d'analyse à l'ablation laser – spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif

Laboratoire et préparation des échantillons	
Nom du laboratoire	GeOHeLiS Analytical Platform. OSUR. Univ Rennes 1. France
Minéral	Zircon
Préparation de l'échantillon	Lame mince

Imagerie	Jeol JSM 6360LV. Géoscience Environnement Toulouse. Univ Toulouse 3 Paul Sabatier. France ; TESCAN Vega 3. GeoRessources. Univ de Lorraine. Nancy. France
Système d'ablation laser	
Modèle et type	ESI NWR193UC. Excimère
Cellule d'ablation	ESI NWR TwoVol2
Longueur d'onde du laser	193 nm
Largeur de pulse	< 5 ns
Fluence	8 J/cm ²
Taux de répétition	3Hz
Taille de cratère	30 µm
Mode d'échantillonnage	Cratère unique
Fournisseur de gaz	100% He. Gaz d'appoint Ar et N2 (3 ml/mn) combine en utilisant un dispositif de lissage maison.
Collection du bruit de fond	20 secondes
Durée d'ablation	60 secondes
"Wash-out"	15 secondes
Flux de gaz (He)	0.80 l/min
Instrument ICP-MS	
Modèle	Agilent 7700x. Q-ICP-MS
Introduction d'échantillon	Par tuyauterie conventionnelle
Puissance de radiofréquence	1350W
Cônes échantillonneur et écorceur	Ni
Lentilles d'extraction	X type
Flux de gaz d'appoint (Ar)	0.85 l/min
Système de détection	Collecteur unique d'élection secondaires multiplicateur
Protocole d'acquisition de données	Analyse à résolution temporelle
Mode de balayage	Estimation de pics. Un point par pic.
Mode de détection	Décompte de pulse. Correction de temps mort appliquée, et mode analogue pour intensité du signal > ~ 10 ⁶ cps
Masses mesurées	²⁰⁴ (Hg + Pb). ²⁰⁶ Pb. ²⁰⁷ Pb. ²⁰⁸ Pb. ²³² Th. ²³⁸ U + ⁴³ Ca (Ap)
Temps d'intégration par pic	10-30 ms
Sensitivité/Efficacité	23000 cps/ppm Pb (50µm. 10Hz)
Traitement de données	
Gaz à blanc	20 secondes en pointe
Stratégie de calibration	Zircon standard GJ1 utilisé comme matériau primaire de référence. Plešovice comme matériau secondaire de référence (contrôle qualité).

Correction Pb commun, composition et incertitude	Pas de correction en Pb commun.
Matériaux de référence	GJ1 (Jackson et al., 2004). Plešovice (Slama et al., 2008)
Outils de traitement de données	Iolite (Paton et al., 2010)
Incertitude et propagation	Âges à 2 sigmas (absolus). Propagation par addition quadratique selon Horstwood et al. (2016). Reproductibilité et incertitude d'âge des matériaux de référence propagés.
Contrôle qualité/validation	Plešovice: âge concordia = 338.7 ± 3.3 Ma (n=6; MSWD=0.35)

Références:

Horstwood MSA. Košler J. Gehrels G. Jackson SE. McLean NM. Paton C. Pearson NJ. Sircombe K. Sylvester P. Vermeesch P. Bowring JF. Condon DJ. Schoene B (2016) Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation. Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40(3):311-332 doi:10.1111/j.1751-908X.2016.0379.x

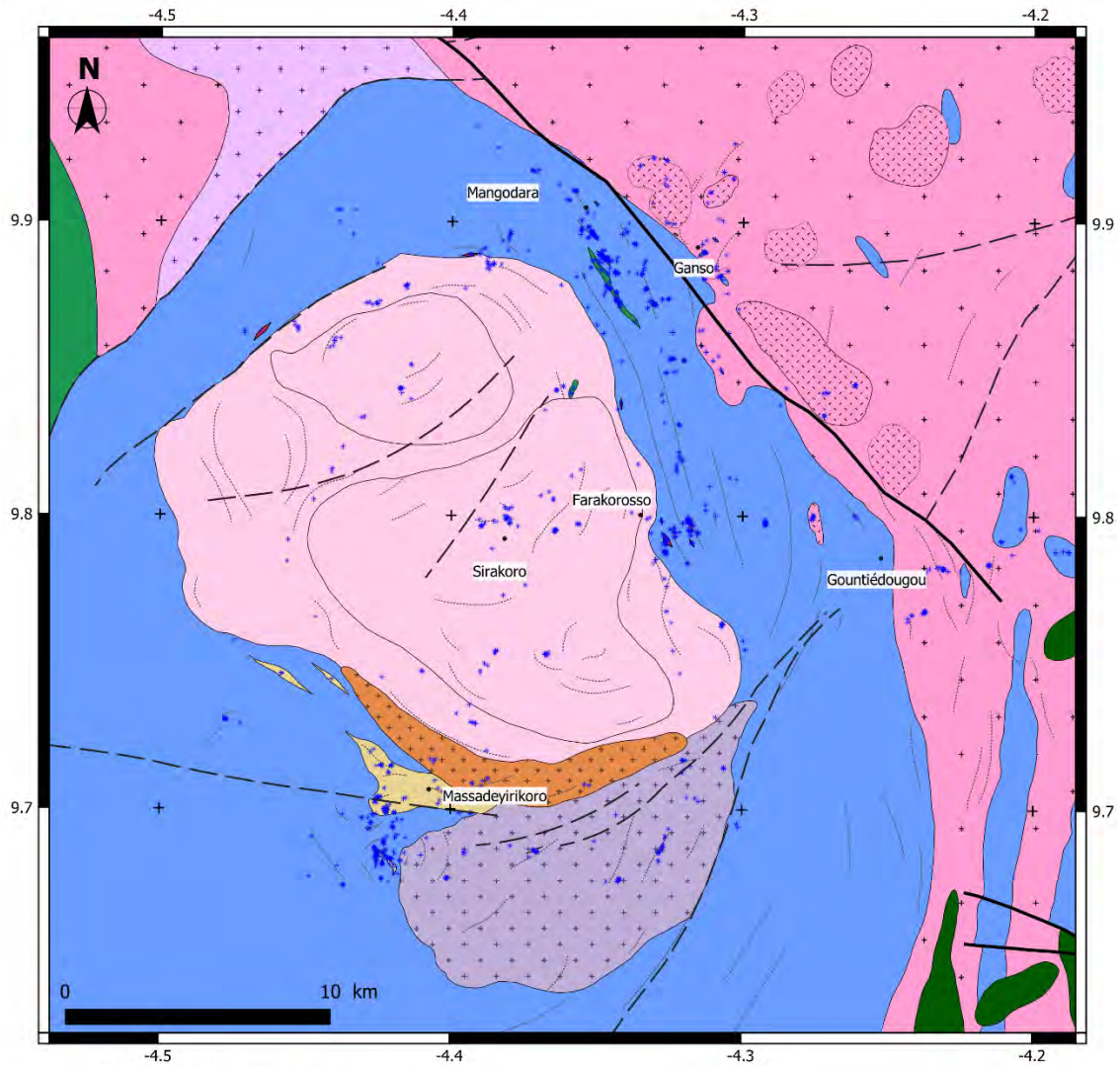
Jackson SE. Pearson NJ. Griffin WL. Belousova EA (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211:47-69

Paton C. Woodhead JD. Hellstrom JC. Hergt JM. Greig A. Maas R (2010) Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems* 11(3) doi:10.1029/2009GC002618

Sláma J. Košler J. Condon DJ. Crowley JL. Gerdes A. Hanchar JM. Horstwood MSA. Morris GA. Nasdala L. Norberg N. Schaltegger U. Schoene B. Tubrett MN. Whitehouse MJ (2008) Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249(1-2):1-35

Annexe B. Carte géologique du district à pegmatites de Mangodara

Figure B1. Distribution régionale des affleurements visités.



Lithologie

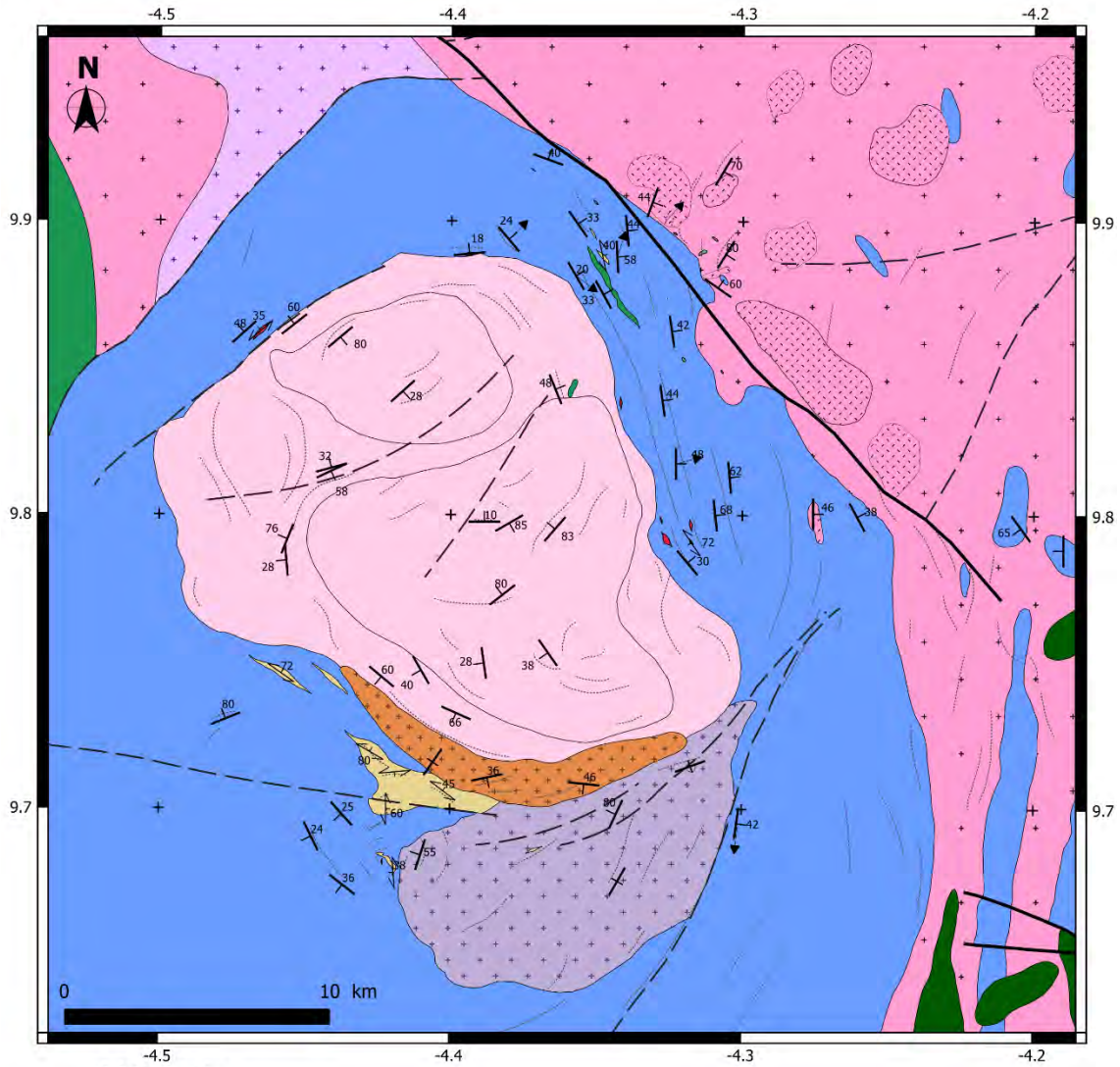
- Roches plutoniques**
- Intrusion mafique et ultramafique
 - ✕ Monzogranite et granite porphyritique à biotite
 - ✕ Monzogranite et granite à biotite
 - ✕ Granodiorite à biotite et hornblende
 - + Trondhémite à deux micas
 - ✕ Granodiorite à hornblende, biotite, et enclaves surmicacées
- Gneiss et migmatites**
- + Gneiss tonalitique-trondhémitique
 - ✕ Gneiss granodioritique
 - ✕ Métatexite migmatitique à grenat
- Unités métasédimentaires et méta-volcaniques**
- ▲ Métavolcano-sédiments/Paragneiss
 - ▲ Métabasalte-andésite/Amphibolite

- Agglomération
- + Affleurement observé

Structure

- Zone de cisaillement
- - Zone de cisaillement interprétée
- ⋯ Lithofabrique photo-interprétée

Figure B2. Compilation de mesures structurales effectuées dans le district de Mangodara.



Lithologie

Roches plutoniques

- Intrusion mafique et ultramafique
- Monzogranite et granite porphyritique à biotite
- Monzogranite et granite à biotite
- Granodiorite à biotite et hornblende
- Trondhémite à deux micas
- Granodiorite à hornblende, biotite, et enclaves surmicacées

Gneiss et migmatites

- Gneiss tonalitique-trondhémitique
- Gneiss granodioritique
- Métatexite migmatitique à grenat

Unités métasédimentaires et méta-volcaniques

- Métavolcano-sédiments/Paragneiss
- Métabasalte-andésite/Amphibolite

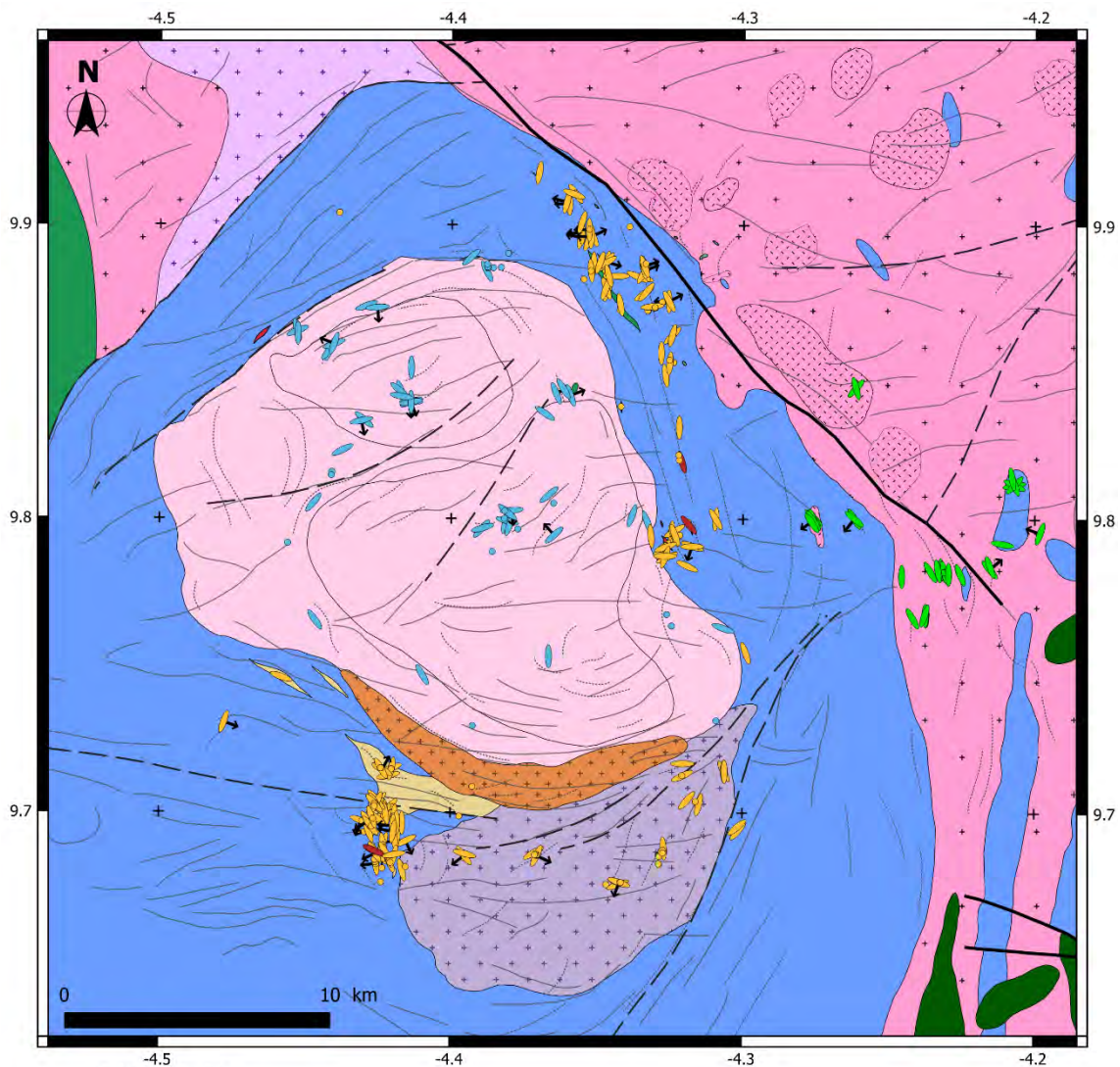
Pegmatites

- Pegmatite de type grenat-colombite
- Pegmatite de type apatite-zircon
- Pegmatite de type grenat-REE
- Pegmatite de type titanite-allanite

Structure

- Zone de cisaillement
- Zone de cisaillement interprétée
- Lithofabrique photo-interprétée

Figure B2. Distribution régionale et typologie des pegmatites observées dans le district de Mangodara.



Lithologie

Roches plutoniques

- Intrusion mafique et ultramafique
- ✕ Monzogranite et granite porphyritique à biotite
- ✕ Monzogranite et granite à biotite
- ✕ Granodiorite à biotite et hornblende
- + Trondhémite à deux micas
- ✕ Granodiorite à hornblende, biotite, et enclaves surmicacées

Gneiss et migmatites

- + Gneiss tonalitique-trondhémitique
- ✕ Gneiss granodioritique
- ✕ Métatexite migmatitique à grenat

Unités métasédimentaires et méta-volcaniques

- ▲ Métavolcano-sédiments/Paragneiss
- ▲ Métabasalte-andésite/Amphibolite

Pegmatites

- Pegmatite de type grenat-colombite
- Pegmatite de type apatite-zircon
- Pegmatite de type grenat-REE
- Pegmatite de type titanite-allanite

Structure

- Zone de cisaillement
- - Zone de cisaillement interprétée
- Linéament magnétique interprété
- Lithofabrique photo-interprétée

Annexe C. Coordonnées des affleurements cités dans ce document

X	Y	Echantillon	Lithologie
349713	1093891	1684-sd	Micaschiste
364977	1081592	BB6A	Pegmatite de type grenat-REE
365078	1079681	BB7	Pegmatite de type grenat-REE
361309	1082339	BB15, BB15P	Pegmatite de type grenat-REE
365604	1081470	BB18	Pegmatite de type grenat-REE
367134	1084991	BB24C	Pegmatite de type grenat-REE/Gneiss granodioritique
355555	1097326	BMN1	Granite porphyroïde à biotite
350666	1095996	BMN7	Gneiss granodioritique
351377	1094433	BMN8	Pegmatite de type grenat-colombite
347521	1086029	BMN11	Gneiss tonalitique-trondhjémite
355784	1084191	BMN13	Pegmatite de type grenat-colombite
357335	1085627	BMN20, BMN20B	Gneiss granodioritique
357989	1081876	BMN21	Paragneiss métatexitique
354483	1091394	BMN24	Gneiss granodioritique
351197	1083283	BMN27	Gneiss tonalitique-trondhjémite
343888	1084804	BMN28	Pegmatite de type titanite-allanite
352037	1086573	BMN33	Gneiss granodioritique
342220	1087779	BMN42	Gneiss tonalitique-trondhjémite
341974	1085391	BMN43	Pegmatite de type titanite-allanite
354746	1083088	BMN47	Pegmatite de type grenat-colombite
353375	1084571	BMN47bis	Monzogabbro
357608	1083285	BMN82B	Pegmatite de type titanite-allanite
356785	1088330	BMN86	Pegmatite de type grenat-colombite
354643	1089750	BMN94	Gneiss granodioritique
350671	1090041	BMN109	Amphibolite
346562	1093931	BMN131	Pegmatite de type grenat-colombite
352986	1088746	BMN150	Amphibolite
349326	1081022	BMN164H	Gneiss tonalitique-trondhjémite
344185	1071810	BMS1	Pegmatite de type grenat-colombite
345526	1070262	BMS5B	Pegmatite de type grenat-colombite
341011	1069289	BMS6	Pegmatite de type grenat-colombite
342727	1068389	BMS7B	Paragneiss métatexitique
346390	1074332	BMS9B	Trondhjémite à deux micas
343291	1068630	BMS12	Pegmatite de type grenat-colombite
344129	1070709	BMS15	Pegmatite de type grenat-colombite
345929	1071428	BMS23	Gneiss tonalitique-trondhjémite
356915	1079459	BMS34C	Gneiss tonalitique-trondhjémite
351494	1081872	BMS37	Paragneiss métatexitique
351820	1071335	BMS46	Granodiorite à hornblende-biotite
344090	1073948	BMS48	Pegmatite de type grenat-colombite
344265	1074918	BMS49	Paragneiss
344241	1071918	BMS90B	Pegmatite de type grenat-colombite
343654	1070879	BMS96	Paragneiss
340572	1070538	BMS99A	Pegmatite de type apatite-zircon/grenat-colombite
351646	1073443	BMS104	Trondhjémite à deux micas
340783	1074864	BMS114B	Paragneiss
347164	1078761	BMS124	Gneiss tonalitique-trondhjémite
355235	1074728	BMS134C	Granodiorite à hornblende-biotite
355168	1072887	BMS136	Pegmatite de type grenat-colombite
352721	1079954	BMS139B	Pegmatite de type grenat-colombite
355729	1080872	BMS140	Pegmatite de type grenat-colombite/Paragneiss métatexitique

Annexe D. Diagrammes géochimiques supplémentaires des lithologies du district de Mangodara

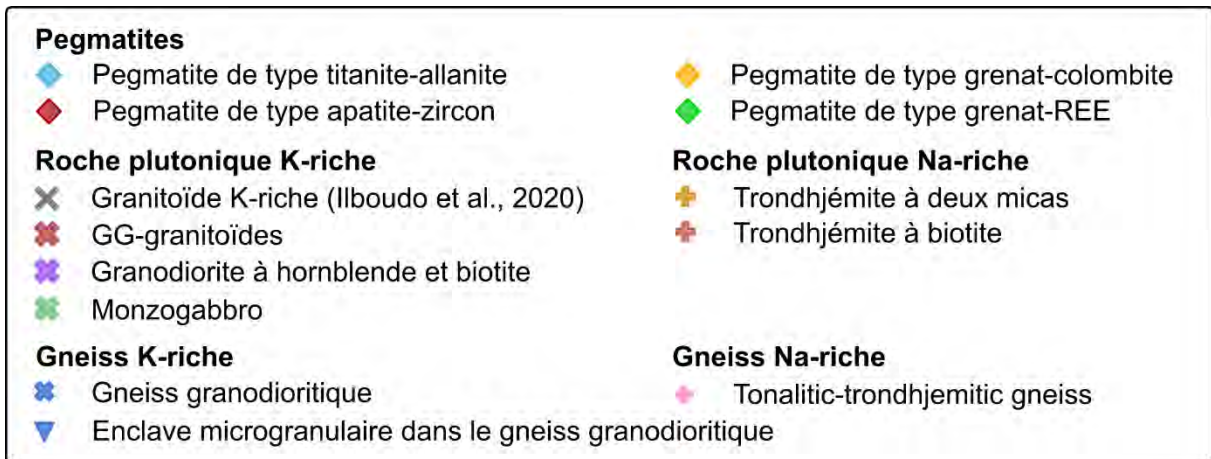


Figure D1. Légende

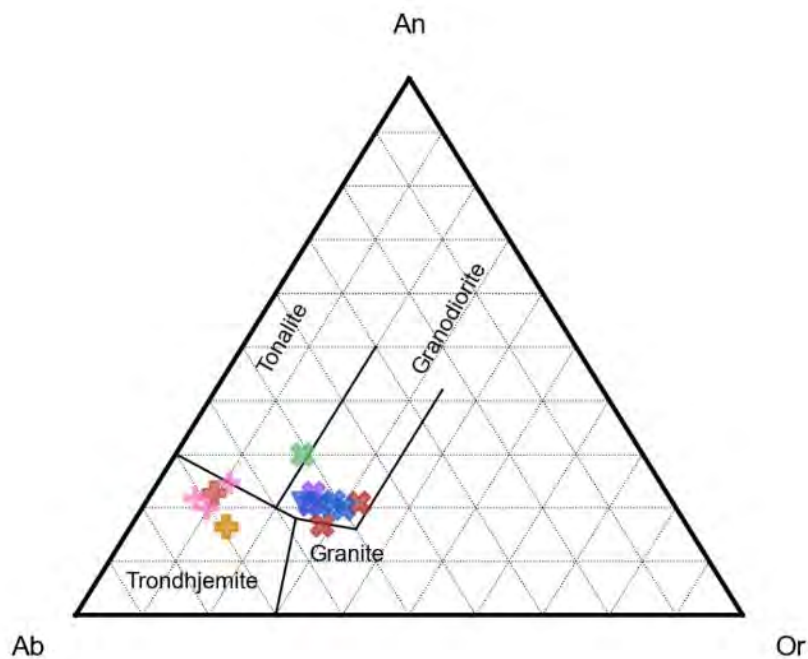


Figure D2. Diagramme ternaire normatif de Barker (1979) des gneiss et granitoïdes du district de Mangodara.

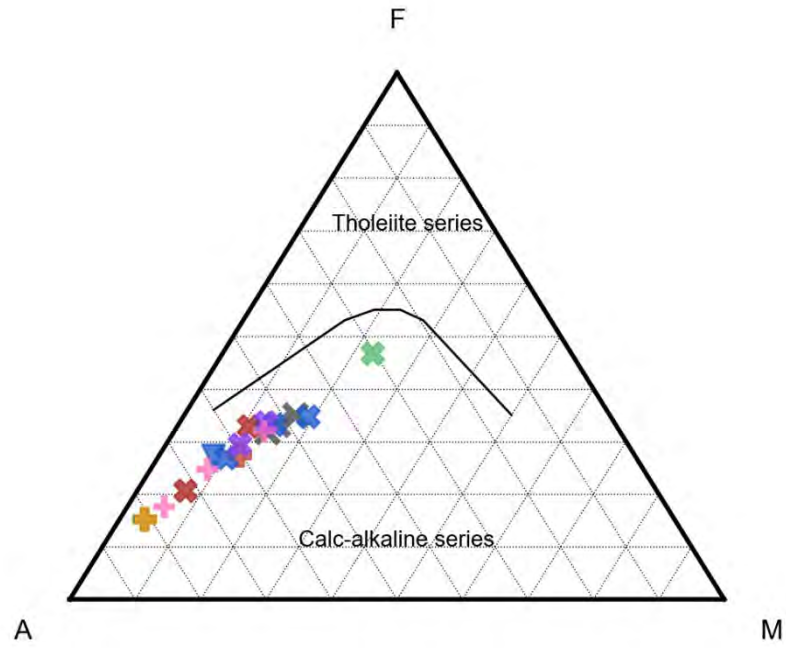


Figure D3. Diagramme ternaire $Na_2O + K_2O - FeO - MgO$ (A-F-M) d'Irvine et Baragar (1971) des gneiss et granitoïdes du district de Mangodara.

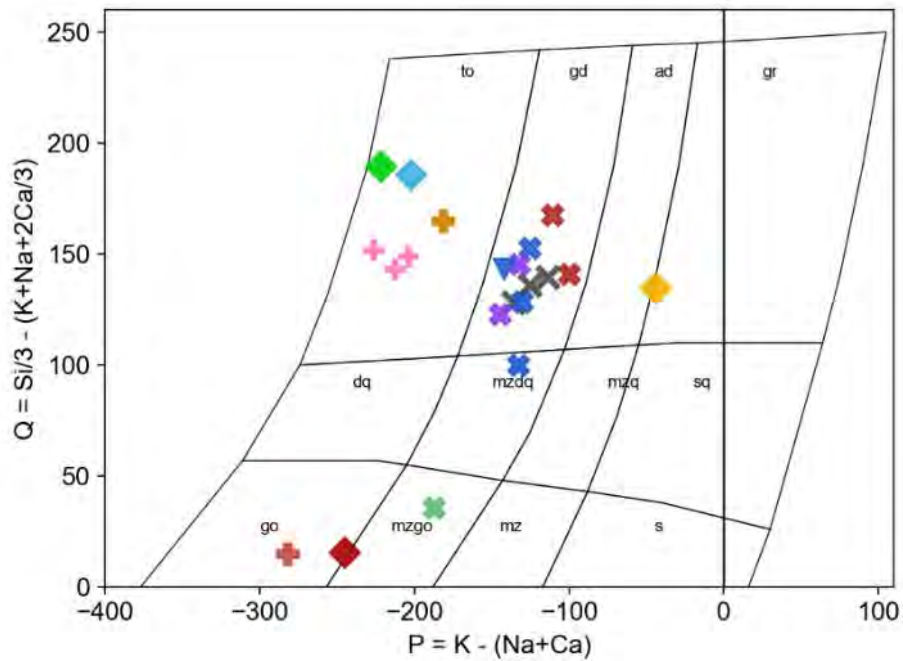


Figure D4. Diagramme P-Q de Debon et Le Fort (1983) des gneiss, granitoïdes et pegmatites du district de Mangodara.

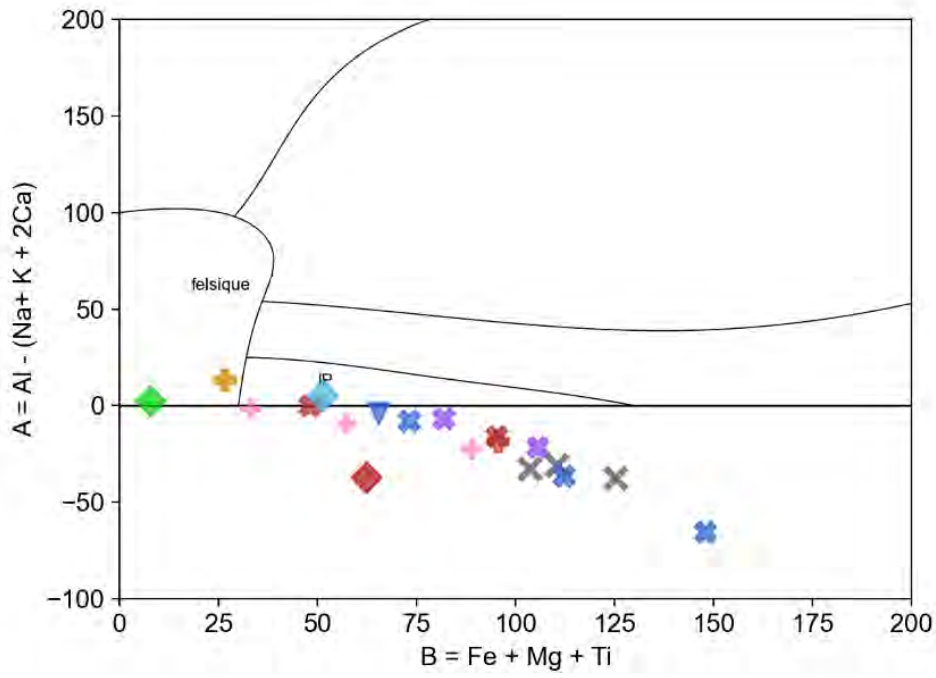


Figure D5. Diagramme B-A de Debon et Le Fort (1983) de Villaseca (1998) des gneiss, granitoïdes et pegmatites du district de Mangodara.

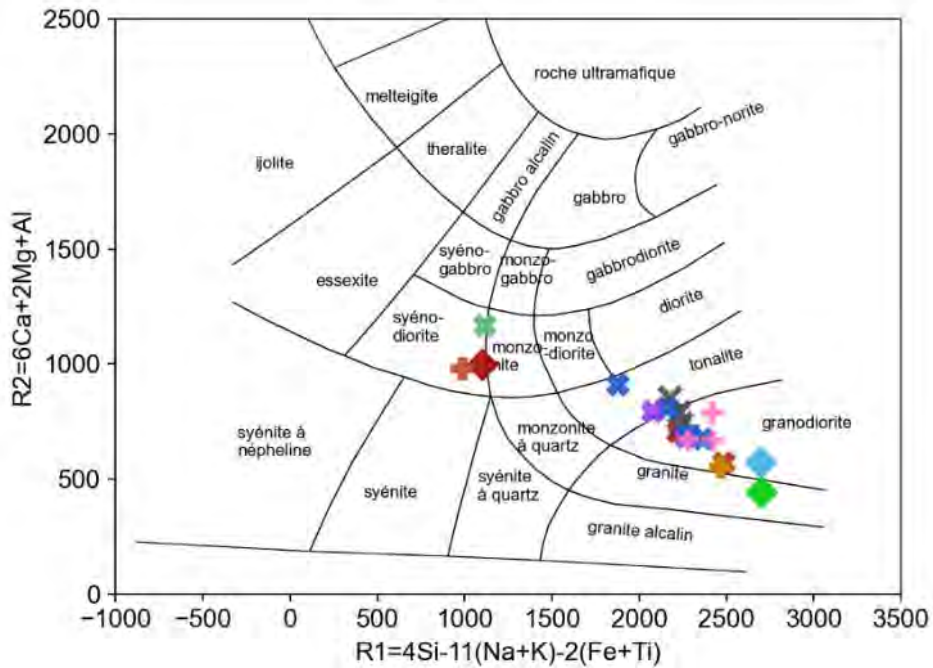


Figure D6. Diagramme R1-R2 de Batchelor et Bowden (1985) des gneiss, granitoïdes et pegmatites du district de Mangodara.

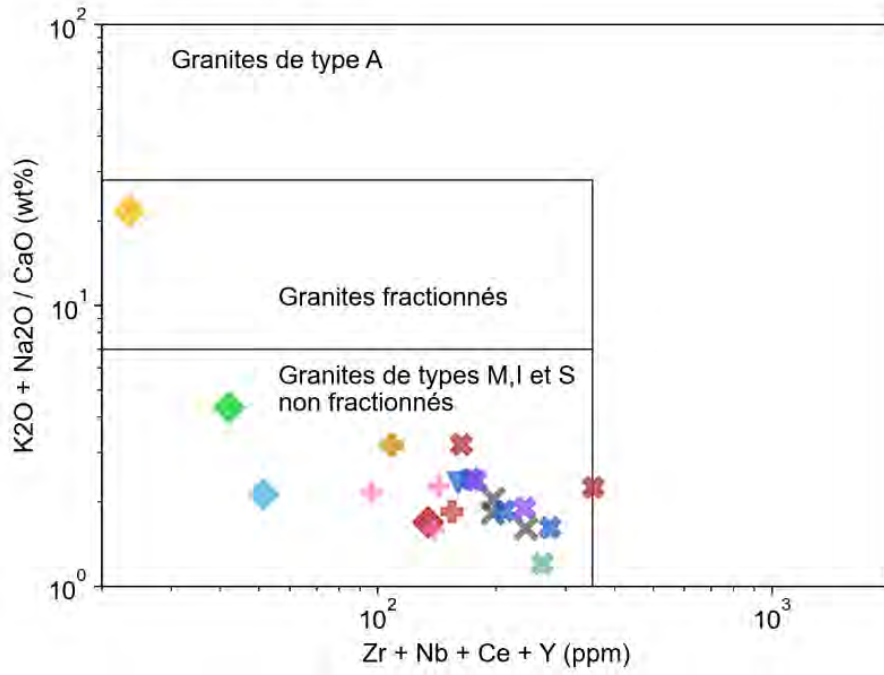


Figure D7. Extrait des diagrammes de Whalen et al., (1987) de discrimination des granites enrichis et des granites anorogéniques, représentant les gneiss, granitoïdes et pegmatites du district de Mangodara

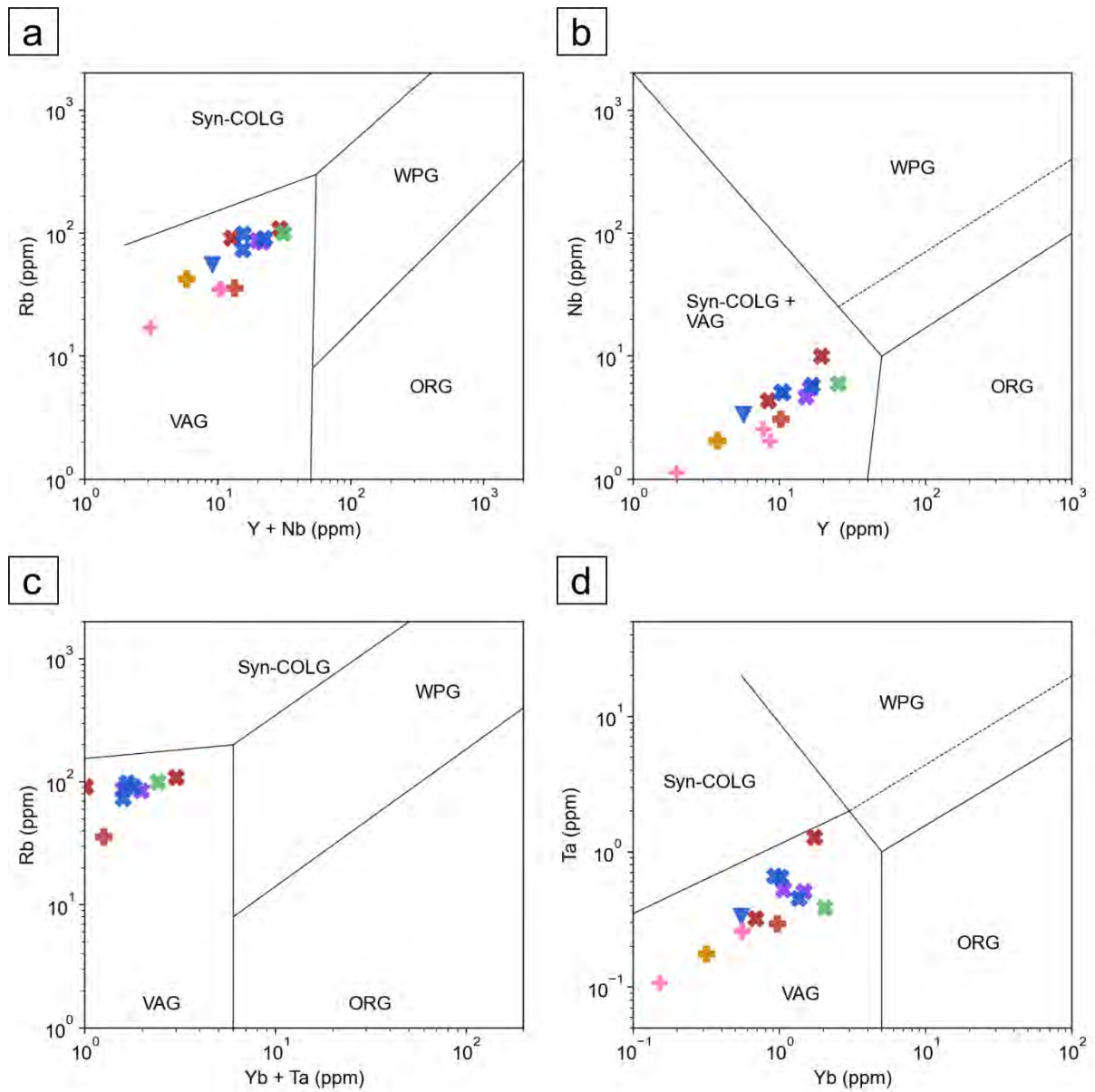


Figure D8. Diagramme de discrimination géodynamique de Pearce et al., (1984) de discrimination des granites enrichis et des granites anorogéniques. Syn-COL = Granite syn-collisionnel, ORG = granite de ride océanique, VAG = Granites d'arc volcanique, WPG = Granite intra-plaque.

Barker, F., 1979. Chapter 1 - Trondhjemite: Definition, Environment and Hypotheses of Origin. in F. Barker (dir.), *Developments in Petrology*, Elsevier, 1-12.

- Batchelor, R.A. & Bowden, P.,** 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, vol. 48, n° 1-4, 43-55.
- Debon, F. & Le Fort, P.,** 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.*, vol. 73, n° 3, 135-149.
- Irvine, T. & Baragar, W.,** 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 8, n° 5, 523-548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., & Tindle, A.G.,** 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrol.*, vol. 25, n° 4, 956-983.
- Villaseca, C., Barbero, L., & Herreros, V.,** 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.*, vol. 89, n° 2, 113-119.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., & Chappell, B.W.,** 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 95, n° 4, 407-419.

1 *Annexe E. Données géochimiques supplémentaires*2 *Tableau E1 . Composition en éléments majeurs de K-feldspath et plagioclases des pegmatites de type titanite-allanite, grenat-columbite, grenat-*3 *REE, et du gneiss tonalitique-trondhjémitique.*

Lithologie	Pegmatite type titanite-allanite																			
Echantillon	BMN43																			
Na ₂ O	9,35	9,27	9,56	8,99	9,37	9,53	9,37	9,48	9,02	9,26	9,55	9,38	9,13	9,27	8,96	9,52	9,12	9,62	9,26	9,46
Al ₂ O ₃	22,2	22,3	22,8	22,5	22,5	22,6	22,7	22,4	22,7	23	22,8	22,9	22,5	22,8	22,4	22,5	22,5	22,2	22,5	22,5
SiO ₂	63,9	64,1	64,1	64,5	64	63,7	64,9	64,1	63,9	63,6	64,9	64,5	63,8	63,7	63,8	64,6	62,9	63,6	63,7	63,2
K ₂ O	0,14	0,06	0,12	0,07	0,04	0,07	0,08	0,09	0,47	0,31	0,14	0,31	0,4	0,4	0,39	0,21	0,19	0,11	0,14	0,24
CaO	3,91	3,83	3,77	3,81	3,85	3,86	3,91	3,92	3,99	3,73	4,03	3,81	3,95	3,9	4,03	3,7	4,33	3,88	4,07	3,79
MnO	0,04	0	0	0,01	0,05	0,02	0	0,01	0,01	0,06	0,05	0	0	0,02	0,01	0	0,05	0,01	0,01	0,01
FeO	0,03	0,04	0,11	0,13	0,07	0,11	0,12	0,11	0,15	0,1	0,06	0,08	0,13	0,18	0,12	0,14	0,15	0,1	0	0,12
MgO	0	0	0	0,02	0	0	0,02	0	0	0,02	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,03	0	0	0	0	0	0,01	0	0,02
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,6	100	100	99,9	99,9	101	100	100	100	102	101	99,9	100	99,7	101	99,2	99,5	99,7	99,3	100
Si	11,3	11,4	11,3	11,4	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,2	11,3	11,3	11,3	11,2	11,3	11,3	11,2	11,3	11,3	11,3
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	4,64	4,65	4,72	4,67	4,69	4,71	4,67	4,65	4,72	4,8	4,68	4,73	4,68	4,74	4,69	4,65	4,73	4,64	4,7	4,72
Fe	0	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0	0,02
Mn	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,74	0,73	0,71	0,72	0,73	0,73	0,73	0,74	0,75	0,71	0,75	0,71	0,75	0,74	0,76	0,7	0,83	0,74	0,77	0,72
Na	3,22	3,18	3,26	3,07	3,21	3,27	3,17	3,24	3,08	3,17	3,22	3,18	3,13	3,17	3,08	3,24	3,16	3,32	3,18	3,27
K	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,11	0,07	0,03	0,07	0,09	0,09	0,09	0,05	0,04	0,02	0,03	0,05
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Somme	20	19,9	20	19,9	20	20	19,9	20	20	20	20	20	20	20	19,9	20	20	20	20	20
Ab	80,6	81,2	81,5	80,7	81,3	81,4	80,9	81	78,2	80,3	80,5	80,2	78,9	79,3	78,3	81,4	78,4	81,3	79,8	80,8
Or	0,78	0,33	0,67	0,39	0,25	0,37	0,45	0,52	2,67	1,79	0,79	1,73	2,27	2,27	2,23	1,17	1,1	0,6	0,79	1,34
An	18,6	18,5	17,8	18,9	18,5	18,2	18,6	18,5	19,1	17,9	18,7	18	18,9	18,4	19,5	17,5	20,5	18,1	19,4	17,9

Lithologie Echantillon	N43-fsp1-2 BMN43																			
	Na ₂ O	9,32	9,13	9,16	9,18	9,19	9,18	9,06	9,21	9,39	8,82	8,91	9,07	9,52	9,11	9,15	9,28	9,27	9,3	9,21
Al ₂ O ₃	22,4	22,6	22,3	22,1	22,5	22,2	22,3	22,5	22,5	22,5	22,7	22,3	22,8	22,5	22,1	22,3	22,4	22,2	22,1	22,6
SiO ₂	64	64,6	63,9	64,1	64,1	63,7	63,7	64,3	63,7	63,9	64,1	63,9	64,2	63,9	62,9	62,9	63,6	63,3	64,5	64,5
K ₂ O	0,34	0,13	0,14	0,4	0,41	0,15	0,37	0,47	0,35	0,57	0,51	0,49	0,24	0,34	0,16	0,09	0,08	0,09	0,43	0,62
CaO	3,89	3,76	3,74	3,75	3,88	3,83	4,04	3,75	3,98	3,92	3,82	4,04	3,81	3,97	3,91	4,1	3,87	3,76	3,78	3,78
MnO	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0,08	0,03	0,06	0	0	0	0,02	0,01	0	0
FeO	0,14	0,03	0,17	0,06	0,2	0,16	0,1	0,04	0,1	0,16	0,11	0,17	0,09	0,12	0,12	0,15	0,11	0,08	0,02	0,17
MgO	0	0,02	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,04
BaO	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0
Total	100	99,4	99,6	100	99,2	99,6	100	100	99,9	100	100	101	99,9	98,3	98,8	99,4	98,7	100	101	99,6
Si	11,3	11,3	11,3	11,4	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,4	11,3
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	4,67	4,68	4,67	4,62	4,67	4,65	4,67	4,66	4,68	4,7	4,71	4,65	4,71	4,7	4,68	4,7	4,7	4,68	4,6	4,67
Fe	0,02	0	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0	0,03
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01
Ca	0,74	0,71	0,71	0,71	0,73	0,73	0,77	0,71	0,75	0,74	0,72	0,77	0,72	0,75	0,75	0,79	0,74	0,72	0,71	0,71
Na	3,19	3,11	3,15	3,15	3,14	3,17	3,12	3,15	3,22	3,02	3,05	3,11	3,24	3,12	3,19	3,22	3,19	3,22	3,15	3,17
K	0,08	0,03	0,03	0,09	0,09	0,03	0,08	0,1	0,08	0,13	0,12	0,11	0,05	0,08	0,04	0,02	0,02	0,02	0,1	0,14
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Somme	20	19,9	19,9	19,9	20	19,9	20	20	20	19,9	19,9	20	20	20	20	20	20	20	19,9	20
Ab	79,7	80,8	80,9	79,7	79,2	80,5	78,5	79,5	79,4	77,6	78,4	78	80,8	79	80,2	80	80,9	81,3	79,6	78,9
Or	1,92	0,74	0,83	2,27	2,34	0,89	2,12	2,64	1,94	3,27	2,97	2,79	1,32	1,96	0,92	0,53	0,47	0,54	2,41	3,45
An	18,4	18,4	18,2	18	18,5	18,6	19,3	17,9	18,6	19,1	18,6	19,2	17,9	19	18,9	19,5	18,6	18,2	18	17,7

Lithologie	Pegmatite type titanite-allanite																
	Echantillon BMN43																
Na ₂ O	9,023	9,224	9,156	9,202	0,619	0,566	0,338	0,629	0,266	9,169	9,419	9,133	8,923	9,122	9,036	9,188	9,363
Al ₂ O ₃	22,31	22,48	22,1	22,06	18,02	17,77	18,14	18,39	18,29	21,98	22,68	22,32	22,49	22,02	22,29	22,32	22,77
SiO ₂	63,59	63,62	63,83	63,9	63,65	63,67	63,81	63,57	63,53	63,06	63,58	63,6	63,95	63,53	63,59	63,2	63,4
K ₂ O	0,629	0,489	0,374	0,537	15,66	15,26	15,74	15,22	15,52	0,411	0,093	0,234	0,492	0,446	0,497	0,431	0,063
CaO	3,947	3,871	3,852	3,967	0,007	0	0	0	0,008	3,771	3,86	4,103	4,182	3,841	3,948	3,974	4,533
MnO	0,011	0	0	0,014	0,031	0,05	0,003	0	0	0	0	0	0,023	0,039	0,008	0,028	0
FeO	0,124	0,178	0,088	0,064	0,017	0,094	0,012	0,054	0,017	0,095	0,077	0,163	0,16	0,079	0,096	0,057	0
MgO	0,014	0	0,028	0,012	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0
BaO	0	0	0,012	0	0,732	0,788	0,819	0,864	1,174	0	0	0,013	0,021	0,035	0,02	0	0
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,011	0	0	0	0
Total	99,86	99,44	99,76	98,74	98,21	98,85	98,72	98,8	98,48	99,7	99,56	100,3	99,11	99,48	99,21	100,1	99,07
Si	11,3	11,28	11,34	11,33	11,98	12,02	11,98	11,94	11,96	11,32	11,26	11,29	11,29	11,34	11,31	11,27	11,21
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0
Al	4,671	4,695	4,627	4,613	3,995	3,955	4,015	4,071	4,058	4,65	4,735	4,672	4,679	4,63	4,67	4,693	4,743
Fe	0,018	0,026	0,013	0,009	0,003	0,015	0,002	0,008	0,003	0,014	0,011	0,024	0,024	0,012	0,014	0,009	0
Mn	0,002	0	0	0,002	0,005	0,008	5E-04	0	0	0	0	0	0,003	0,006	0,001	0,004	0
Mg	0,004	0	0,007	0,003	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0
Ca	0,751	0,735	0,733	0,754	0,001	0	0	0	0,002	0,725	0,733	0,781	0,791	0,734	0,752	0,76	0,859
Na	3,108	3,17	3,154	3,165	0,226	0,207	0,123	0,229	0,097	3,192	3,235	3,145	3,054	3,156	3,115	3,178	3,209
K	0,143	0,111	0,085	0,122	3,759	3,676	3,771	3,647	3,725	0,094	0,021	0,053	0,111	0,102	0,113	0,098	0,014
Ba	0	0	8E-04	0	0,054	0,058	0,06	0,064	0,087	0	0	9E-04	0,001	0,002	0,001	0	0
Somme	19,99	20,02	19,96	20	20,02	19,94	19,96	19,96	19,93	20	20	19,97	19,95	19,98	19,97	20,02	20,03
Ab	77,66	78,94	79,41	78,33	5,664	5,335	3,161	5,911	2,538	79,57	81,11	79,04	77,2	79,06	78,27	78,75	78,62
Or	3,562	2,753	2,134	3,008	94,3	94,66	96,84	94,09	97,42	2,347	0,527	1,332	2,801	2,543	2,832	2,43	0,348
An	18,77	18,31	18,46	18,66	0,035	0	0	0	0,042	18,08	18,37	19,62	20	18,4	18,9	18,82	21,03

Lithologie	Pegmatite type grenat-colombite															
	BMS5B															
Echantillon																
Na ₂ O	0,51	0,53	0,47	0,48	11,19	11,63	0,36	0,54	0,76	0,54	0,55	0,33	0,45	11,3	11,34	
Al ₂ O ₃	18,4	18,22	18,32	18,1	19,55	19,75	18,15	18,59	18,57	18,04	18,04	18,38	18,02	19,36	19,63	
SiO ₂	63,42	63,72	63,43	63,71	68,13	67,64	63,51	63,62	63,85	63,59	63,8	63,77	63,66	68,04	66,19	
K ₂ O	16,62	16,47	16,55	16,3	0,05	0,22	16,39	16,29	16,26	16,32	16,59	16,75	16,75	0,12	0,13	
CaO	0	0	0	0	0,18	0,56	0	0	0	0	0	0	0	0,33	0,74	
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0	0	0,11	0	0	0	0,02	
FeO	0,11	0,01	0	0,09	0,07	0	0	0,03	0,01	0,07	0	0,08	0,01	0,01	0	
MgO	0	0,02	0,02	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,03	
BaO																
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	
Total	98,98	98,8		98,68		99,18	99,8	98,41	99,16	99,46	98,56	101,59	99,1	97,89	99,31	
Si	11,899	11,945	11,92	11,966	11,981	11,879	11,961	11,897	11,903	11,965	11,96	11,926	11,962	11,981	11,832	
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0,0028	0,0014	0	0	0	0	0	0	
Al	4,0687	4,0253	4,0574	4,0067	4,0519	4,0879	4,0287	4,0971	4,0799	4,0007	3,9857	4,0513	3,9906	4,0178	4,1356	
Fe	0,0173	0,0016	0	0,0141	0,0103	0	0	0,0047	0,0016	0,011	0	0,0125	0,0016	0,0015	0	
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0,0095	0	0	0,0175	0	0	0	0,003	
Mg	0	0,0056	0,0056	0,0028	0,0026	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0052	0,008	
Ca	0	0	0	0	0,0339	0,1054	0	0	0	0	0	0	0	0,0623	0,1417	
Na	0,1855	0,1926	0,1712	0,1748	3,8153	3,9601	0,1315	0,1958	0,2747	0,197	0,1999	0,1197	0,1639	3,8579	3,9303	
K	3,9778	3,9384	3,9672	3,9054	0,0112	0,0493	3,9376	3,8858	3,8666	3,9173	3,9672	3,996	4,0148	0,027	0,0296	
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Somme	20,148	20,108	20,121	20,07	19,906	20,082	20,059	20,093	20,127	20,091	20,131	20,106	20,132	19,953	20,08	
Ab	4,4562	4,663	4,1378	4,2841	98,831	96,241	3,2306	4,7968	6,633	4,7884	4,7972	2,9074	3,9232	97,74	95,822	
Or	95,544	95,337	95,862	95,716	0,2905	1,1978	96,769	95,203	93,367	95,212	95,203	97,093	96,077	0,6829	0,7227	
An	0	0	0	0	0,8785	2,5608	0	0	0	0	0	0	0	1,5773	3,4554	

Lithologie	Pegmatite type grenat-colombite										Pegmatite type grenat-REE									
	BMS5B										BB6A									
Echantillon																				
Na ₂ O	11,48	11,17	11,18	10,85	10,04	0,5	0,63	0,64	0,68	0,53	0,49	10,41	9,39	10,64	10,4	10,82	10,68	10,48		
Al ₂ O ₃	19,54	19,76	19,96	19,72	20,2	17,86	17,94	18,08	18,16	18,33	17,84	19,39	20,55	20,35	21,06	20,61	20,96	21,46		
SiO ₂	67,3	67,17	67,19	67,61	68,19	63,87	63,4	63,57	64,01	63,54	63,87	68,14	69,17	64,98	65,55	65,39	64,93	64,98		
K ₂ O	0,05	0,15	0,11	0,08	0,11	16,48	16,06	16,27	16,33	16,53	16,48	0,08	0,17	0,1	0,09	0,06	0,06	0,05		
CaO	0,47	0,53	0,55	0,49	0,33	0	0,01	0	0	0	0	0,24	0,73	2,35	2,18	2,03	2,24	2,28		
MnO	0	0	0,05	0,04	0,05	0	0	0	0,02	0	0	0,09	0	0,04	0,09	0	0	0,05		
FeO	0	0,17	0,04	0	0,01	0	0	0	0,12	0	0	0,05	0,01	0	0	0	0,08	0		
MgO	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,02	0,03	0,03	0	0	0,01	0,02	0	0		
BaO																				
TiO ₂	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01		
Total	98,89	99,21	98,08	98,87	97,81	98,98	99,08	98,79	97,13	98,94	98,71	98,04	98,59	99,32	98,94	98,72	98,43	100		
Si	11,91	11,88	11,86	11,94	11,97	12	11,98	11,96	11,96	11,92	12	12,04	11,99	11,63	11,6	11,63	11,56	11,51		
Ti	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001		
Al	4,075	4,119	4,153	4,104	4,178	3,955	3,995	4,008	3,998	4,053	3,951	4,038	4,197	4,291	4,391	4,32	4,397	4,482		
Fe	0	0,025	0,006	0	0,001	0	0	0	0,019	0	0	0,007	0,001	0	0	0	0,012	0		
Mn	0	0	0,007	0,006	0,007	0	0	0	0,003	0	0	0,013	0	0,006	0,013	0	0	0,008		
Mg	0	0	0	0	0,005	0	0	0,003	0	0,006	0,008	0,008	0	0	0,003	0,005	0	0		
Ca	0,089	0,1	0,104	0,093	0,062	0	0,002	0	0	0	0	0,045	0,136	0,45	0,413	0,387	0,427	0,433		
Na	3,939	3,831	3,827	3,715	3,416	0,182	0,231	0,233	0,246	0,193	0,179	3,566	3,155	3,691	3,567	3,731	3,686	3,601		
K	0,011	0,034	0,025	0,018	0,025	3,95	3,87	3,904	3,891	3,956	3,95	0,018	0,038	0,023	0,02	0,014	0,014	0,011		
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Somme	20,03	19,99	19,99	19,88	19,66	20,09	20,08	20,11	20,11	20,13	20,09	19,73	19,51	20,09	20	20,08	20,09	20,05		
Ab	97,51	96,61	96,74	97,11	97,53	4,408	5,624	5,642	5,952	4,647	4,324	98,25	94,8	88,63	89,16	90,31	89,32	89,02		
Or	0,279	0,854	0,626	0,471	0,703	95,59	94,33	94,36	94,05	95,35	95,68	0,497	1,129	0,548	0,508	0,329	0,33	0,279		
An	2,206	2,533	2,63	2,423	1,771	0	0,049	0	0	0	0	1,252	4,073	10,82	10,33	9,363	10,35	10,7		

Lithologie	Pegmatite type grenat-REE										Pegmatite type grenat-REE							
	BB6A										BB6A							
Echantillon																		
Na ₂ O	10,26	10,71	8,82	10,21	0,19	10,36	10,21	10,04	10,34	10,84	9,95	10,25	10,43	10,09	10,2	10,39	9,85	9,76
Al ₂ O ₃	21,34	21,08	21,47	21,04	17,48	21,32	21,52	21,7	21,4	21,35	21,2	21,23	21,7	21,66	21,6	21,44	21,08	21,32
SiO ₂	64,69	65,46	65,03	64,77	63,51	65,06	64,75	63,56	64,98	64,86	65,32	65,09	64,67	64,96	65,2	65,35	65,02	65,05
K ₂ O	0,14	0,08	0,05	0,29	17,07	0,17	0,12	0,11	0,06	0,06	0,06	0,04	0,08	0,11	0,08	0,15	0,28	0,4
CaO	2,37	2,28	2,59	2,42	0	2,41	2,59	2,59	2,41	2,43	2,33	2,3	2,55	2,8	2,31	2,24	2,17	2,32
MnO	0	0	0	0,03	0	0,02	0,11	0	0,01	0	0,05	0,01	0,01	0,03	0,07	0,01	0,11	0
FeO	0	0,13	0,05	0,07	0,06	0,17	0,04	0,07	0	0,03	0,1	0,04	0,06	0,07	0	0,16	0,13	0,03
MgO	0	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BaO																		
TiO ₂	0	0	0	0,03	0,03	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0
Total	96,94	98,46	96,81	99,42	98,94	98,95	99,32	98,8	99,76	98,01	92,08	96,95	98,86	99,74	98,99	99,86	99,21	99,49
Si	11,52	11,56	11,6	11,54	12,02	11,52	11,48	11,42	11,52	11,49	11,58	11,56	11,46	11,48	11,52	11,53	11,59	11,56
Ti	0	0	0	0,004	0,004	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0
Al	4,479	4,388	4,513	4,42	3,899	4,45	4,498	4,595	4,472	4,457	4,431	4,444	4,53	4,51	4,499	4,46	4,428	4,467
Fe	0	0,019	0,007	0,01	0,009	0,025	0,006	0,011	0	0,004	0,015	0,006	0,009	0,01	0	0,024	0,019	0,004
Mn	0	0	0	0,005	0	0,003	0,017	0	0,002	0	0,008	0,002	0,002	0,004	0,01	0,001	0,017	0
Mg	0	0,003	0,003	0	0	0	0,003	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,452	0,431	0,495	0,462	0	0,457	0,492	0,499	0,458	0,461	0,443	0,438	0,484	0,53	0,437	0,424	0,414	0,442
Na	3,543	3,667	3,05	3,528	0,07	3,557	3,511	3,497	3,555	3,723	3,421	3,53	3,582	3,456	3,495	3,555	3,403	3,364
K	0,032	0,018	0,011	0,066	4,121	0,038	0,027	0,025	0,014	0,014	0,014	0,009	0,018	0,025	0,018	0,034	0,064	0,091
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Somme	20,03	20,09	19,68	20,04	20,12	20,05	20,04	20,04	20,03	20,15	19,92	19,99	20,08	20,01	19,98	20,03	19,93	19,93
Ab	87,98	89,08	85,76	86,98	1,664	87,77	87,11	86,97	88,29	88,69	88,23	88,77	87,71	86,17	88,47	88,6	87,69	86,33
Or	0,79	0,438	0,32	1,625	98,34	0,948	0,674	0,627	0,337	0,323	0,35	0,228	0,443	0,618	0,457	0,842	1,64	2,328
An	11,23	10,48	13,92	11,39	0	11,28	12,21	12,4	11,37	10,99	11,42	11,01	11,85	13,21	11,07	10,56	10,67	11,34

Lithologie Echantillon	Pegmatite type grenat-REE														
	BB6A														
Na ₂ O	9,8	10,03	10,33	9,91	10,1	9,89	10,03	9,67	10,04	9,84	10	9,73	9,95	10,28	10,09
Al ₂ O ₃	21,27	21,15	21,5	22,25	21,35	21,82	21,72	21,36	21,69	21,33	21,76	21,56	21,61	21,66	21,67
SiO ₂	65,27	64,83	65,04	65,06	65,08	64,59	65,15	65,2	64,18	65,34	64,5	65,06	64,77	64,66	64,44
K ₂ O	0,38	0,4	0,13	0,26	0,1	0,06	0,07	0,13	0,06	0,09	0,07	0,06	0,09	0,09	0,1
CaO	2,12	2,11	2,19	2,16	2,4	2,62	2,4	2,43	2,74	2,12	2,77	2,63	2,79	2,67	2,72
MnO	0,09	0,1	0,06	0,06	0,12	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0,1	0
FeO	0,07	0	0,03	0	0	0	0,03	0,02	0,01	0,09	0	0	0	0,05	0,16
MgO	0	0	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0
BaO															
TiO ₂	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0
Total	100,23	99,57	100,18	99,96	94,31	98,1	98,82	98,05		86,57	99,02	98,11	97,99	98,89	99,92
Si	11,585	11,566	11,522	11,463	11,542	11,47	11,512	11,576	11,447	11,595	11,455	11,533	11,487	11,455	11,451
Ti	0	0	0	0	0	0,0013	0	0	0	0	0	0	0	0,0013	0
Al	4,4494	4,4469	4,4888	4,6203	4,4626	4,5667	4,5231	4,4695	4,5593	4,4609	4,5544	4,5042	4,5169	4,5223	4,5383
Fe	0,0104	0	0,0044	0	0	0	0,0044	0,003	0,0015	0,0134	0	0	0	0,0074	0,0238
Mn	0,0135	0,0151	0,009	0,009	0,018	0	0,0075	0	0	0	0	0	0	0,015	0
Mg	0	0	0,0053	0,0053	0	0	0	0	0	0	0,0026	0	0	0	0
Ca	0,4032	0,4033	0,4157	0,4077	0,456	0,4985	0,4543	0,4622	0,5236	0,4031	0,5271	0,4995	0,5301	0,5068	0,5179
Na	3,3725	3,4693	3,548	3,3853	3,473	3,4051	3,4361	3,3287	3,4718	3,3855	3,4432	3,3441	3,4213	3,5309	3,4763
K	0,086	0,091	0,0294	0,0584	0,0226	0,0136	0,0158	0,0294	0,0137	0,0204	0,0159	0,0136	0,0204	0,0203	0,0227
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Somme	19,92	19,991	20,022	19,949	19,974	19,955	19,953	19,869	20,016	19,878	19,998	19,894	19,976	20,059	20,03
Ab	87,332	87,528	88,855	87,896	87,887	86,928	87,965	87,13	86,6	88,883	86,38	86,698	86,14	87,011	86,544
Or	2,228	2,2966	0,7357	1,5172	0,5725	0,347	0,4039	0,7707	0,3405	0,5349	0,3978	0,3517	0,5126	0,5012	0,5643
An	10,44	10,175	10,41	10,587	11,541	12,725	11,631	12,099	13,06	10,582	13,222	12,95	13,347	12,488	12,892

9

10

Lithologie	Pegmatite type grenat-REE							Gneiss tonalitique-trondhjémitique									
	Echantillon BB6A							Echantillon BMN27									
Na ₂ O	9,67	10,27	10,16	9,96	8,72	9	8,7	8,45	9,29	9,59	9,24	9,24	7,94	8,81	9,3	9,33	0,42
Al ₂ O ₃	21,53	21,49	21,26	21,29	22,87	22,54	22,65	22,36	23,16	23,69	21,96	22,42	22,2	22,78	22,79	22,99	18,13
SiO ₂	64,94	65,07	64,83	64,53	62,92	63,41	63,71	64,09	62,88	63,08	63,59	63,26	64,52	62,85	63,51	63,15	64,25
K ₂ O	0,12	0,07	0,1	0,07	0,06	0,09	0,07	0,11	0,06	0,06	0,11	0,11	0,07	0,12	0,09	0,19	16,96
CaO	2,69	2,34	2,71	2,57	4,18	3,97	4,01	3,63	4,18	4,33	4,15	3,61	3,45	4,13	4,07	4,06	0
MnO	0	0,01	0,05	0,06	0	0,02	0,06	0	0,12	0	0,11	0,08	0,03	0,05	0	0,16	0,02
FeO	0,03	0	0,03	0,02	0,08	0,06	0	0,19	0,03	0,04	0,07	0,08	0	0,25	0	0,18	0
MgO	0	0,01	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0,01	0,02	0	0,01	0	0	0
BaO																	
TiO ₂	0	0,03	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0
Total	97,52	98,76	94,87	97,8	98,34	99,51	99,35	98,07	99,22	99,59	99,02	98,99	99,49	98,83		99,12	94,59
Si	11,526	11,523	11,517	11,52	11,23	11,29	11,31	11,39	11,16	11,09	11,33	11,3	11,49	11,22	11,24	11,18	11,97
Ti	0	0,004	0	0	0	0	0,003	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0,001	0
Al	4,5035	4,485	4,4513	4,48	4,81	4,728	4,737	4,684	4,843	4,907	4,61	4,718	4,658	4,792	4,755	4,797	3,98
Fe	0,0045	0	0,0045	0,003	0,012	0,009	0	0,028	0,004	0,006	0,01	0,012	0	0,037	0	0,027	0
Mn	0	0,0015	0,0075	0,009	0	0,003	0,009	0	0,018	0	0,017	0,012	0,005	0,008	0	0,024	0,003
Mg	0	0,0026	0	0,003	0	0,005	0	0	0	0	0,003	0,005	0	0,003	0	0	0
Ca	0,5115	0,444	0,5158	0,492	0,799	0,757	0,762	0,691	0,795	0,815	0,792	0,691	0,658	0,79	0,772	0,77	0
Na	3,3276	3,5261	3,4995	3,448	3,017	3,106	2,993	2,912	3,196	3,268	3,191	3,199	2,741	3,049	3,192	3,202	0,152
K	0,0272	0,0158	0,0227	0,016	0,014	0,02	0,016	0,025	0,014	0,013	0,025	0,025	0,016	0,027	0,02	0,043	4,03
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Somme	19,9	20,002	20,018	19,97	19,88	19,91	19,83	19,73	20,03	20,1	19,98	19,96	19,56	19,92	19,98	20,04	20,13
Ab	86,067	88,465	86,665	87,17	78,78	79,98	79,37	80,26	79,82	79,77	79,62	81,72	80,26	78,86	80,12	79,75	3,627
Or	0,7027	0,3967	0,5612	0,403	0,357	0,526	0,42	0,687	0,339	0,328	0,624	0,64	0,466	0,707	0,51	1,069	96,37
An	13,23	11,138	12,774	12,43	20,87	19,5	20,21	19,05	19,85	19,9	19,76	17,64	19,27	20,43	19,37	19,18	0

11

12

Lithologie	Gneiss tonalitique-trondhjémitique																
	Echantillon BMN27																
Na ₂ O	9,11	9,34	9,33	9,22	8,92	8,29	9,1	8,83	8,7	8,53	0,37	8,68	0,5	6,49	9,02	8,35	8,85
Al ₂ O ₃	22,75	22,56	23,53	22,92	22,62	22,99	22,72	22,93	22,93	22,7	18,47	22,69	18,24	22,63	22,23	22,7	22,69
SiO ₂	63,36	63,42	63,24	63,44	62,92	63,5	62,85	63,28	63,27	63,87	63,89	63,93	63,73	66,09	63,52	63,37	63,21
K ₂ O	0,13	0,12	0,11	0,36	0,35	0,28	0,08	0,35	0,31	0,1	16,59	0,11	16,65	0,5	0,13	0,08	0,25
CaO	4,27	4,32	3,74	4	4,06	4,21	4,07	4,21	4,32	4	0	3,66	0	3,36	4,15	4,19	4,25
MnO	0	0,04	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,09	0,01	0,02
FeO	0,17	0,01	0,18	0,17	0,11	0,07	0,03	0,06	0,18	0,13	0,08	0	0	0,2	0,07	0	0,2
MgO	0,01	0,02	0,01	0	0,01	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0	0,01	0	0	0
BaO																	
TiO ₂	0	0,03	0,02	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0	0,02	0	0,02	0,02	0,01
Total	99,22	93,99	98,82	96,85	99,76	100,8	97,49	99,25	94,31	98,82	97,92	98,2	99,01	99,77	96,54	100,1	99,77
Si	11,23	11,24	11,16	11,22	11,23	11,26	11,23	11,22	11,22	11,32	11,93	11,34	11,94	11,58	11,31	11,29	11,24
Ti	0	0,004	0,003	0	0,001	0	0,003	0	0	0	0	0	0,003	0	0,003	0,003	0,001
Al	4,751	4,711	4,892	4,776	4,76	4,806	4,783	4,793	4,791	4,74	4,063	4,744	4,027	4,675	4,663	4,768	4,753
Fe	0,025	0,001	0,027	0,025	0,016	0,01	0,004	0,009	0,027	0,019	0,012	0	0	0,029	0,01	0	0,03
Mn	0	0,006	0	0	0,009	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,014	0,002	0,003
Mg	0,003	0,005	0,003	0	0,003	0	0	0	0,005	0,005	0	0	0	0,003	0	0	0
Ca	0,811	0,82	0,707	0,758	0,777	0,8	0,779	0,8	0,82	0,759	0	0,696	0	0,631	0,791	0,8	0,809
Na	3,13	3,209	3,191	3,161	3,088	2,851	3,151	3,036	2,99	2,93	0,134	2,986	0,182	2,205	3,113	2,885	3,05
K	0,029	0,027	0,025	0,081	0,08	0,063	0,018	0,079	0,07	0,023	3,95	0,025	3,978	0,112	0,03	0,018	0,057
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Somme	19,98	20,02	20	20,02	19,97	19,79	19,96	19,94	19,92	19,79	20,09	19,79	20,13	19,24	19,93	19,77	19,94
Ab	78,84	79,11	81,35	79,02	78,29	76,75	79,81	77,55	77,05	78,94	3,279	80,56	4,365	74,81	79,13	77,91	77,88
Or	0,74	0,669	0,631	2,03	2,021	1,706	0,462	2,022	1,806	0,609	96,72	0,672	95,63	3,792	0,75	0,491	1,448
An	20,42	20,22	18,02	18,95	19,69	21,54	19,73	20,43	21,14	20,45	0	18,77	0	21,4	20,12	21,6	20,67

13

14

Lithologie Echantillon	Gneiss tonalitique-trondhjémitique BMN27													
	Na ₂ O	0,35	8,15	8,92	8,35	7,99	8,33	8,9	7,79	8,03	8,52	8,48	7,79	8,07
Al ₂ O ₃	18,62	23,19	23,15	22,68	23	23,02	23,02	22,96	23,07	21,47	24,16	22,53	22,73	
SiO ₂	64,07	63,32	62,81	62,78	63,39	62,99	62,92	62,98	63,29	63,13	62,66	63,35	62,77	
K ₂ O	16,73	0,28	0,34	0,44	0,52	0,61	0,5	0,51	0,44	0,39	0,05	0,44	0,39	
CaO	0	4,31	4,36	4,3	4,4	4,39	4,28	4,53	4,43	4,28	4,54	4,44	4,21	
MnO	0,03	0,06	0,05	0	0,04	0,01	0	0,07	0,05	0,05	0,03	0	0	
FeO	0,07	0,12	0,12	0,06	0,14	0,06	0,06	0,11	0,1	0,18	0,03	0,05	0,2	
MgO	0	0	0,03	0	0,02	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	
BaO														
TiO ₂	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	
Total	99,79	99,88	100,2	100,1	90,14	99,08	94,3	101,8	99,34	98,86	99,66	99,74	99,35	
Si	11,91	11,23	11,15	11,24	11,24	11,2	11,18	11,23	11,23	11,38	11,07	11,31	11,25	
Ti	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	
Al	4,079	4,846	4,843	4,787	4,808	4,825	4,82	4,826	4,826	4,561	5,029	4,743	4,803	
Fe	0,011	0,018	0,018	0,009	0,021	0,009	0,009	0,016	0,015	0,027	0,004	0,007	0,03	
Mn	0,005	0,009	0,008	0	0,006	0,002	0	0,011	0,008	0,008	0,004	0	0	
Mg	0	0	0,008	0	0,005	0	0,003	0	0	0,003	0	0	0	
Ca	0	0,819	0,829	0,825	0,836	0,837	0,815	0,866	0,842	0,827	0,859	0,85	0,809	
Na	0,126	2,802	3,07	2,899	2,748	2,873	3,065	2,694	2,763	2,978	2,904	2,698	2,805	
K	3,967	0,063	0,077	0,101	0,118	0,138	0,113	0,116	0,1	0,09	0,011	0,1	0,089	
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Somme	20,1	19,78	20	19,86	19,79	19,89	20	19,76	19,79	19,87	19,88	19,71	19,79	
Ab	3,082	76,06	77,21	75,8	74,23	74,66	76,76	73,29	74,58	76,47	76,94	73,96	75,75	
Or	96,92	1,719	1,936	2,628	3,179	3,597	2,837	3,157	2,689	2,303	0,298	2,748	2,409	
An	0	22,23	20,85	21,57	22,59	21,74	20,4	23,55	22,74	21,23	22,76	23,29	21,84	

15

16

- 17 *Tableau E2 . Composition en éléments majeurs de l'épidote dans le gneiss tonalitique-trondhjémitique et les pegmatites de type titanite-allanite,*
 18 *et grenat-REE.*

Lithologie Echantillon	Gneiss tonalitique-trondhjémitique						Pegmatite de type titanite-allanite						Pegmatite de type grenat-REE			
	BMN27						BMN43						BB24			
SiO ₂	37,45	36,81	37,11	37,85	36,74	37,37	37,58	37,19	37,25	36,99	64,36	36,8	37,45	36,83	38,13	37,09
Al ₂ O ₃	22,97	21,79	22,24	22,31	21,83	22,3	21,64	21,35	21,41	21,34	22,18	21,48	21,4	21,75	23,88	23,31
Na ₂ O	0	0,016	0	0	0,037	0,036	0	0	0	0,007	9,458	0,019	0	0	0	0
K ₂ O	0	0,002	0,016	0	0,005	0	0,011	0	0,062	0,029	0,159	0	0	0	0,018	0
CaO	23,42	22,93	23,31	22,68	23,07	23,06	22,8	22,88	22,56	22,64	3,743	22,82	23,15	23,04	23,38	23,12
MnO	0,179	0,243	0,127	0,442	0,088	0,204	0,275	0,285	0,222	0,172	0	0,171	0,158	0,283	0,138	0,215
FeO	11,92	12,85	12,76	12,74	12,7	12,73	13,6	13,47	13,54	13,71	0,058	13	13,39	12,76	11,02	11,26
F	0,378	0	0	0	0,189	0,142	0,189	0	0	0	0,094	0,047	0,377	0	0	0,427
MgO	0,008	0,025	0,012	0,013	0,031	0	0	0	0	0,033	0	0,009	0,052	0	0,027	0
Cl	0	0,006	0	0	0,004	0,006	0	0,003	0	0,005	0	0,011	0	0,009	0,005	0
BaO	0	0	0	0,029	0,052	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	0,079	0,109	0,053	0	0,125	0	0,092	0,018	0,067	0,052	0	0,025	0,053	0,035	0	0,148
Cr ₂ O ₃	0,034	0	0,021	0,008	0,011	0,022	0,023	0,016	0,036	0,022	0	0,044	0,02	0,01	0,024	0,025
NiO	0,031	0,063	0	0	0	0,026	0,043	0	0,02	0,037	0	0,029	0,003	0	0	0
Total	96,47	94,84	95,65	96,08	94,89	95,89	96,28	95,21	95,16	95,04	100,1	94,46	96,06	94,72	96,62	95,59

19

20

21 *Annexe F. Données isotopiques de datations U-Pb sur zircon et sur apatite*

22

23 *Tableau F1. Données isotopiques de datations U-Pb in situ sur zircon, par Laser-ICP-MS (échantillon BMN28)*

24

N°	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Position	Texture	Contenu en LREE	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ	Rho	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2σ	Age $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ	Age $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ	Age $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2σ
1	313	35	243	Cœur	Oscillatoire		0,11	3,598	0,078	0,1954	0,003	0,7554	0,1328	0,002	1546,5	18	1150	17	2128	21
2	722	1	382	Bordure métamictite	Oscillatoire- tachetée		0,00	4,035	0,097	0,2152	0,004	0,7152	0,13381	0,002	1633	20	1255	20	2144	20
3	27	5	28	Cœur	Oscillatoire		0,17	6,4	0,21	0,353	0,011	0,9497	0,1342	0,003	2001	29	1915	49	2110	42
4	15	0	1	Surcroissance interne	Oscillatoire		0,00	6,88	0,18	0,3834	0,008	0,7676	0,1282	0,002	2078	24	2083	36	2047	33
5	16	0	2	Surcroissance interne	Oscillatoire		0,00	6,94	0,22	0,3827	0,01	0,7996	0,129	0,003	2091	27	2080	45	2064	38
6	168	0	26	Cœur	Oscillatoire	LREE- riche	0,00	7	0,18	0,3891	0,009	0,8695	0,1298	0,002	2108	27	2112	42	2091	21
7	1528	0	288	Bordure métamictite	Oscillatoire- tachetée	LREE-riche	0,00	1,801	0,041	0,1166	0,002	0,8665	0,1155	0,001	1046	18	710	13	1881	23
8	109	32	196	Cœur	Oscillatoire		0,29	6,89	0,15	0,3817	0,007	0,8063	0,1305	0,002	2090	20	2081	31	2094	23
9	680	6	160	Bordure métamictite	Tachetée		0,01	3,02	0,062	0,1742	0,003	0,7829	0,1217	0,001	1411,9	16	1034	15	1977	21
10	83	25	168	Surcroissance interne	Oscillatoire		0,30	6,29	0,14	0,3422	0,006	0,8009	0,1355	0,002	2009	19	1894	29	2166	24
11	52	10	59	Surcroissance interne	Oscillatoire		0,19	6,36	0,14	0,3569	0,006	0,8019	0,1315	0,002	2020	20	1961	30	2103	26
12	143	43	261	Cœur	Oscillatoire		0,30	5,628	0,13	0,3092	0,006	0,8821	0,1323	0,002	1918	21	1733	31	2117	27

13	107	45	283	Cœur	Oscillatoire	LREE-riche	0,42	6,79	0,15	0,3771	0,006	0,7202	0,1328	0,002	2080	19	2059	28	2131	22
14	1567	1	410	Bordure métamicté	Oscillatoire	LREE-riche	0,00	1,323	0,033	0,0827	0,001	0,6785	0,11304	0,001	853,7	16	512,1	8,6	1843	24
15	1815	6	455	Bordure métamicté	Oscillatoire	LREE-riche	0,00	1,135	0,035	0,0723	0,002	0,7176	0,1168	0,001	768,9	15	450	9,5	1903	21
16	843	1	262	Bordure métamicté	Oscillatoire	LREE-riche	0,00	3,073	0,066	0,172	0,003	0,7580	0,1279	0,002	1423	17	1022	16	2063	23
17	127	53	287	Cœur	Oscillatoire		0,42	6,329	0,14	0,3491	0,006	0,7640	0,1316	0,002	2017,6	19	1927	28	2114	22
18	81	40	212	Cœur	Oscillatoire	Mixte	0,49	6,928	0,15	0,3866	0,006	0,7168	0,1308	0,002	2098,4	19	2106	28	2100	22
19	1621	2	332	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	1,578	0,039	0,1034	0,002	0,7044	0,11127	0,001	958,2	15	633,7	10	1812	22
20	997	3	191	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	2,662	0,055	0,1614	0,002	0,7197	0,12063	0,001	1316,3	15	964,3	13	1960	20
21	129	26	168	Cœur	Oscillatoire		0,20	3,862	0,084	0,2116	0,004	0,7605	0,1338	0,002	1602,8	18	1235	18	2142	23
22	1533	4	354	Cœur	Oscillatoire-tachetée		0,00	1,463	0,041	0,0896	0,003	0,9300	0,1259	0,002	916	18	555	16	2030	26
23	79	38	206	Cœur	Oscillatoire	LREE-riche	0,48	6,78	0,15	0,3773	0,006	0,7308	0,1319	0,002	2082	19	2060	29	2115	23
24	56	2	31	Surcroissance interne	Oscillatoire		0,04	6,01	0,14	0,3261	0,006	0,7504	0,1346	0,002	1972	20	1816	27	2144	25
25	2615	4	510	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	0,843	0,054	0,0569	0,003	0,7961	0,10376	0,001	618,9	23	356,5	17	1688	23
26	2029	0	374	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	2,883	0,074	0,1675	0,003	0,7908	0,11968	0,001	1375,9	25	998	19	1948	23
27	1096	1	351	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	2,271	0,056	0,1325	0,003	0,8264	0,1257	0,002	1200	21	801	16	2036	24
28	544	2	71	Cœur métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	6,166	0,14	0,3444	0,006	0,7801	0,1304	0,002	1997	20	1905	30	2097	21
29	112	0	39	Cœur	Homogène	LREE-pauvre	0,00	6,353	0,13	0,3435	0,005	0,7540	0,132	0,002	2023	19	1903	25	2117	22

30	304	0	32	Cœur	Tachetée	LREE-pauvre	0,00	5,23	0,11	0,2906	0,005	0,8344	0,1322	0,002	1853	19	1642	26	2122	20
31	219	0	9	Cœur métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	6,711	0,15	0,38	0,008	0,8830	0,12996	0,002	2069	23	2072	36	2091	20
32	728	0	202	Transition cœur-bordure	Oscillatoire-tachetée	LREE-pauvre	0,00	2,212	0,049	0,1326	0,002	0,7830	0,12273	0,002	1181,9	16	802,3	13	1990	22
33	3558	9	1257	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	0,9263	0,02	0,0495	0,0008	0,7386	0,13913	0,002	665,3	10	311,6	4,8	2212	21
34	4931	3	1344	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	0,5711	0,012	0,0298	0,0005	0,8134	0,14287	0,002	458,1	7,9	189,5	3,2	2258	21
35	3527	3	635	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	0,6233	0,013	0,0436	0,0007	0,7473	0,10623	0,001	491,8	8	275,2	4,2	1727	25
36	699	1	26	Cœur métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	6,391	0,13	0,3611	0,005	0,7352	0,1296	0,001	2029,2	18	1985	26	2088	19
37	855	0	223	Bordure métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	2,693	0,068	0,1504	0,003	0,8689	0,1323	0,002	1324	18	902	18	2123	21
38	509	0	51	Transition cœur-bordure	Tachetée		0,00	6,074	0,13	0,3476	0,006	0,7796	0,13033	0,002	1983,5	20	1920	28	2098	20
39	73	29	164	Cœur	Oscillatoire	LREE-pauvre	0,40	6,889	0,16	0,3837	0,007	0,7518	0,1318	0,002	2093	20	2090	31	2115	23
40	25	0	4	Cœur	Homogène	LREE-pauvre	0,01	6,16	0,2	0,3456	0,01	0,8912	0,1333	0,002	1970	31	1896	51	2110	32
41	185	2	43	Cœur	Oscillatoire		0,01	6,122	0,15	0,3455	0,007	0,7678	0,1337	0,002	1988	21	1915	31	2142	25
42	2002	9	405	Cœur métamicté	Oscillatoire-tachetée		0,00	1,223	0,13	0,0813	0,007	0,8563	0,1075	0,002	810,6	36	503,9	40	1749	24
43	5281	1	5027	Cœur	Oscillatoire-tachetée		0,00	6,978	0,14	0,3902	0,006	0,7536	0,13026	0,001	2106,3	18	2121	27	2099,5	19

Tableau F2. Données isotopiques de datations U-Pb in situ sur apatite par ablation laser couplée ICP-MS (échantillons de gneiss granodioritique-tonalitique-trondhjémitique et pegmatite de type apatite-zircon)

N°	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Position	Texture	Diamètre moyen	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ
BMN20B - Gneiss granodioritique										
1	37,0	3,1	4,3	Cœur	Oscillatoire	200	2,51	1,4	0,1728	1,2
2	79,7	4,8	4,5	Cœur	Oscillatoire	200	2,65	2,0	0,1502	0,9
3	44,8	1,4	3,4	Cœur	Oscillatoire	200	2,63	2,4	0,1631	1,3
4	28,4	0,8	3,8	Cœur	Homogène	200	2,50	2,1	0,1893	1,2
5	33,9	0,6	3,3	Cœur	Homogène	200	2,52	2,1	0,1728	1,3
6	16,1	0,1	3,2	Cœur	Homogène	100	2,40	2,2	0,2199	1,5
7	19,7	0,6	3,6	Transition cœur-manteau	Oscillatoire	150	2,39	2,1	0,2102	1,3
8	28,0	3,1	4,4	Cœur	Homogène	200	2,44	2,0	0,1900	0,7
9	49,8	9,5	5,7	Cœur	Oscillatoire	250	2,51	2,0	0,1643	1,1
10	43,8	7,6	5,1	Cœur	Oscillatoire	100	2,50	1,7	0,1631	1,5
11	11,5	0,4	1,3	Cœur	Homogène	100	2,53	1,5	0,1845	2,2
12	6,6	0,2	3,3	Cœur	Homogène	150	2,03	1,6	0,3185	1,3
13	19,3	0,4	3,7	Cœur	Homogène	200	2,44	1,5	0,2142	1,2
14	29,2	4,5	4,5	Cœur	Homogène	200	2,46	1,7	0,1850	1,4
BMN11 - Gneiss tonalitique-trondhjémitique										
1	2,2	1,2	4,3	Cœur	Homogène	200	1,30	5,1	0,5500	4,9
2	21,9	5,4	3,0	Zone 1	Homogène	800	2,53	2,1	0,1664	1,3
3	11,5	2,9	2,2	Cœur	Homogène	250	2,36	2,0	0,1854	1,1
4	19,8	3,4	2,2	Bordure	Homogène	200	2,48	2,0	0,1606	0,9
5	20,5	2,5	1,9	Cœur	Oscillatoire	200	2,47	2,0	0,1587	1,1
6	32,9	4,2	2,6	Zone 1	Homogène	200	2,53	2,0	0,1539	0,9
7	6,2	0,6	1,7	Cœur	Homogène	200	2,24	2,1	0,2378	1,4
8	25,6	4,3	2,3	Zone 1	Homogène	400	2,55	2,0	0,1522	1,1
9	8,5	1,2	1,6	Cœur	Homogène	400	2,41	2,1	0,1881	1,8
10	34,0	5,2	3,1	Zone 1	Homogène	100	2,54	2,0	0,1546	0,9
11	6,3	0,7	1,9	Zone 1	Homogène	100	2,27	2,2	0,2509	2,0
12	28,8	3,3	2,6	Transition cœur-zone 1	Oscillatoire	100	2,61	2,0	0,1588	1,2
13	9,2	0,5	1,5	Zone 1	Homogène	100	2,46	8,1	0,1954	2,1
14	21,7	6,3	3,2	Cœur	Homogène	800	2,46	9,1	0,1668	2,8
15	8,5	1,4	2,3	Cœur	Complexe	800	2,33	8,2	0,2323	2,6
16	31,8	6,7	5,2	Transition cœur-zone 1	Complexe	800	2,52	8,1	0,1624	1,3
17	7,2	1,2	2,2	Zone 1	Complexe	200	2,24	8,5	0,2418	2,4
18	13,4	1,6	2,5	Transition cœur-zone 1	Complexe	200	2,39	8,1	0,2078	2,7
19	34,6	6,0	3,6	Zone 1	Homogène	200	2,55	8,1	0,1584	1,1

20	36,1	4,8	2,9	Zone 1	Homogène	300	2,55	8,2	0,1504	1,1
21	5,1	0,4	2,7	Transition cœur-zone 1	Complexe	200	2,05	8,2	0,3257	2,1
22	34,0	4,8	3,1	Cœur	Complexe	200	2,56	8,2	0,1575	1,0
23	10,1	0,8	2,0	Zone 1	Homogène	200	2,34	8,2	0,2099	2,3
24	31,5	3,8	2,9	Transition zones 1-2	Homogène	200	2,55	8,1	0,1612	1,2
25	33,6	5,0	3,2	Zone 2	Homogène	200	2,56	8,2	0,1585	1,2
26	16,3	2,5	2,5	Transition cœur-zone 1	Oscillatoire	200	2,46	8,1	0,1858	1,3

BMN20 - Pegmatite de type titanite-allanite

1	54,3	5,1	3,7	Cœur	Homogène	600	2,60	1,4	0,1516	0,9
2	85,3	13,7	5,8	Cœur	Homogène	600	2,66	1,6	0,1431	1,0
3	55,7	3,6	3,2	Cœur	Tâchetée	500	2,61	2,1	0,1499	1,3
4	14,8	3,1	3,3	Cœur	Homogène	600	2,45	1,8	0,2118	1,3
5	24,1	3,6	3,6	Cœur	Homogène	600	2,50	1,6	0,1849	1,3
6	33,4	2,1	3,1	Cœur	Homogène	600	2,62	1,5	0,1659	1,0
7	55,8	3,2	3,1	Cœur	Homogène	600	2,70	2,5	0,1477	0,9
8	39,0	2,7	3,1	Cœur	Homogène	600	2,60	1,5	0,1603	1,2
9	34,3	2,4	3,0	Cœur	Homogène	600	2,53	1,8	0,1641	1,3
10	41,2	4,0	5,7	Cœur	Homogène	500	2,45	1,5	0,1807	1,0
11	58,1	4,6	5,4	Cœur	Homogène	500	2,56	1,6	0,1635	0,9
12	18,8	7,9	7,5	Cœur	Homogène	1500	2,22	8,2	0,2604	1,1
13	19,1	9,0	7,3	Cœur	Homogène	1500	2,27	8,2	0,2552	1,2
14	17,6	7,6	7,1	Cœur	Homogène	1500	2,20	8,4	0,2557	1,3
15	15,7	6,7	6,3	Cœur	Homogène	1500	2,02	9,1	0,2472	1,6
16	24,7	6,1	7,6	Transition cœur-zone 1	Oscillatoire	1500	2,25	8,3	0,2276	1,4
17	82,0	7,4	7,8	Bordure	Oscillatoire	1500	2,46	8,1	0,1592	0,9
18	75,4	6,1	6,7	Bordure	Oscillatoire	1500	2,55	8,2	0,1599	1,0
19	63,2	5,2	6,5	Bordure	Oscillatoire	1500	2,46	8,1	0,1639	0,9
20	67,4	5,5	6,9	Bordure	Oscillatoire	1500	2,47	8,1	0,1639	1,2
21	70,0	5,6	5,7	Bordure	Oscillatoire	1500	2,59	8,0	0,1583	0,9
22	106,3	10,6	5,3	Cœur	Homogène	1000	2,65	8,2	0,1463	2,7
23	80,8	8,9	4,5	Cœur	Tachetée	1000	2,67	9,3	0,1426	1,9
24	9,9	1,3	2,7	Cœur	Homogène	1000	2,22	8,2	0,2303	2,2
25	5,8	0,1	2,9	Cœur	Homogène	600	2,06	8,3	0,3131	1,6
26	3,0	0,1	2,3	Cœur	Homogène	1000	1,79	1,8	0,3882	1,9
27	5,3	0,1	3,3	Cœur	Tachetée	1000	1,92	2,3	0,351	3,1
28	5,0	0,1	2,9	Cœur	Tachetée	1000	1,92	1,7	0,3287	1,9
29	4,1	0,1	2,9	Cœur	Tachetée	1000	1,86	1,8	0,3734	1,8
30	15,7	1,7	4,5	Cœur	Homogène	1000	2,23	1,5	0,2371	1,2
31	31,7	3,1	5,6	Cœur	Homogène	1000	2,36	1,5	0,1973	1,1
32	41,4	3,7	5,8	Cœur	Homogène	1000	2,45	1,5	0,1834	1,0
33	16,7	1,5	3,1	Cœur	Homogène	1000	2,34	1,5	0,2015	1,5
34	48,0	3,9	3,2	Cœur	Homogène	500	2,42	2,3	0,1532	2,1

Annexes

35	79,0	9,8	7,2	Cœur	Homogène	600	2,59	1,3	0,1587	0,9
36	12,6	1,8	3,6	Bordure	Homogène	350	2,23	1,9	0,2335	1,9
37	13,3	1,9	4,0	Cœur	Homogène	350	2,28	1,6	0,2441	2,1
38	18,0	2,4	3,6	Bordure	Homogène	350	2,37	1,4	0,2026	1,5
39	6,5	0,5	4,4	Cœur	Homogène	600	1,78	2,7	0,3354	3,3
40	11,1	1,0	2,9	Cœur	Tachetée	600	2,28	1,7	0,2305	2,0
41	89,9	8,1	7,0	Cœur	Homogène	600	2,55	1,3	0,1558	0,9
42	56,7	4,9	6,3	Cœur	Homogène	600	2,50	1,3	0,1708	0,9
43	58,9	5,4	6,4	Cœur	Homogène	600	2,48	1,3	0,1682	1,1
44	70,3	5,9	6,6	Bordure	Oscillatoire	1500	2,50	1,4	0,1637	1,1