





Thèse de Doctorat



Antoine TRIANTAFYLLOU

Mémoire présenté en vue de l'obtention du

grade de Docteur de l'Université de Nantes sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

et le grade de Docteur de l'Université de Mons

Écoles doctorales : SPIGA - UNITER

Discipline : Terre Solide et couches profondes Spécialités : Géodynamique, Pétrologie, Géochimie, Géochronologie Unités de recherche : UMR-6112 Laboratoire de Planétologie & Géodynamique de Nantes – Département de Géologie-Génie Minier de l'UMONS

Soutenue le 18 novembre 2016

Évolution géodynamique d'un arc insulaire néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas marocain :

Caractérisation des processus de croissance intra-océanique et d'accrétion

JURY

Rapporteurs :	Delphine BOSCH, Directrice de recherche CNRS, Université de Montpellier Olivier VANDERHAEGHE, Professeur, Université Paul Sabatier, Toulouse 3
Examinateurs :	Christophe MONNIER, Maître de conférences, Université de Nantes (co-encadrant) Jean-Marc BAELE, Professeur, Université de Mons (co-encadrant) Julien BERGER, Maître de conférences, Université Paul Sabatier, Toulouse 3 (co-encadrant)
Président du jury :	Philippe ANCIA, Professeur, Université de Mons
Invité(s) :	Nasser ENNIH, Professeur, Université d'El Jadida
Directeur de Thèse :	Sara VANDYCKE, Professeure Université de Mons
Co-directeur de Thèse :	Hervé DIOT, Professeur, Université de Nantes - Université de La Rochelle

'Rocks are records of events that took place at the time they formed. They are books. They have a different vocabulary, a different alphabet, but you learn how to read them.' – John McPhee

'You're only given a little spark of madness. You mustn't lose it.'

- Robin Williams

Résumé

Les reliques néoprotérozoïques d'un système d'arc intra-océanique affleurent dans l'Anti-Atlas au Sud du Maroc, dans les fenêtres du Sirwa et de Bou Azzer. Les deux zones présentent des ensembles fortement tectonisés, représentés au Nord par une séquence ophiolitique d'arrièrearc charriée sur des complexes d'arc accrétés au Sud. Ces complexes d'arc (complexes de Tachakoucht, de Tazigzaout et de Bougmane) sont composés de gneiss granodioritiques et d'amphibolites dont les protolithes, datés entre 750 et 730 Ma, montrent des signatures typiques d'arcs océaniques. Ces derniers ont été enfouis, déformés et métamorphisés sous des conditions de MP-MT (700°C – 8 kbar) à Tachakoucht et de HP-MT à Bougmane (750°C - 10 kbar) avant que des magmas basiques hydratés (hornblendites, gabbros à hornblende) d'affinités d'arcs océaniques ne les intrudent successivement à ~700 et ~650 Ma. Ces épisodes magmatiques ont bouleversé le régime thermique de l'arc, entrainant la granulitisation et la fusion partielle des roches encaissantes à plusieurs niveaux crustaux de l'arc et générant des magmas granodioritiques à granitiques recoupant la section crustale du paléo-arc et de l'ophiolite sus-jacente. Cette étude de terrain, pétrologique, géochimique et géochronologique a mis en évidence trois épisodes de magmatisme océanique d'arc sur une période de plus de 120 Ma (de 760 à 640 Ma). La croissance de ce paleo-arc fut contrôlée par les phases successives d'alimentation magmatique mais aussi par des processus tectoniques d'épaississement en domaine intra-océanique et ce, avant l'obduction de l'arc sur le Craton Ouest africain autour de 630-600 Ma.

Mots-clés : Arc océanique, Croissance crustale, Datation U-Pb, Périodicité magmatique, Accrétion, Panafricain, Néoprotérozoïque, Maroc

Abstract

Relics of an intra-oceanic arc system are exposed in the Anti-Atlas in southern Morocco, in the Sirwa and Bou Azzer windows. Both of these areas form a highly tectonized patchwork made of a back-arc ophiolitic sequence to the north thrusted onto accreted arc complexes to the south. These arc complexes (Tachakoucht, Tazigzaout and Bougmane complexes) are made of granodioritic gneisses and amphibolites with typical oceanic arc signature and for which igneous ages range from 750 to 730 Ma. These magmas were buried, deformed and metamorphosed under MP-MT conditions in Tachakoucht (700°C - 8kbar) and HP-MT in Bougmane (750°C - 10 kbar) prior to several magmatic events dated at 700 and 650 Ma and the intrusion of hydrous basic magmas (hornblende gabbros, hornblendites) with oceanic arc signatures. This episodic magmatism strongly perturbed the thermal regime of the arc leading to the granulitization of the host rocks at different levels of the arc crust and to the genesis of intermediate to felsic magmas (granodioritic to granitic). These ones have been segregated through the crustal section intruding both stacked paleo-arc and ophiolitic remnants. This field, petrological, geochemical and geochronological study established that oceanic arc magmatism in the Anti-Atlas occurred in three flare-ups on a 120 Ma long time span (760 to 640 Ma). The growth of the arc was controlled and driven both by successive magmatic inputs and intraoceanic tectonic thickening processes while final collision of the intra-oceanic system with the West African Carton occurred later, around 630-600 Ma.

Keywords: Oceanic arc, Crustal growth, U-Pb dating, Accretion, Arc tempo, Pan-African orogeny, Neoproterozoic, Moroccan Anti-Atlas

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier le Fonds National de la Recherche Scientifique de Belgique ainsi que la commission FRIA pour m'avoir accordé leur confiance et leurs soutiens financiers au début et durant les quatre années de mon mandat.

Aussi, je remercie mes rapporteurs Delphine Bosch & Olivier Vanderhaeghe pour leur travail de relecture et leurs remarques et discussions constructives. Je pensais avoir ouvert une porte de perspective à mon travail. Vous m'en avez ouvert des dizaines. Merci. Cela motivera et inspirera mes projets de recherche futurs à courts et à longs termes.

J'ai commencé ce travail avec beaucoup de collègues et le voilà terminé, avec beaucoup d'amis que j'aimerais aussi remercier. Parce qu'il faut bien commencer quelque part...

J'adresse un tout grand MERCI à mon co-encadrant Carolo-Toulousain, Julien Berger. Ta bonne humeur, tes coups de botte, ton ouverture d'esprit, ton naturel ... autant de qualités (et j'en passe !) qui font de toi un encadrant de thèse tout simplement exceptionnel. Et dire que tout ceci a commencé avec une serpentinite planté dans une tomate... un trophée que je n'oublierai pas de sitôt.

Je n'oublie bien évidemment, pas mes directeurs de thèse : Sara Vandycke et Hervé Diot. Sara, tu étais déjà là au tout début de cette entreprise. Tu m'as 'repêché', m'as 'poussé' et as allumé cette petite flamme au fond : le goût à la recherche fondamentale, coûte que coûte. Hervé, toi aussi tu étais déjà là au tout début. Je n'oublierai pas ton énergie débordante sur le terrain, tes idées parfois extravagantes (quid du drone ?), tes éclats de rire toujours bien placés et ta caméra toujours embarquée. Un beau travail et une bonne tranche de rire.

Je remercie mon co-encadrant montois : Jean-Marc Baele, le roi de l'analyse spectro au sens large. Les heures de sondes, les heures de cathodo, etc. même si c'était parfois rude, j'en garde d'excellents souvenirs et te remercie pour le temps et l'énergie (qui semble sans limite chez toi ! Didju, comment fais-tu ?!) que tu m'as consacrés depuis le contrat Lessines

jusqu'aux derniers retranchements de rédaction du manuscrit de thèse. J'ai en tête qu'on n'a pas fini de travailler ensemble ;).

Et bien entendu, je n'oublie pas mon co-encadrant nantais, Christophe Monnier. Ton dynamisme à toute épreuve semble inépuisable. La preuve, nos péripéties de jour (mais aussi de nuit) sur les terrains marocains ont poussé jusqu'à leurs limites, notre aptitude à s'orienter. Non, je n'ai pas oublié en ta compagnie et au fin fond du bled de l'Anti-Atlas, mon sac de terrain contenant carnet de mission, passeport et plus de 40.000 balles. Non, un point c'est tout. Nous voilà donc quitte, je n'ai plus rien à cacher... pour ma part tout du moins... ;)

Je n'oublie pas non plus mes amis et collègues marocains. Merci Nasser Ennih et Zorrah Errami pour m'avoir accueilli maintes et maintes fois chez vous. Les retours à El Jadida, c'était des moments paisibles et ressourçant. Je remercie aussi chaleureusement Mohammed Boutaleb. Ton soutien logistique, ta bonne humeur sur le terrain et les nombreuses discussions que nous avons eues lors des diverses missions ont grandement nourri ma compréhension de la géologie du coin. Sans oublier tous les bons plans dont tu disposes dans toutes les villes et villages du Maroc (et probablement du monde entier). Merci aussi à Hanane Legnaoui de m'avoir fait découvrir tous les recoins de Tazenakht, les bons '*food-plans*' de Ouarzazate, sa clinique qui m'a marqué pour toujours mais aussi les installations de la mine de Bou Azzer. C'était excellent !

Un tout grand merci à mes collègues et ami(e)s du 'Sud': Olivier Bruguier, Chantal Doucet, Matthieu Benoît et Florent Hodel. Merci Chantal de m'avoir guidé lors de mes premières manip's en salle blanche. Merci Olivier de m'avoir ouvert au monde des lasers et de la géochrono *in situ* ! Aussi les bières belges ont un tout autre goût au soleil et en votre agréable compagnie. Florent, un nouveau camarade de terrain ! On a encore du pain sur la planche mon *con'g* et c'est tant mieux.

Un merci spécial à Arnaud Watlet, Sir Watchiels, Monsieur Watchield, Arny, mon ami montoisbruxellois, l'homme des grottes, Geolokit vice-CEO, Nicolas, etc. Tes nombreux coups de main de type 'page de garde' m'ont sauvé plus d'une fois. Nous ne saurons jamais ce qu'il est advenu de ce muffin déshydraté. Je me plais à croire que vous l'avez tout simplement avalé comme il n'est pas si rare de votre part, de mettre une chose dans le mauvais contenant. En vous remerciant, bonsoir. Merci aussi aux collègues de l'ULB et tout particulièrement Nadine Mattielli. Merci pour l'accès aux machines de préparation des échantillons chimie, le coup de main 'isotopie' et pour nos diverses discussions constructives. C'est toujours un plaisir de toquer à ta porte.

Et puis, y a les autres... il y a la bande d'effetdserreux. Vous êtes la bande de pote que tout le monde rêve d'avoir, celle des séries télé, celle qui s'accroche à vous pour longtemps. Vous étiez là, vous serez toujours là, je serai toujours là pour vous, le top du top en matière de potes. Merci à Jail B., Alex B., Carovulva B., Léo Jardipol B., Double-Jipé B., Grijp B., Amau B., Pietje B., Dine B., Pascal B., le Gas' B., Tommeke B., Thibsy B., Caro Luna B. Merci les 'gas' ;)

Et il y en a d'autres encore... Je remercie aussi les autres copains de Bruxelles et la grande bande de géologues. Un merci tout spécial à Gaëlle Plissart, le chilienne au grand cœur, 'R' Poupè, les amis de l'Obs : Thomas Lecocq, Corentin Caudron, Koen Van Noten mais aussi, les' Abroukiels, les Culot'chiels, les Watchiels (dont Totochiels), Sir Lippichiels, Brackiels Zakariachiels, Zack Spichiels, Moreauchiels et tous les autres. Un énorme merci !

Je n'oublie pas mes collègues et amis montois : Bérénice, Paolo, Serge, Christophe, Yves, Jean-Marc, Claudio, Olivier, Julie, Sylvie, Séverine, les Thierry's, Katia, Nicolas, Corentin, Angélique, Barbara, Ariane, Fanny et Jean-Pierre Tshibangu. Merci de m'avoir accueilli et supporté pendant ces années. Taper la carte me manque déjà et dire que je n'ai jamais gagné une partie... Quelle honte ! ;)

Et puis, il y a les derniers venus : mes poteaux et collègues nantais. Un grand merci à Méric et Méluche, Ianis & Fanny, Mélanie, Alice, Stéphane & François, Mayo & Teddy, Geoffrey, Boris, Dorinne, les Olivier's, Diana, les Marion's, Francesco, Antoine Ba, Anaïs, Laurent, Nadya, Clémence & Dédé, Jassine, Phillippe, Jonas, Laetitia, Sandrine, Eric, Frances, Véronique, Yann, Olivier Verhoeven et tous les autres que j'oublie. Merci pour votre accueil chaleureux. À peine arrivé, on se sent comme à la maison grâce à vous. Vous êtes supers !

Merci aussi aux anciens étudiants : Lauriane Meyer, Florent Colart et Léonor Demeuldre qui m'ont aidé de près ou de loin dans mes manip's au cours de vos stages de M1 et de M2 respectifs. Ce fut un plaisir de vous encadrer. Votre motivation et votre envie d'apprendre sont parmi vos plus grands atouts.

Bien sûr, j'adresse un tout grand MERCI à ma petite famille qui m'a soutenu depuis le début. Mes parents Jean & Chantal, rien n'aurait été possible sans vous bien entendu. Cette ambition que vous m'avez transmise, c'est probablement mon plus grand atout dans le domaine de la recherche et c'est grâce à vous. Aller plus loin et ne rien laisser empêcher d'atteindre ce but. Mais aussi beaucoup d'amour pour mes frérots, Niko, Alex ; mais aussi Mateo, Papy, Mamy, Svenler et puis Milo, la petite relève qui arrive...

Et pour terminer, il y a toi, ma chérie, mon Amandine. On trouve les mots pour près de 400 pages d'un manuscrit mais pour cette dernière ligne, plus rien ne vient tellement je suis submergé. Tu es tout simplement incroyable. Merci d'être là, j'ai énormément de chance.

Table des matières

Problématique scientifique

PREMIÈRE PARTIE : INTRODUCTION GÉNÉRALE

I.	Généralités :	les arcs océaniques	3
	l.1	Introduction : zones de subduction, usine de production des arcs	4
	1.2	Caractéristiques et signatures géochimiques des magmas d'arc	6
	1.3	Maturation et croissance d'un arc océanique	10
	1.4	Processus d'accrétion continentale et de préservation	21
II. Contexte géologique			25
	II.1	Les grands domaines structuraux au Maroc	26
	II.2	Géodynamique de l'orogenèse panafricaine dans l'Anti-Atlas	29

DEUXIÈME PARTIE : RÉSULTATS

III.	Le complexe	e d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit : les processus de subduction-accrétion	51
	III.1	Problématique et objectifs de l'étude	51
	III.2	Principaux résultats	54
	III.3	Modèle d'évolution géodynamique	56
	111.4	Article publié dans la revue Journal of Geodynamics, 2016	60

IV.	Trace de l'é	paississement de l'arc en domaine océanique : le complexe de Bougmane 83
	IV.1	Problématique et objectifs de l'étude83
	IV.2	Principaux résultats88
	IV.3	Implications pour la compréhension de la géodynamique des arcs
	océan	iques
	IV.4	Article soumis pour publication dans la revue Contributions to Mineralogy and
	Petrol	<i>ogy</i> 110

V.	Caractérisat	ion géochimique multi-élémentaire et isotopique : reconstruction	de l'arc183
	V.1	Problématique et objectifs de l'étude	183
	V.2	Caractérisation géochimique multi-élémentaire et isotopique	184
	V.3	Discussion	216

TROISIÈME PARTIE : CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

VI.	VI. Conclusions générales et perspectives de l'étude		
	VI.1	Conclusions générales	229
	VI.2	Perspectives d'étude	231

ANNEXES

Annexe A.	Matériel, méthodes et compétences	261
Annexe B.	Tables de données	295
Annexe C.	Matériel supplémentaire	364

Problématique scientifique

La construction et l'évolution d'un arc en domaine intra-océanique est un processus complexe impliquant (*i*) la nature de la lithosphère au sein de laquelle s'initie la croissance de l'arc, (*ii*) le contexte géodynamique susceptible d'orienter l'évolution de l'arc, (*iii*) l'alimentation magmatique infra-arc et (*iv*) les processus de différenciation magmatique intra-arc qui en découlent. Ainsi, au cours du temps, la construction des arcs océaniques évolue, leur architecture se diversifie acquérant une structure propre tant physique (*cf.* épaisseur crustale, densité, rhéologie) que chimique et pétrologique (*cf.* stratification verticale des arcs matures).

L'architecture interne et la dynamique de ces arcs océaniques peuvent être étudiées au travers des systèmes actifs mais ceux-ci ne nous fournissent qu'une information ponctuelle (à un temps donné) et via un échantillonnage fragmentaire (section supracrustale ou enclaves xénolithiques) ou indirect (visualisation de la subsurface via les outils sismiques). Les arcs océaniques accrétés et obductés sur les marges continentales sont, quant à eux, les seuls objets qui nous permettent d'avoir accès à l'ensemble de la séquence crustale de l'arc depuis sa racine jusqu'aux zones les plus sommitales de l'édifice volcanique. Ils permettent d'étudier celle-ci de manière *in situ* au moyen d'outils analytiques directs (géologie de terrain, pétrologie, géochimie, etc.). Cependant, la préservation de ces arcs accrétés semble tout aussi exceptionnelle que rarissime (*i.e.* les arcs phanérozoïques du Kohistan au Pakistan et de Talkeetna en Alaska).

Les études menées sur ces complexes hors du commun ont toutefois apporté une dimension dynamique nouvelle à notre compréhension de la croissance des arcs, notamment dans la périodicité de l'activité magmatique des arcs (Paterson et Ducea, 2015), dans l'identification des processus de différenciation intra-arc (Dhuime *et al.*, 2009 ; Bosch *et al.*, 2011 ; Greene *et al.*, 2006), mais aussi dans la nature instable des arcs océaniques au cours de leur évolution, comme le montre l'enregistrement de phases tectoniques intra-océaniques concomitantes à leur croissance magmatique (Burg *et al.*, 2006 ; Petterson, 2010). L'estimation des paléo-épaisseurs crustales de l'arc sont aussi plus conséquentes que celles

qui caractérisent les systèmes d'arc actifs, suggérant des épisodes de maturation extrême (Jagoutz & Behn, 2013 ; Dhuime *et al.*, 2009). C'est dans cette perspective que l'étude d'autres séquences d'arcs océaniques accrétés sur les paléomarges continentales révèle son intérêt, notamment dans la connaissance de la structure évolutive des arcs actuels.

Les bordures du Craton Ouest Africain et en particulier l'Anti-Atlas central au Maroc présentent une paléosuture océanique composée de plusieurs reliques d'arcs intra-océaniques accrétées au cours de l'orogenèse panafricaine (Néoprotérozoïque). Bien qu'essentiellement étudiés pour leur séquence ophiolitique (*cf.* ophiolite de Bou Azzer, Maroc), plusieurs complexes ayant des signatures d'arc océanique s.s. y affleurent, formés et mis en place sur une période relativement longue (plus de 100 Ma). Ces unités restent à ce jour très peu documentées et n'ont pas encore révélé leur secret concernant la formation et l'évolution des caractéristiques des arcs océaniques.

Ce projet de recherche a donc pour objectif d'identifier les acteurs et de reconstruire l'évolution géodynamique de(s) l'arc(s) océanique(s) néoprotérozoïque(s) marocain(s). Cette étude sera menée au travers d'une approche multidisciplinaire combinant les observations et l'échantillonnage de terrain, l'étude pétrologique qualitative et quantitative et enfin, les études géochimiques multi-élémentaires, isotopiques et géochronologiques. Trois objectifs définissent le projet de recherche :

- (1) Caractériser la composition pétrologique et géochimique de l'arc, notamment dans le but d'identifier la signature des roches et de définir leur appartenance à un contexte d'arc océanique précis. L'étude des liens co-génétiques entre les différentes roches analysées se fera via les outils de modélisation pétro-géochimique afin d'identifier la nature des processus ayant participé à la construction de l'arc (caractérisation et quantification des processus de cristallisation fractionnée, de fusion partielle ou encore de mélanges magmatiques).
- (2) Caractériser la structure crustale et le régime thermique de l'arc. Cette approche essentiellement pétrologique, sera menée via l'étude des paragenèses à l'équilibre et le calcul des conditions de pression et de température (P-T). L'étude des variations des conditions de pression constituera un bon proxy pour déterminer l'évolution de l'épaisseur de l'arc alors que les variations des conditions de température, couplées aux observations de terrain et aux données géochronologiques, permettront de contraindre les événements thermiques venus bouleverser et stimuler la croissance crustale de l'arc.
- (3) Caractériser la dynamique de croissance de l'arc. Cette approche, principalement basée sur l'outil géochronologique, a pour objectif d'identifier les phases minérales ayant un

potentiel géochronométrique (*e.g.,* zircons, rutiles, allanites) mais également de déterminer leur condition de cristallisation pour finalement contraindre temporellement les différents événements magmatiques, tectoniques et métamorphiques ayant contribué à la croissance et à l'évolution du paléo-arc océanique marocain.

Dans cette optique, le manuscrit s'organise en trois parties. La première (*Partie I : Introduction générale*) introduira l'objet d'étude et son contexte géodynamique et géologique régional. La deuxième partie de la thèse (*Partie II : résultats et discussions*) est subdivisée en trois chapitres. Chacun d'eux traite d'un cas d'étude particulier et discute des implications de celuici sur notre connaissance de la géodynamique des arcs au panafricain et sur notre compréhension de la dynamique des arcs océaniques au sens large. La dernière partie du manuscrit (*Partie III : conclusions et perspectives*) a pour objectif de concilier l'ensemble des résultats et des interprétations de la deuxième partie tout en résumant l'apport original de cette étude et en discutant des perspectives éventuelles dans la thématique de recherche.

Les annexes de la thèse sont également organisées en trois volets. Le premier volet (*Annexe A : Matériel, méthodes et compétences*) détaille les procédures analytiques ainsi que les instruments utilisés au cours de ce projet de recherche. Le deuxième volet (*Annexe B : Tables de données*) rassemble toutes les tables de données brutes et les calculs associés (*e.g.,* thermobarométrie, âges radiométriques, formule structurale). Le dernier volet des annexes (*Annexe C : Matériel supplémentaire*) comprend d'autres documents soulignant les différents vecteurs de production scientifique utilisés au cours du projet de recherche (*i.e.* liste des articles publiés, soumis et en préparation ; autre article soumis).

PREMIÈRE PARTIE : INTRODUCTION GÉNÉRALE

Chapitre I. Généralités : les arcs océaniques

Ce chapitre introductif a pour objectif de fournir une image de référence de ce qu'est un arc océanique ainsi que de définir les processus magmatiques, tectoniques et métamorphiques qui participent à sa construction. Pour ce faire, plusieurs sources d'information sont à notre disposition : les systèmes d'arc océanique actifs, les arcs océaniques accrétés sur une marge continentale, les modèles de pétrologie expérimentale ainsi que les modèles géodynamiques analogues ou numériques impliquant des arcs océaniques. Le chapitre est structuré en quatre parties, chacune focalisée sur un aspect de leur évolution. Après une courte introduction (§I.1),

- La seconde partie (§I.2) s'intéresse à la zone d'alimentation des arcs océaniques afin de caractériser la composition et la signature des magmas associés et de comprendre quels sont les processus prépondérants qui leur confèrent une empreinte géochimique particulière.
- La troisième partie (§I.3) s'intéresse à l'architecture et à l'évolution de la section crustale des arcs océaniques dans le but d'identifier les processus qui participent à la croissance des arcs océaniques depuis les mécanismes de différenciation intra-arc jusqu'à l'impact du contexte géodynamique dans lequel l'arc évolue.
- Enfin, la dernière partie (§I.4) se focalise sur l'étape ultime de la vie d'un arc océanique : sa collision avec une marge continentale. Le but est d'identifier les processus tectoniques d'accrétion qui y sont associés et d'évaluer leur impact sur la préservation de ces édifices.

Il est essentiel d'intégrer et de maitriser ces différents aspects lorsque l'on étudie des complexes d'arcs océaniques fossiles. Nous verrons à travers ce chapitre que le concept d'arc océanique abrite en effet une étonnante diversité, tant dans la composition pétro-géochimique des roches que dans la structure physique de l'édifice proprement dit, que dans son évolution au cours du temps. Au travers de l'étude du cas marocain, nous nous situons en fin de course,

étudiant un arc océanique d'âge néoprotérozoïque partiellement préservé dans la chaîne antiatlasique. Celui-ci se présente tel un puzzle incomplet en quatre dimensions qu'il nous faut reconnaître pièce par pièce, reconstruire et confronter à l'état de nos connaissances de ces objets singuliers.

I.1 Introduction : zone de subduction, usine de production des arcs

Le magmatisme terrestre est principalement concentré au niveau des zones de subduction et des rides médio-océaniques¹. À cette activité magmatique, on attribue généralement aux contextes de rides un rôle de 'producteur' de nouvelle croûte océanique et aux zones de subduction, un rôle de 'consommateur' ou de 'recycleur' du matériel crustal. À l'échelle du globe, ces processus sont intimement liés, se développant généralement à une certaine proximité. Dans le contexte géodynamique actuel de l'océan Pacifique par exemple, cette proximité est particulièrement remarquable puisque la nouvelle croûte océanique, issue de la dorsale médio-pacifique, se retrouve impliquée dans un laps de temps relativement court après sa formation (< 200 Ma) au cœur d'une zone de subduction.

Les zones de subduction sont donc des acteurs essentiels de la tectonique des plaques et ce, depuis près de 3 Ga (Dhuime *et al.*, 2012). Elles s'étendent aujourd'hui sur plus de 43500 km de marge (Von Huene & Scholl, 1991) et sont vues comme de grandes usines des cycles géochimiques terrestres, traduisant une interaction forte entre le réservoir du manteau supérieur et le réservoir crustal (Stern, 2010 ; Fig. I-2). Leur rôle y est double : le recyclage de matériel crustal dans le manteau profond via le plongement du panneau lithosphérique mais aussi – et c'est le point qui nous intéresse particulièrement au cours de ce travail – la production de nouveaux magmas dans le coin du manteau (*'mantle wedge'*) situé au-dessus de la croûte océanique plongeante (Bourdon *et al.*, 2003 ; Fig. I-2). Dans ces contextes, il est aujourd'hui largement accepté que les marges convergentes participent à la croissance de la croûte continentale (Taylor & McLennan, 1995; Dhuime et al, 2011) et ce depuis l'Archéen (Naeraa *et al.*, 2012 ; Nagel *et al.*, 2012). 40% des zones de subduction actives sont de nature intra-océanique, soit près de ~17000 km de marge (*'Intra-Oceanic Subduction Zones', IOSZ* ; Leat & Larter, 2003). Celles-ci se distinguent de leurs homologues continentaux car elles représentent la totalité de matériel juvénile alimentant depuis le réservoir mantellique le

¹ À l'exception des magmas produits dans les contextes intra-plaques qui ne feront pas l'objet de cette introduction.

réservoir crustal alors que les zones de subduction continentales recyclent, quant à elles, une grande partie de la lithosphère continentale.

À l'échelle d'une zone de subduction intra-océanique, l'édifice qui matérialise et qui résulte de cette intense production de magma est appelé 'arc océanique'. C'est un édifice très particulier car il présente une section crustale épaissie par rapport à l'épaisseur moyenne de la croûte océanique (Tetreault & Buiter, 2014), il est alimenté de manière soutenue et durable en magma primitif (Jicha & Jagoutz, 2015) et représente un centre de différenciation magmatique dans un domaine qui est purement océanique.



Figure I-1 Distribution géographique des systèmes d'arcs océaniques actifs (traits rouges) et des zones divergentes d'arrière-arc associées (traits noirs), des marges convergentes continentales actives (traits jaunes), des rides médio-océaniques (trait blanc) et des arcs océaniques accrétés les plus documentés (points rouges) (e.g., Leat & Larter, 2003 ; Stern, 2010). Dans la partie ouest de la plaque Pacifique, sont exposés du Nord au Sud, les arcs océaniques des *Aléoutiennes*, de *Kurile*, de *Honshu-Ryukyu*, *d'Izu-Bonin*, des *Mariannes*, de *Solomon-New Britain*, des *Vanuatu* (*i.e. New Hebrides*) et de *Tonga-Kermadec*. D'autres arcs océaniques actifs sont également exposés dans la partie ouest de la plaque Atlantique : les systèmes d'arc océanique des *Petites Antilles* et de *South Sandwich-Scotia*. (Source de la carte de fond *: Worldmap website*).

I.2 Caractéristiques et signatures géochimiques des magmas d'arc océanique



L'arc océanique constitue l'expression ultime de processus magmatiques profonds associés à la dynamique de la zone de subduction. L'analyse de la composition chimique des liquides basaltiques primaires au sein des arcs océaniques actifs (*IAB : Island Arc Basalts*) permet d'identifier les sources contribuant à la chimie de ces magmas et de caractériser les processus magmagénétiques opérant dans le manteau infra-arc (*'sub-arc mantle'*). La composition chimique des *IAB* se distingue de celle des magmas produits dans d'autres contextes océaniques tels que les rides médio-océaniques (*Mid Oceanic Ridge Basalts : MORB*) ou les contextes intra-océaniques de point chaud (*Ocean Island Basalts : OIB*) notamment du point de vue des éléments en traces (Fig. I-3). En effet, en réunissant les compositions des *IAB* de plusieurs contextes d'arcs océaniques (*i.e.* arcs des Petites Antilles, arcs des Aléoutiennes et arcs d'Izu-Bonin) recueillies depuis la base de données GEOROC (Sarbas & Nohl, 2008), certaines caractéristiques géochimiques reflètent la signature spécifique de ces magmas et peuvent donc être utilisées comme traceurs géochimiques de ces contextes.

Les IAB sont généralement caractérisés par des teneurs plus importantes en éléments les plus incompatibles par rapport aux MORB. Plus spécifiquement, ils présentent un enrichissement typique en éléments lithophiles, possédant un grand rayon ionique (Large Ion Lithophile Elements : LILE : Cs, Rb, Ba, K, etc.), en Th et U (Fig. I-3B) ainsi qu'en terres rares légères (Light Rare Earth Elements : LREE : La, Ce ; Fig. I-3A) ; et comparativement, un appauvrissement en éléments à petit rayon ionique et forte charge (High Stregth Field Elements : HFSE : Nb, Ta, Zr, Hf ; Fig. I-3B) et dans une moindre mesure, en terres rares lourdes (Heavy Rare Earth Elements : HREE : Dy, Lu, Yb ; Fig. I-3A). Vis-à-vis des processus de fusion partielle du manteau, ces divers éléments présentent toutefois des degrés d'incompatibilité semblables, suggérant que les processus d'enrichissement et d'appauvrissement sont dus à des phénomènes indépendants affectant sélectivement la composition des magmas d'arc. Le modèle largement admis de 'fusion par hydratation' (i.e. flux melting) est né de ce constat. Il permet à la fois d'expliquer les processus responsables de la fusion partielle des péridotites infra-arc ainsi que l'enrichissement sélectif en éléments incompatibles (e.g., Abe et al., 1998; Grove et al., 2003; Kelemen, et al., 1993; Kelemen et al., 2003 et références inclues). Le modèle de *flux melting* prédit donc que l'enrichissement en LILE, Th, U et LREE proviendrait du transfert de fluides aqueux et/ou d'un liquide de fusion hydratée de la plaque lithosphérique subduite, venant métasomatiser le coin du manteau,

source des magmas d'arc. Cet apport en fluides enrichis serait également l'élément déclencheur du mécanisme de fusion partielle des péridotites par fusion-hydratation (*i.e.* abaissement du point de fusion de la roche mantellique ; Kelemen *et al.*, 2003 ; Tatsumi, 2005 et références inclues). D'autres auteurs évoquent également la production de magmas générés par la fusion adiabatique des péridotites infra-arc induite par les flux mantelliques portés par la dynamique de la subduction (e.g., Elkins-Tanton *et al.*, 2001 ; Hasegawa & Nakajima, 2004). Plusieurs études pétrologiques expérimentales (e.g., Pearce, 1982 ; Hawkesworth *et al.*, 1991 ; Keppler, 1996 ; Grove *et al.*, 2009) viennent conforter le modèle de *flux melting* et attestent effectivement la mobilisation sélective d'éléments chimiques lors des processus de fusion partielle du manteau infra-arc, corroborant l'enrichissement des éléments incompatibles typiques des magmas d'arc océaniques.



Figure I-2 Représentation schématique d'une zone de subduction intra-océanique (redessinée d'après Gerya *et al.* 2011 et Stern *et al.*, 2010) retraçant les principaux centres d'activités magmatiques associés ainsi que les différentes sources et composantes pouvant influer sur la composition des magmas d'arcs océaniques. *A : 'Mantle component' ; B : 'slab fluid component' ; D : 'slab melt component'*.

À ce jour, et grâce à plusieurs décennies d'observation pétrologique et d'analyses de la composition géochimique des magmas mafiques d'arc (e.g., Plank et Langmuir, 1993 ; Miller

et al., 1994 ; Grove *et al.*, 2002 ; Carmichael, 2004) ainsi qu'à de nombreuses études expérimentales portant sur les processus de fusion partielle des péridotites infra-arc (e.g., Ulmer, 2001 ; Wood, 2009), il est largement admis que les magmas primitifs d'arc présentent des compositions chimiques basaltiques à andésitiques riches en magnésium et plus ou moins hydratés. Par ailleurs, du point de vue des éléments en trace, la signature dite d'arc ou de subduction de ces magmas s'explique par la contribution de trois composantes principales :

- Une composante de fluide issu de la déshydratation des roches sédimentaires pélagiques ou des roches mafiques qui composent la lithosphère océanique plongeante (*'slab fluids component'*; e.g., Peate & Pearce, 1998; Stern *et al.*, 2006; Barnes *et al.*, 2008; Grove *et al.*, 2009; Tamura *et al.*, 2014; *cf.* Fig. I-2B).
- Une composante mantellique infra-arc généralement appauvrie en éléments incompatibles soit au niveau du coin du manteau (*'mantle wedge'*), soit au niveau de la zone d'arrière-arc (*'mantle component'*; e.g., Elkins-Tanton *et al.*, 2001; Nakajima & Hasegawa, 2004; *cf.* Fig. I-2A).
- Une composante dérivée de la fusion partielle des roches sédimentaires pélagiques ou des roches mafiques appartenant à la lithosphère océanique subduite (*'slab melt*



component'; e.g., Tatsumi & Eggins, 1995 ; Schmidt & Poli, 1998 ; Grove *et al.*, 2002; England & Katz, 2010 ; *cf.* Fig. I-2D).

Figure I-3 Signature géochimique des magmas basaltiques d'arc (45 à 53 wt% SiO₂ pour les arcs océaniques des Aléoutiennes et des Petites Antilles et l'arc continental des Cascades) comparée aux moyennes des basaltes des rides médioocéaniques (Sun & McDonough, 1989) et à la composition moyenne de la croûte continentale (Rudnick, 1995). A. Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites, McDonough & Sun, 1995. В. Diagramme multiéléments normalisé au NMORB (Sun & McDonough, 1989). L'arc continental des Cascades a été ajouté afin d'illustrer les quelques similitudes de leurs signatures géochimiques.

Cette signature géochimique très particulière nous permet d'utiliser la géochimie multiélémentaire comme traceur de ces contextes de subduction, et plus particulièrement, des magmas issus des complexes d'arc. Par ailleurs et comme illustré dans la Fig. I-3, la tendance générale et quelques caractéristiques clés des éléments en trace des *IAB* (*i.e.* anomalies négatives des HFSE tels que le Nb, Zr, etc.) présentent de fortes similitudes avec la composition moyenne de la croûte continentale. Cette dernière montre en effet une composition moyenne évoluée s'apparentant à une andésite-dacite (Condie, 1997; 2013) et forme essentiellement les pourtours des masses cratoniques archéennes (Fig. I-4). Cela suggère qu'une portion notable de la croûte continentale est aujourd'hui composée de roches issues d'un contexte de zone de subduction intra-océanique (plus particulièrement, des arcs océaniques). Ceci suggère par conséquent que les arcs océaniques sont des contributeurs notables à la croissance de la croûte continentale suite à leur accrétion sur une marge continentale (e.g., Taylor & McLennan, 1985 ; Rudnick, 1995 ; Draut *et al.*, 2002).



Figure I-4 Répartition des âges géologiques de la croûte terrestre dans le contexte de la tectonique des plaques actuelle. Celle-ci illustre la faible durée de vie de la croûte océanique (~< 200 Ma) ainsi que l'accumulation de terranes de croûte continentale post-archéenne sur les pourtours des blocs cratoniques (Carte redessinée d'après la carte thermo-tectonique de l'USGS ; *http://earthquake.usgs.gov/data/crust/age.html*).

I.3 Maturation et croissance d'un arc océanique



Un arc océanique est un édifice crustal qui évolue au cours du temps et dans l'espace en domaine océanique. À cette évolution est fréquemment associée la notion de **maturation de l'arc**. Cette dernière peut être vue sous plusieurs aspects : (*I.3.1*) la maturation de la structure crustale de l'arc (*I.3.2*) la maturation de son architecture pétro-géochimique et finalement, (*I.3.3*) la maturation de l'arc vue comme une évolution temporelle. Ces différents aspects sont généralement complémentaires mais non exclusifs et reflètent l'importante diversité que ces objets peuvent déjà acquérir en domaine intra-océanique. Cette section a pour but de définir chacune des notions de maturation des arcs en l'illustrant au travers des arcs océaniques étudiés et d'identifier les processus responsables de cette maturation.

I.3.1 Maturation de la structure de l'arc

Un arc présentant une section crustale épaissie par rapport à l'épaisseur moyenne d'une croûte océanique dite normale (non-épaissie) formée en domaine de rides (~6 à 10 km ; Fig. I-6), peut être défini comme un arc mature (Gerya, 2011). Dans les systèmes d'arcs océaniques actifs, l'épaisseur des arcs est déterminée à l'aide des méthodes géophysiques (sismiques en mer et gravimétriques sur les édifices émergés ; Calvert, 2011). La structure sismique de la base de l'arc est effectivement marquée par une augmentation progressive des vitesses Vp allant de 7.0 km s⁻¹ à des vitesses Vp sub-Moho de l'ordre 7.6 – 7.7 km s⁻¹ à la limite entre la base de la croûte (V_p ~ 6.9 - 7.5 km s⁻¹) et le manteau sous-jacent (V_p ~ 7.8 - 8.5 km s⁻¹; Gill, 1981 ; Christensen et al., 1995 ; Fig. I-6 et I-7). D'un point de vue sismigue, cette limite manteau-croûte est toutefois moins nette dans les contextes d'arc actifs que dans les contextes crustaux plus 'passifs' (Beck & Zandt, 2002 ; cf. le groupe de travail ANCORP). Cette transition plus progressive, dénommée 'Crust Mantle Transition Layer' (CMTL ; Takahashi et al., 2007 ; 2009), est interprétée comme le résultat de la diversité et de l'intensité des processus magmatiques (e.g., accumulation et sous-plaquage magmatique, cristallisation fractionnée précoce, fusion partielle) et des processus métamorphiques de hautes températures associés (tels que l'hydratation-déshydratation, la fusion déshydratation, les processus de granulitisation sensu lato).

Concernant les arcs océaniques accrétés sur une marge continentale, la position du Moho est identifiée sur base pétrologique (*cf.* section suivante sur les processus magmatiques à la racine de l'arc). La profondeur du Moho et par conséquent l'épaisseur de l'arc, peuvent ensuite être déterminées au moyen des outils thermobarométriques (modélisations thermodynamiques

pression-température-composition : P-T-X, équilibres cationiques thermobaro-dépendants, baromètres empiriques), permettant de contraindre les conditions de pression et potentiellement, la profondeur auxquelles ont été rééquilibrées les paragenèses minérales des lithologies de base de croûte (Garrido *et al.*, 2006 ; Berger *et al.*, 2009 ; 2011 ; *cf.* le chapitre 4 du manuscrit retraçant les conditions thermobarométriques des roches mafiques du complexe de Bougmane).

L'épaisseur des arcs océaniques et des différentes couches qui les composent sont résumées sur la figure I-6. Celles-ci montrent une importante variabilité entre les différents systèmes d'arcs océaniques mais également au sein d'un même système d'arc océanique (Calvert, 2011). L'épaisseur moyennée des données disponibles pour les arcs actifs et fossiles est de 26 ± 6 km (Tetreault & Buiter, 2014) ; ce qui représente pour comparaison, une épaisseur 3 à 5 fois plus importante que l'épaisseur moyenne de la croûte océanique issue des contextes de dorsales (Fig. I-6). L'épaisseur des arcs pour les systèmes actifs varie d'une quinzaine de kilomètres pour l'arc de South Sandwich à près de 37 km pour l'arc des Aléoutiennes. Cette épaisseur est d'autant plus importante pour les estimations faites au sein des arcs océaniques fossiles (40-45 km et 30-32 km pour les arcs océaniques du Kohistan et de Talkeetna, respectivement). Plusieurs paramètres peuvent expliquer cette forte variabilité :

La composante extensive vs compressive de la zone de subduction. Plusieurs auteurs (Lallemand et al., 2005; Heuret, 2005; Schellart et al., 2007 et références incluses) ont montré qu'un couplage important existait entre la dynamique globalement convergente d'une zone de subduction et les régimes tectoniques opérant au sein de la croûte la surplombant. Tout particulièrement pour les systèmes intra-océaniques, il a été démontré au moyen de modèles géodynamiques (Boutelier et al., 2003 ; Gerya and Meilick, 2011) et au vu d'un catalogue des zones de subduction actives (Lallemand et al., 2005), que le pendage du panneau lithosphérique plongeant ('slab') exerçait un contrôle prépondérant sur l'état de contrainte de la portion crustale sus-jacente. Typiquement, un pendage fort du *slab* (> 50°) induit une composante extensive dans la croûte supérieure, pouvant se matérialiser par l'ouverture d'un rift océanique en zone avant-, intra- ou arrière-arc. L'impact de cette composante extensive est typiquement illustré dans le système d'arc océanique des Mariannes (Fig. I-5). L'arc est caractérisé par une épaisseur modeste (18-20 km ; Takahashi et al., 2007 ; Calvert et al., 2008), qui est attribuée à son histoire géodynamique polyphasée. La subduction intraocéanique fut initiée il y a près de 40-50 Ma (Stern et al., 2003) et fut marquée très précocement par le développement d'une composante extensive forte malgré un régime de subduction soutenu. Celle-ci a mené au développement de plusieurs phases

de *rifting* successives en zone d'arrière-arc (~ 30-15 Ma : ouverture du bassin de Shikoku) ainsi qu'en zone intra-arc (~7 Ma : initiation du rift de Sumizu ; Fig. I-5) bouleversant la structure de l'arc lui-même en 'limitant' son épaississement crustal (Nishizawa *et al.*, 2007). De manière comparable, l'arc océanique fossile du Kohistan fut actif en domaine océanique durant le Crétacé (initié à la fin du Jurassique ~ 154 Ma) jusqu'à son accrétion et son obduction en marge de la plaque indienne au Tertiaire, vers 40-50 Ma (Schaltegger *et al.*, 2003; Bouilhol *et al.*, 2011). Son évolution en domaine océanique a vu deux phases distinctes de maturation (~135 – 95 Ma et 80-60 Ma) entrecoupées d'une phase de *rifting* de l'arc. Malgré cette composante extensive, l'arc accrété du Kohistan représente à ce jour, la séquence d'arc océanique la plus épaisse qui ait été documentée et étudiée (Fig. I-6 ; Jagoutz, 2014), soulignant le caractère limitant de la composante extensive sur l'épaississement de l'arc.

La présence d'un socle océanique pré-épaissi sur lequel se construit un arc océanique est assez commun dans le contexte de la tectonique des plaques actuelle (Gerya, 2011). En effet, l'arc océanique des Aléoutiennes est le seul système d'arc actif construit sur une croûte océanique 'normale' (Holbrook et al., 1999 ; Leat & Larter, 2003). Concernant les autres systèmes d'arc actifs, la nature 'anormale' de ce socle pré-arc est fortement variable. Il peut s'agir de la portion d'un arc océanique 'avorté' ou rémanent, d'un plateau océanique, ou encore d'une croûte océanique jeune, formée en contexte d'arrière-arc. L'arc océanique des Petites Antilles (Fig. I-1) illustre bien ce type de contexte composite. Son activité a commencé il y a 55 Ma et la partie Nord de l'arc a été partiellement construite sur une croûte océanique épaissie plus ancienne qui, au vu du contexte tectonique et des différentes campagnes géophysiques effectuées, serait attribuée soit à l'existence d'un arc océanique plus ancien (~Crétacé entre 145 à 55 Ma ; Bouysse et al., 1983 ; 1988), soit à un plateau océanique préexistant (Macdonald et al., 2000). C'est également le cas des arcs de New Britain et de Salomon (Fig. I-1) qui se seraient développés sur un socle océanique composé lui-même d'un arc océanique préexistant (Woodhead et al., 1998) et sous lequel, après une période d'inactivité marquant l'arrêt de la subduction et un changement de polarité de la subduction (Smith et al., 1997), le régime magmatique a repris, alimenté par une nouvelle zone de subduction (Cooper & Taylor, 1985 ; Fitton et al., 2004). Bien que l'impact d'un socle océanique pré-épaissi (plateau océanique, arc océanique préexistant, seamounts, etc.) sur l'épaisseur des arcs soit abordé ici d'un point de vue statique, il n'est pas improbable que ces objets constituent également des nuclei favorables au développement d'une zone de subduction intra-océanique (Stern, 2004 ; Nair, 2008) et qu'ils soient, par conséquent, associés de manière privilégiée à la construction d'un nouvel arc.



Figure I-5 Zone de subduction intra-océanique des Mariannes. A. Coupe E-W du modèle de vitesse sismique de la zone d'arc-arrière-arc des Mariannes (tirée de Takahashi *et al.*, 2007). B. Carte bathymétrique de la zone de subduction intra-océanique des Mariannes (données bathymétriques : *General Bathymetric Chart of the Oceans – GEBCO program 2014*) montrant la fosse océanique (*i.e. 'trench'*) les zones d'arc actives (*i.e. 'active arc'*), les zones d'arrière-arc (*i.e. 'back-arc'*), et la relique d'arc avant extension d'arrière-arc (*i.e. 'remnant arc'*).

- Le taux de production magmatique. Parmi les paramètres responsables de l'épaississement crustal de l'arc, le plus significatif est vraisemblablement le flux magmatique issu du coin du manteau sous-jacent (*cf.* la section du chapitre sur les

sources et signature des magmas primitifs d'arc). Typiquement, l'arc des Aléoutiennes, actif depuis 37 Ma (Jicha *et al.*, 2006) présente la section crustale la plus épaissie parmi les systèmes d'arcs actifs (35-37 km ; Shillington *et al.*, 2004). Comme évoqué plus haut, il est aussi le seul arc océanique construit sur une croûte océanique 'normale' et est exempt de composante extensive associée à sa dynamique de subduction. En ce sens, il doit sa structure crustale mature à une production ainsi qu'à un apport magmatique soutenu dans la zone magmagénétique infra-arc (Jicha *et al.*, 2009). *A contrario*, l'arc de South Sandwich (ou arc de Scotia), également formé dans un contexte océanique 'normal' (Leat *et al.*, 2003), présente la séquence crustale la plus fine (< 20 km ; Leat *et al.*, 2003) des systèmes actifs répertoriés. Il traduit un stade juvénile de croissance de l'arc, principalement dû à sa récente activité estimée à une dizaine de millions d'années (Leat & Larter, 2003).

I.3.2 Maturation de la structure pétro-géochimique de l'arc

En domaine océanique, l'arc est un contexte privilégié des processus de différenciation magmatique (Stern *et al.*, 2010) soit via la cristallisation fractionnée de magmas basaltiques primitifs (e.g., Annen *et al.*, 2006 ; Müntener *et* Ulmer., 2006 ; Alonso-Perez *et al.*, 2009), soit par fusion partielle de roches mafiques dans la croûte profonde de l'arc (Tatsumi *et al.*, 2003). Ces processus de différenciation vont profondément affecter la structure même de l'arc océanique, en stratifiant pétrologiquement (et chimiquement) sa séquence crustale (Fig. I-7 ; Tatsumi *et al.*, 2008 ; Debari et Greene, 2011).

Au sein des arcs océaniques actifs, de nombreuses campagnes géophysiques ont permis d'établir des modèles de vitesses sismiques qui nous renseignent sur la composition des roches en subsurface (Calvert, 2011 pour une *review*). Ces études attestent d'une stratification des paramètres physiques et par conséquent, de la composition de l'arc (Takahashi *et al.*, 2007 ; Calvert *et al.*, 2008 ; Debari & Greene, 2011). Plus spécifiquement, des zones à faible vitesse sismique (Vp ~ 6.0 - 6.5 km s⁻¹) composent la partie moyenne de la section crustale de nombreux arcs océaniques actifs (e.g., arc d'Izu-Bonin : Kodaira *et al.*, 2007 ; arc des Mariannes : Takahashi *et al.*, 2007, arc de South Sandwich : Leat *et al.*, 2003). Celles-ci sont interprétées comme des niveaux plutoniques de composition felsique (granitique) à intermédiaire (tonalitique-granodioritique) mis en place dans la croûte moyenne de l'arc (Tatsumi *et al.*, 2008). Ces différents magmas seraient des témoins des processus de différenciation des magmas primitifs opérant au cœur même de la séquence crustale des systèmes actifs (Fig. I-6).

Cette stratification pétro-géochimique est également constatée au sein des arcs océaniques fossiles tels que les arcs de Talkeetna (Greene *et al.*, 2006) et du Kohistan

(Jagoutz et Schmidt, 2012). La partie basale de l'arc (de la racine à la croûte moyenne) est principalement composée de roches cumulatives mafiques (gabbros à hornblende, à grenat, gabbronorite) à ultramafiques (hornblendites, pyroxénites, grenatites). La croûte moyenne est, quant à elle, caractérisée par des zones de mélanges magmatiques (*'magmatic mingling'*) majoritairement constituées de roches plutoniques intrusives de composition felsique à intermédiaire (granites, granodiorites, leucogranites, tonalites, diorites) et dans une moindre mesure de liquides magmatiques intrusifs de composition plus basiques (*'chilled mafics'*). Finalement, la partie supracrustale est formée de roches subvolcaniques à andésitiques (Fig. I-6; Fig. I-7).

Différents modèles géochimiques d'évolution des magmas basaltiques infra-arc (DeBari, 1997 ; Müntener *et al.*, 2001 ; Kelemen *et al.*, 2003 ; Behn & Kelemen, 2006) ainsi que plusieurs études pétro-géochimiques détaillées des sections d'arcs océaniques accrétées et exceptionnellement préservées (*i.e.* arcs océaniques de Talkeetna en Alaska, de Bonanza à Vancouver, du Kohistan au Pakistan ; Burg, 2011 ; Debari & Greene, 2011 et références inclues) ont permis de mettre en évidence les processus magmatiques et métamorphiques qui ont façonné la structure de ces arcs au cours de leur maturation en domaine océanique. Parmi ceux-ci, les plus importants (Fig. I-7) sont (1) les processus de cristallisation fractionnée en base de croûte, (2) les mécanismes d'enfouissement des roches cumulatives, (3) les réactions métamorphiques de haute température de la partie profonde de l'arc (fusion partielle et déshydratation) et les processus d'assimilation et de mélange magmatique ('*magmatic mingling*').



Figure I-6 Représentation schématique des différentes sections d'arcs océaniques investiguées à l'échelle du globe. Celles-ci sont reconstruites sur base des profils sismiques et des modèles de vitesse d'onde P (Vp) pour les arcs issus des systèmes actifs et sur base des études pétro-géochimiques pour les arcs océaniques fossiles. Références : [1] : Vera *et al.*, 1989 ; [2] : Canales *et al.*, 2003 ; [3] : Shillington *et al.*, 2004 ; [4] : Leat *et al.*, 2003 ; [5] : Christenson *et al.*, 2008 ; [6] : Nakanishi *et al.*, 2009 ; [7] : Kodaira *et al.*, 2007 ; [8] : Takahashi *et al.*, 2007 ; [9] : Conder & Wiens, 2006 ; [10] : Crawford *et al.*, 2003 ; [11] : Jagoutz & Behn, 2013 ; [12] : Almqvist *et al.*, 2013 ; [13] : Greene *et al.*, 2006 ; [14] : Rioux *et al.*, 2010 ; [15] : Canil *et al.*, 2010 (le profil de la croûte océanique moyenne correspond de haut en bas aux sections volcanique, plutonique et asthénosphérique).

Cristallisation fractionnée et production de cumulats mafiques et ultramafiques profonds.
La partie profonde des arcs océaniques est principalement étudiée au sein des sections d'arcs océaniques accrétés. La zone proche du Moho pétrologique est généralement composée de cumulats ultramafiques (cumulats pyroxénitiques, dunitiques et grenatitiques). Ces cumulats sont déjà présents dans la partie sub-Moho (Jagoutz, 2014 ; Behn & Kelemen, 2006), suggérant que des processus de cristallisation fractionnée des magmas d'arc primitif ont déjà lieu de manière très précoce dans le manteau infra-arc

et/ou à proximité directe de la transition manteau-croûte lors du sous-plaquage de ces magmas ascendants (Dhuime et al., 2007). Il en résulte une racine dense de l'arc pouvant atteindre quelques kilomètres d'épaisseur comme c'est le cas de la racine d'arc du Kohistan (Burg et al., 2005). En remontant dans la séquence, de la partie profonde de la croûte jusqu'à la croûte moyenne, les roches rencontrées consistent toujours en des faciès cumulatifs de composition moyenne plutôt mafique, voyant la disparition de l'olivine comme phase magmatique primaire et l'apparition de paragenèses gabbroïques à gabbronoritiques (Hacker et al., 2008). Plusieurs auteurs (e.g., Greene et al., 2006; Rioux et al., 2010 ; Jagoutz et al., 2009) ont établi une cohérence géochimique entre la composition des roches affleurant dans la partie supérieure de l'arc et les roches cumulatives de sa partie profonde, tout particulièrement du point de vue de leur distribution en éléments en traces. Des anomalies positives en Eu et en Ti caractérisent les roches cumulatives de la partie moyenne à profonde de la croûte de l'arc alors que les magmas mis en places dans sa partie supracrustale sont marqués par des anomalies négatives de ces éléments. Ces observations tracent l'accumulation du plagioclase et des oxydes de Fe-Ti respectivement et témoignent de l'importance des mécanismes de cristallisation fractionnée dans la construction de l'arc océanique (cf. Fig. 5.7 dans DeBari & Greene, 2011). Ces modèles basés sur une réalité de terrain ont également été appréhendés et étudiés en pétrologie expérimentale (Müntener et al., 2001 ; Müntener & Ulmer, 2006) et sont en accord avec les études pétrologiques menées sur les complexes cumulatifs de la base des arcs océaniques accrétés ainsi que les modèles de vitesses sismiques des couches profondes des systèmes actifs.

Délamination et érosion mécanique de cumulats denses. Les cumulats pyroxénitiques, grenatitiques et gabbroïques à grenats sont des lithologies propres de la croûte profonde voire même de la partie sub-Moho des arcs océaniques comme le complexe de Jijal de l'arc du Kohistan (Burg *et al.*, 1998 ; Burg *et al.*, 2005 ; Garrido *et al.*, 2006 ; Dhuime *et al.*, 2009). L'accumulation de pyroxènes et de grenats dans ces roches engendre une augmentation notable de leur densité (e.g., Jull & Kelemen, 2001 ; Behn & Kelemen, 2006). Une proportion significative de ces cumulats 'lourds' en base de croûte peut lui conférer une densité importante (3.32 – 3.5 g/cm³; Miller & Christensen, 1994 ; Kono *et al.*, 2009) parfois supérieure à celle du coin du manteau sous-jacent appauvri en FeO (~3.2 – 3.3 g/cm³ ; Jagoutz & Schmidt, 2013). Il en résulte une configuration gravitaire instable de la partie profonde de l'arc (Jagoutz & Behn, 2013) pouvant amener à la délamination des roches plutoniques denses constitutives et à leur recyclage dans le coin du manteau soit par érosion mécanique induite par les mouvements convectifs du manteau asthénosphérique subarc, soit par la formation de diapirs inversés plongeant

gravitairement (Fig. I-7). Ces mécanismes ont par ailleurs été observés au travers des données sismiques d'un système actif (continental) à la base de l'arc de Sierra Nevada (Boyd *et al.*, 2004 ; Zandt *et al.*, 2004), attestant de leur existence dans les systèmes actifs. L'extraction des complexes ultramafiques hors de la séquence crustale de l'arc peut impacter le budget chimique moyen de l'arc (e.g., Arndt & Goldstein, 1989 ; Jull & Kelemen, 2001 ; Kodaira *et al.*, 2007 ; Dhuime *et al.*, 2009). Ce dernier peut être amené à une évolution de sa composition moyenne vers un pôle plus évolué s'apparentant à la composition moyenne andésitique de la croûte continentale (e.g., Rudnick, 1995). Par ailleurs, les mécanismes de délamination de matériaux ultramafiques denses peuvent non seulement s'opérer directement en domaine intra-océanique mais pourraient aussi, bien que peu documenté, être amplifiés au cours des processus d'accrétion de l'arc (*cf.* section suivante sur les processus d'accrétion en marge continentale).

Processus métamorphiques de hautes températures (fusion partielle et déshydratation). Les roches de composition felsique à intermédiaire (*i.e.* tonalite, granodiorite, granite) sont communément observées au sein des sections crustales d'arcs océaniques (Tamura et al., 2009). Celles-ci se présentent fréquemment sous forme d'épais plutons mis en place au niveau de la croûte moyenne des arcs accrétés (Garrido et al., 2006; Rioux et al., 2010). Elles ont également été observées dans les systèmes actifs et formeraient un niveau caractérisé par des vitesses d'onde P relativement faibles dans la croûte moyenne (Vp = 6.0 – 6.5 km.s⁻¹; e.g., Leat *et al.*, 2003; Takahashi *et al.*, 2007; Tatsumi *et al.*, 2008 ; Tetreault & Buiter, 2014 ; Fig. I-6). Les signatures géochimiques particulières de ces magmas felsiques (Rioux et al., 2010 ; Jagoutz, 2010 ; 2013) reproduites également dans les études de pétrologie expérimentale (e.g., Lopez & Castro, 2001), ont démontré que la composition de ces liquides magmatiques peut s'expliquer par la fusion partielle de roches mafigues cumulatives (généralement riches en grenats) appartenant à la partie profonde de l'arc (Tatsumi et al., 2008 ; Garrido et al., 2006 ; cf. chapitre 4 sur les leucogranodiorites du complexe de Bougmane au Maroc). Des traces de terrains granulitiques (structures migmatitiques; Otamendi et al., 2008; Jagoutz et al., 2009) et de roches mafiques riches en grenats dans la section basale de l'arc reflètent également l'importance des réactions métamorphiques de haute température. Ces réactions métamorphiques traduisent généralement une déshydratation des phases hydratées constitutives des roches mafiques (i.e. amphiboles) à des conditions de pression particulièrement élevées de la croûte profonde (> 10 kbar ; Ringuette et al., 1999 ; Garrido et al., 2006; cf. chapitre IV sur les conditions P-T des gabbros à hornblende et à grenat de Bougmane), pouvant mener à sa fusion partielle et à la genèse de magmas de composition felsique (Rioux et al., 2010 ; Tamura et al., 2009).

MATURE OCEANIC ARC



Figure I-7 Représentation schématique d'une séquence d'arc océanique mature, des propriétés physico-chimiques des roches qui la composent et des principaux processus magmatiques et métamorphiques qui participent à sa maturation.

1.3.3 Maturation de l'arc : âge et périodicité de l'activité magmatique

Un arc mature peut également désigner la durée pendant laquelle celui-ci fut en activité. Dans des contextes intra-océaniques, une longue activité de l'arc océanique associée à une forte productivité magmatique va participer à la croissance de l'arc (cas des Aléoutiennes : 45 Ma d'activité, en comparaison des 10 Ma d'activité de l'arc de South Sandwich ; Fig. I-6 pour des épaisseurs respectives de 37 et 14 km). Néanmoins, au vu de la complexité des systèmes d'arcs océaniques évoquée dans les sections précédentes, associer une section crustale épaissie d'un arc océanique à une longue durée de son activité magmatique peut s'avérer très approximatif (Leat & Larter, 2003 ; Gerya, 2011).

Par ailleurs, des études récentes (Ducea *et al.*, 2010 ; Paterson & Ducea, 2015 et références inclues) basées sur un nombre important de données géochronologiques de l'arc des Cordillères, ont montré que l'activité magmatique au sein des arcs pouvait être rythmée selon un certain tempo, en alternant de manière régulière des périodes d'activité magmatique

accrue ('magmatic flare-ups') avec des périodes d'activité magmatique modérée à nonexprimée ('magmatic lulls'). Cette périodicité (~40-50 Ma) est surtout observée pour le cas des arcs continentaux (exemple de l'arc de Sierra Nevada, US) et semble moins bien exprimée au sein des systèmes d'arcs océaniques actifs (Paterson & Ducea, 2015 ; Jicha & Jagoutz, 2015). Néanmoins, des alternances de plus forte productivité magmatique avec des périodes plus 'tranquilles' ont déjà été observées dans les enregistrements géochronologiques des arcs océaniques accrétés (Burg et al., 1998 ; Bosch et al., 2011), comme en témoigne l'évolution géodynamique de l'arc océanique du Kohistan, alternant des épisodes de maturation de l'arc (~135 - 95 Ma et 80-60 Ma) avec des phases tectoniques plus calmes du point de vue de l'activité magmatique de l'arc (Schaltegger et al., 2003; Bouillhol et al., 2011). Bien que très peu documentée en milieu intra-océanique, l'évolution des arcs océaniques actifs montre qu'ils représentent des contextes géodynamiquement instables (Boutelier et al., 2003 ; Burg, 2011 ; Vogt et al., 2014). Leur activité magmatique est fortement couplée à la dynamique et à la géométrie de la zone de subduction océanique (e.g., Heuret & Lallemand, 2005 ; Lallemand et al., 2005 ; 2008) qui elles-mêmes, sont fortement dépendantes des vitesses relatives des plaques, des flux asthénosphériques, mais également de l'âge et de l'épaisseur de la croûte océanique, de la présence d'objets océaniques rigides (plateaux océaniques, vestige d'arc océanique, 'seamount') pouvant 'contrarier' et modifier son état de contrainte (e.g., migration de fosse, inversion de polarité de la subduction, 'slab rollback'; Lallemand et al., 2008; Heuret, 2005; Billen, 2008; Lallemand & Funiciello, 2009).

I.4 Processus d'accrétion continentale et de préservation

Tout arc océanique est amené à entrer en collision avec une marge continentale lors de la fermeture du domaine océanique dans lequel il a évolué. C'est dans ce contexte que peut avoir lieu la phase d'accrétion continentale des arcs océaniques. Cette phase se définit comme l'épisode tectonique par l'intermédiaire duquel du matériel crustal formé au sein de l'arc océanique est transmis, ajouté et amalgamé sur la bordure d'une masse continentale (Cawood *et al.*, 2009). L'accrétion d'un arc océanique sous-entend donc la préservation, tout du moins partielle, de sa séquence crustale (Condie, 2013). Cet épisode constitue un élément essentiel des modèles de croissance continentale (e.g., Rudnick, 1995 ; Clift et al, 2009b ; Stern & Scholl, 2010) comme en témoignent les roches juvéniles (*i.e.* croûte continentale moderne) qui façonnent les pourtours des cratons archéens. Néanmoins, les processus d'accrétion des arcs restent peu documentés (Vogt *et al.*, 2014) de par la rareté et/ou le faible taux de préservation des sections crustales d'arcs océaniques accrétés mais aussi au vu du contexte géodynamique actuel dans lequel la grande majorité des systèmes d'arcs océaniques actifs ne sont pas ou peu impliqués dans une dynamique d'accrétion continentale (Gerya, 2011).

Ces processus peuvent néanmoins être étudiés soit via les outils de modélisation géodynamique soit via des dispositifs mécaniques analogiques (e.g., Boutelier *et al.*, 2003 ; Boutelier & Chemenda, 2011), ou encore via des modèles pétro-thermo-mécaniques numériques (e.g., Gerya, 2011 ; Tetreault & Buiter, 2012 ; Vogt *et al.*, 2014 ; Fig. I-8). Ces modèles offrent une certaine projection et une composante dynamique à grande échelle temporelle et spatiale des systèmes d'arcs que nous observons aujourd'hui ponctuellement en contexte de pré- ou de post-accrétion.

Deux scénarios s'opposent : la subduction (non-préservation) vs l'accrétion (préservation) de l'arc océanique. De par sa plus forte flottabilité comparée à une croûte océanique 'normale', un arc océanique plus épais aura tendance à résister à l'enfouissement et à ne pas entrer en subduction (Boutelier *et al.*, 2003). Les modèles géodynamiques évoqués plus haut ont également montré que le profil rhéologique de l'arc océanique exerçait un contrôle important sur ses modalités d'accrétion et par conséquent, sur son taux de préservation en marges continentales. Un arc rhéologiquement homogène forme un bloc partiellement résistant, mais dense en moyenne, par rapport à la croûte continentale et partira plus aisément en subduction (*cf.* Figure 5 dans Boutelier *et al.*, 2003 ; et Figure 3 dans Tetreault & Buiter, 2012). Au contraire, un arc océanique rhéologiquement hétérogène, matérialisé par des niveaux présentant une 'faiblesse mécanique' et des interfaces à fort contraste rhéologique, aura tendance à se
démembrer tectoniquement lors de l'accrétion continentale, préservant une partie de sa structure (Boutelier et al., 2003; Tetreault & Buiter; 2012; Vogt et al., 2014; Fig. I-8). Le développement de contrastes rhéologiques au sein de l'arc océanique est à l'image de l'hétérogénéité chimique que peut acquérir un arc mature. Au vu de la structure typique d'un arc océanique mature (Fig. I-7), de tels contrastes peuvent s'observer au niveau de la croûte moyenne de l'arc, représentée par un niveau de composition pétro-géochimique intermédiaire à felsique (e.g., Tatsumi et al., 2008; Rioux et al., 2010; cf. section précédente sur la maturation chimique de l'arc océanique ; Fig. I-6, I-7) ou encore, dans sa partie basale, gravitairement instable, par l'accumulation de faciès mafigues à ultramafigues denses (e.g., Jagoutz & Behn, 2013 ; cf. section précédente sur la délamination de cumulats denses en base de croûte). Ces interfaces à forts contrastes rhéologiques concentrent la déformation sous forme de zones de cisaillement menant selon les cas de figure, à une accrétion sous continentale (i.e. 'subcretion', 'sous-accrétion') ou à une accrétion supracontinentale (i.e. 'flakes tectonics', 'prism accretion') de la section moyenne à supérieure de l'arc (Tetreault & Buiter, 2014). Ces processus d'accrétion et de découplage de la partie supérieure et inférieure de l'arc sont particulièrement intéressants, de par leur similarité avec les processus de délamination de la séquence cumulative profonde et instable des arcs survenant en domaine océanique.

Ces considérations posent toutefois quelques questions générales peu abordées dans la littérature: l'accrétion d'arc océanique est-elle une condition sine qua non à la contribution des arcs océaniques matures à la croissance continentale ? Ces processus tectoniques permettent-ils ainsi à la composition moyenne de la section de l'arc préservé de se rapprocher de la composition continentale moyenne andésitique tout en gardant sa signature juvénile et de subduction (Fig. I-8) ? Comment expliquer le faible taux de préservation des arcs sensu stricto en marge des plaques continentales malgré le fait que les systèmes d'arcs océaniques soient particulièrement fréquents dans le contexte géodynamique actuel (Fig. I-1) ? Au vu des résultats fournis par les modèles géodynamiques, les arcs du Kohistan et de Talkeetna semblent plutôt constituer des cas extrêmement rares d'accrétion et de préservation. En outre, il est intéressant d'observer que les épaisseurs calculées des arcs océaniques accrétés (Kohistan et Talkeetna) sont généralement supérieures à celles mesurées dans les systèmes actifs (Fig. I-6). Cela suggère soit une surestimation des conditions de pression fournies par les géobaromètres minéraux (peu probable), soit une sous-estimation des épaisseurs mesurées par l'approche sismique (également peu probable), soit que des épaississements extrêmes d'arcs océaniques ne soient pas communs dans le contexte géodynamique actuel ; ainsi, l'arc des îles aléoutiennes est le seul arc océanique présentant une séquence crustale épaissie comparable à celle des arcs accrétés (Fig. I-6), soit, finalement, que les processus

d'accrétion aient eu un impact crucial en termes d'épaississement sur la croissance ultime et la maturation de ces arcs océaniques.



Figure I-8 Modèles d'accrétion d'arc océanique. A. Modèle numérique thermomécanique d'accrétion d'un arc océanique possédant une croûte moyenne felsique peu résistante (image issue de Tetreault & Buiter, 2012). B. Modèle analogique mécanique d'accrétion d'un arc océanique possédant une section particulièrement épaissie (l'arc océanique est représenté en rouge ; image issue de Boutelier *et al.*, 2003). C. Proposition d'un schéma commun aux deux approches modélisées représentant le découplage de l'arc au niveau de la croûte moyenne et l'enfouissement de la portion cumulative dense. (*C.C.* pour croûte continentale et *O.C.* pour croûte océanique)

Chapitre II. Contexte géologique

Le Maroc présente une richesse et un patrimoine géologique exceptionnels, marqués par une diversité lithologique de ses terrains et de ses structures, traversant les temps géologiques depuis le Paléoprotérozoïque jusqu'aux dépôts et volcanisme récents.

L'édification récente de la chaîne orogénique de l'Anti-Atlas à proximité de la bordure Nord du Craton Ouest Africain (Fig. II-1) a permis l'exhumation de nombreux massifs précambriens dont une paléosuture océanique néoprotérozoïque. Au cours de ces dernières décennies, celle-ci a suscité un intérêt particulier de par son potentiel économique (Leblanc & Billaud, 1982 ; Ahmed *et al.*, 2009), associé entre autres, aux reliques préservées d'un ancien plancher océanique : l'ophiolite de Bou Azzer. À cette dernière, sont associés plusieurs complexes d'arc *sensu stricto.* Ceux-ci sont peu documentés et étaient considérés jusque récemment comme appartenant au socle paléoprotérozoïque du Craton Ouest Africain. Les récentes campagnes nationales de cartographie géologique et leur lot de nouvelles contraintes géochronologiques absolues (*cf.* les références dans les sections suivantes), ont établi l'appartenance de ces arcs fossiles au cycle panafricain. Or, une étude pétrologique, géochimique et géochronologique détaillée de ces objets restait à réaliser.

Ce chapitre détaille le contexte géologique dans lequel affleurent les complexes d'arcs étudiés, fournissant ainsi un aperçu (1) des grands domaines structuraux des terrains marocains et (2) des enregistrements géologiques retraçant l'évolution géodynamique au cours de l'orogenèse panafricaine. Dans cette seconde partie, nous présenterons les principaux groupes lithologiques de l'orogenèse panafricaine en les situant sur des cartes géologiques du socle. Nous détaillerons pour chacun d'eux les lithologies constitutives, l'âge des roches et leur contexte de mise en place et illustrerons les différents faciès par des photographies de terrain.



Figure II-1 Aperçu du socle précambrien, de la chaîne panafricaine et des terrains phanérozoïques qui composent le Craton Ouest Africain (West African Craton, WAC). A. Carte géologique des principaux ensembles schématisée à partir de la carte tectonique de l'Afrique produite par la CCGM (l'étoile jaune pointant l'Anti-Atlas central). B. Image tomographique des perturbations des vitesses d'ondes de cisaillement par rapport à une vitesse de référence (4.5 km/s), selon une coupe horizontale à 100 km de profondeur donnant une image de l'étendue du Craton Ouest Africain en subsurface (le tracé pointillé indique la direction de la chaîne atlasique). Carte générée à partir du modèle CUB de N. Shapiro (<u>http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/</u>) ; *cf.* Ritzwoller *et al.* (2002) et Shapiro & Ritzwoller (2002) pour les détails sur la méthode tomographique et le traitement des données sismiques.

II.1 Les grands domaines structuraux au Maroc

La grande diversité des paysages marocains résulte de la complexité de son histoire géologique. On y distingue quatre grands domaines structuraux représentés du Nord au Sud par la chaîne du Rif, le plateau de la Meseta, le Moyen- et le Haut-Atlas et le domaine antiatlasique.

- La chaîne du Rif appartient, à une plus grande échelle, à la ceinture Rifo-bétique. Elle forme l'extrémité Nord des terrains marocains et constitue la terminaison occidentale de la ceinture orogénique alpine. Formée au Cénozoïque, elle résulte de la collision des plaques africaine et eurasienne et est constituée d'une pile de nappes chevauchantes à vergence Ouest, associées au système alpin formant une large structures oroclinale (Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Fig. II-2).
- Le plateau de la Meseta, ou domaine Mésétien, s'étend dans la partie Nord du Haut-Atlas. Il est principalement constitué de formations méso-cénozoïques tabulaires intactes recouvrant un socle paléozoïque tectonisé et métamorphisé lors de l'orogenèse hercynienne (Michard *et al.*, 2008 ; Barbero *et al.*, 2011), affleurant sous forme de deux larges boutonnières (Fig. II-2).

- Le Moyen- et Haut-Atlas représentent le cœur de la chaîne atlasique (Fig. II-2). Le système orogénique des Atlas au sens large s'étend sur plus de 2000 km selon une direction WSW-ENE, depuis la marge océanique atlantique au Maroc jusqu'à la Mer Méditerranée en Tunisie (Fig. II-1). Elle façonne le paysage marocain des plus hauts reliefs de l'Afrique occidentale, culminant à plus de 4000 m (point culminant du J'bel Toubkal: 4167 m; Fig. II-2). La chaîne atlasique est un système récent et est également associée à la dynamique de l'orogenèse alpine mais diffère de la chaîne du Rif de par sa nature orogénique intracontinentale. Celle-ci résulte effectivement d'un contexte tectonique particulier, combinant un amincissement au Mésozoïque et un soulèvement tectonique (Giese et al., 1992) et thermique ayant débuté au Cénozoïque (Missenard et al., 2006) et toujours en cours actuellement (D.F. de Lamotte et al., 2009 ; Delcaillau et al., 2010). Sa structure se présente sous la forme d'une grande structure tectonique 'en fleur' composée d'un cœur de blocs soulevés dévoilant le socle paléozoïque et même précambrien au cœur de la chaîne et des bordures formées de nappes divergentes du cœur de la chaîne ('zones subatlasiques') recouvertes des séries méso-cénozoïques.
- **L'Anti-Atlas**, situé au Sud du Haut Atlas (Fig. II-2), se présente sous la forme d'un vaste bombement anticlinal orienté ENE-WSW dont le soulèvement d'origine essentiellement thermique (*i.e.* remontée de la limite lithosphère/asthénosphère) est daté au Néogène (Missenard *et al.*, 2006 ; Malusa *et al.*, 2007 ; Fig. II-2).

Ce soulèvement néogène couplé aux phénomènes d'érosion a permis la mise à l'affleurement du **socle précambrien** exposé sous forme de fenêtres d'érosion discontinues (désignées sous le terme de 'boutonnières' ; Fig. II-2 ; II-3). Celles-ci sont alignées selon l'axe de la chaîne et délimitées par les terrains fini-précambrien à paléozoïques déposés en discordance. La chaîne anti-atlasique comporte également deux structures majeures: au Nord, la faille Sud Atlasique ('*South Atlas Fault' ; 'SAF'* ; Fig. II-3) et au Sud, l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas ('*Anti-Atlas Major Fault', 'AAMF'*) qui recoupe transversalement la chaîne. Cette dernière, héritée de l'orogenèse panafricaine, sépare deux domaines géologiques et géochronologiques distincts, à savoir : au SW, un domaine constitué de terrains paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques fortement tectonisés durant l'orogenèse éburnéenne et panafricaine (Ennih *et al.*, 2001) et au NE, un domaine formant une ceinture dite mobile, structurée au panafricain et d'âge néoprotérozoïque (Thomas *et al.*, 2004 ; Fig. II-3).



Figure II-2 Carte géologique schématique du Maroc représentant les grands domaines structuraux : le Rif, la Meseta, le Haut- et le Moyen-Atlas et l'Anti-Atlas. La carte a été élaborée sur base des travaux de Choubert (1963), de Hafid *et al.*, (2006) et de Missenard *et al.*, (2007). Celle-ci a été texturée sur les données topographiques fournies par la mission SRTM (*ROI pour 'régions d'intérêt'*).



Figure II-3 Carte géologique schématique du socle précambrien au Maroc (Anti-Atlas) dont les différentes boutonnières qui le composent sont énumérées ci-après : [1] : boutonnière d'Ifni, [2] : boutonnière du Kerdous, [3] : boutonnière de Tagragra d'Akka, [4] : boutonnières d'Ighrem-Izazen-Iguerda, [5] : boutonnière du Zenaga, [6] : **boutonnière de Bou Azzer-El Graara**, [7] : **boutonnière du Sirwa**, [8] : le massif du Saghro. La carte a été redessinée à partir des travaux de Gasquet *et al.*, (2008) et texturée sur des données topographique issues de la mission SRTM.

Camb

Ediacarian

Cryogenian

800

Tonian

Paleo- Meso-Prot

1000

600

550

II.2 Géodynamique de l'orogenèse panafricaine dans l'Anti-Atlas

Cette section a pour objectif de faire état de l'enregistrement géologique du socle Protérozoïque (de 2300 Ma à 550 Ma) tel qu'il affleure dans la chaîne anti-atlasique marocaine et d'y ajouter une dimension dynamique, en intégrant les données géologiques dans l'évolution géodynamique de l'orogenèse panafricaine. Le cycle orogénique panafricain consiste en une série d'événements géodynamiques successifs qui retracent les différentes étapes d'un cycle de Wilson :

- Une phase de *rifting* et d'ouverture d'un domaine océanique.
- L'évolution d'un *domaine océanique* associée au développement de *nouveaux édifices crustaux* (arcs océaniques, plancher océanique, etc.).
- Une *phase collisionelle* voyant la fermeture du domaine océanique et la construction d'une chaîne de montagnes continentale.
- Une *phase post-collisionelle* associant restructuration tectonique, remaniement des séries sédimentaires et une activité magmatique post-orogénique soutenue.

Depuis les travaux pionniers de Choubert (1963) et Choubert & Faure-Muret (1970), plusieurs auteurs et groupes de recherche, dont le Projet National de Cartographie Géologique, ont proposé diverses synthèses régionales de la structure lithostratigraphique et de l'évolution géodynamique détaillée des terrains protérozoïques de l'Anti-Atlas (e.g., Aït Malek *et al.*, 1998 ; Admou, 2000 ; Hefferan *et al.*, 2000 ; Fekkak *et al.*, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002 ; 2004 ; Walsh *et al.*, 2002 ; Inglis *et al.*, 2004 ; Gasquet *et al.*, 2005 ; 2008 ; Hefferan *et al.*, 2014 et références inclues). La nomenclature la plus utilisée est celle proposée par Thomas *et al.* (2004) qui subdivise les terrains précambriens marocains selon un socle paléoprotérozoïque et deux 'Supergroupes' lithostratigraphiques : le Supergroupe de l'Anti-Atlas (800 – 650 Ma) qui retrace la phase d'océanisation et de fermeture du domaine océanique et le Supergroupe de Ouarzazate (615 – 550 Ma) qui regroupe les roches issues des phases de dépôts et du magmatisme associés à la période tardi- à post-orogénique.

Le découpage de ce chapitre suivra une logique chronologique et détaillera les principaux événements de l'orogenèse panafricaine et l'enregistrement géologique dont on dispose dans l'Anti-Atlas marocain. Le temps sera donc subdivisé en quatre périodes (*cf.* échelle du temps ci-jointe) : le socle pré-panafricain (2.3 - 1.0 Ga), l'ouverture du domaine océanique (1.0 - 0.8 Ga), **la construction d'édifices crustaux en domaine océanique (760 - 650 Ma)** et la fermeture du domaine océanique et les enregistrements volcano-sédimentaires postérieurs (630 - 550 Ma).

II.2.1 Le socle pré-panafricain (2.3 – 1.4 Ga)

Le socle pré-panafricain se compose des roches les plus anciennes de la chaîne antiatlasique avec des âges (U-Pb sur zircon) s'étalant du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérozoïque de 2.30 à 1.38 Ga (Aït Malek *et al.*, 1998 ; Chalot-Prat *et al.*, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Walsh *et al.*, 2002 ; Barbey *et al.*, 2004 ; Gasquet *et al.*, 2004 ; Kouyaté *et al.*, 2013 ; El Bahat *et al.*, 2013 ; Ikenne *et al.*, 2016). Ces terrains affleurent principalement au sein de grandes boutonnières (Fig. II-3 *; cf.* boutonnières de Bas Draa, d'Ifni, du Kerdous, de Tagragra d'Akka, d'Ighrem-Izazen-Iguerda et de Zenaga), mais aussi ponctuellement dans les vallées incisées (Fig. II-3). Ils restent exclusivement exposés dans la partie occidentale et centrale de la chaîne anti-atlasique (Fig. II-3). Toutefois, ceux-ci s'enracineraient en profondeur sous l'ensemble de l'orogène vers le Nord (Ennih & Liégeois, 2001 ; Soulaimani *et al.*, 2006) au niveau de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (*Anti-Atlas Major Fault ;* AAMF).

Les deux boutonnières les plus représentatives sont celles du Zenaga (Anti-Atlas central ; Fig. II-3-5) et du Kerdous (Anti-Atlas occidental ; Fig. II-3-2). Ces imposantes reliques paléoprotérozoïques sont composées d'un assemblage très diversifié. Elles comprennent des schistes supracrustaux, des paragneiss, des orthogneiss et des assemblages migmatitiques interprétés comme les vestiges de séquences sédimentaires, volcano-sédimentaires et de corps plutoniques intrusifs (Fig. II-4). La déformation intense de ces roches témoigne des événements tectoniques et métamorphiques de l'orogenèse éburnéenne (ou orogenèse birimienne ~ 2.04 Ga, âge obtenu pour les granitoïdes éburnéens de la dorsale de Reguibat en Mauritanie) ainsi qu'ultérieurement, de ceux associés à l'orogenèse panafricaine (Ennih et al., 2001). Le socle paléoprotérozoïque est intrudé par divers magmas peu différenciés, de compositions basaltiques à doléritiques, qui se présentent sous la forme de sills ou de dykes recoupant les structures héritées du socle paléoprotérozoïque. L'emplacement de ces différents magmas résulte de plusieurs événements magmatiques majeurs s'étalant du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérozoïque. Ces derniers sont associés à plusieurs épisodes tectoniques extensifs impliquant la bordure Nord du Craton Ouest Africain (i.e. 1.35 Ga ; 1.70 Ga et 2.03 Ga ; méthode U-Pb sur zircons et sur baddeleyites ; e.g., Aït Malek et al., 1998 ; Chalot-Prat et al., 2001; Thomas et al., 2002; Walsh et al., 2002; Barbey et al., 2004; Gasquet et al., 2004 ; Kouyaté et al., 2013 ; El Bahat et al., 2013 ; Youbi et al., 2013 ; Ikenne et al., 2016). D'un point de vue géodynamique, ces différents épisodes suggèrent que la bordure Nord du craton fut impliquée totalement ou partiellement dans la fragmentation de plusieurs supercontinents avant que ne surviennent les prémisses de l'orogenèse panafricaine (Kouyaté et al., 2013 ; El Bahat et al., 2013). Du point de vue des événements orogéniques panafricains, cet assemblage stabilisé forme la bordure Nord du Craton Ouest Africain sur laquelle viendront se déposer et/ou s'obducter les séries panafricaines d'âge Néoprotérozoïque (e.g., Choubert,

550

Camb.

1952 ; Charlot, 1982 ; Hassenforder, 1987), dont les complexes d'arc qui font l'objet de cette étude.



Figure II-4 Photographie de terrain montrant le contact discordant entre le socle paléoprotérozoïque verticalisé et composé d'alternance de niveaux schisteux et granitiques pegmatitiques à muscovite et des dépôts de quartzites néoprotérozoïques appartenant au Groupe de Taghdout. (Z désigne la fenêtre de Zenaga ; S, celle du Sirwa).

II.2.2 Ouverture du domaine océanique : dépôts et magmatisme de marge passive (1000 - 800 Ma)

Le Groupe de Taghdougt-Lkest est représenté par le groupe de Taghdout affleurant dans la boutonnière du Zenaga et le groupe de Lkest dans la fenêtre du Kerdous (Fig. II-3). Ces massifs sont particulièrement bien exposés sur la bordure Nord du socle paléoprotérozoïque (Fig. II-5) et sont constitués de trois ensembles lithologiques distincts (Bouougri & Saquaque, 2000 ; Thomas *et al.*, 2004). Ceux-ci sont composés successivement : *(i)* de shales dolomitiques et de carbonates stromatolitiques, *(ii)* de plusieurs massifs volcaniques (basaltique) à subvolcaniques (gabbros, dolérites) mis en place sous forme de dykes et de sills, intrudant les roches du socle paléoprotérozoïque ainsi que les dépôts sédimentaires formant la partie basale de la séquence et enfin, *(iii)* d'une épaisse séquence de grès et de conglomérats quartzitiques stratifiée marquée par de nombreuses structures sédimentaires parfaitement préservées, caractéristiques d'environnements sédimentaires proximaux (d'eau peu profonde) et typiques des dépôts de marges passives (*i.e.* '*ripple marks', 'mud cracks', 'cross-bedding*' ; Fig. II-5). Ces roches sédimentaires forment une séquence de couverture déposée en discordance sur les terrains paléoprotérozoïques (Fig. II-4).

L'âge de ces dépôts reste néanmoins peu contraint dans la littérature. La datation de zircons détritiques constitutifs des massifs quartzitiques (méthode U-Pb ; Benziane, 2007 ; Abati *et al.*, 2010) a fourni une série d'âges s'étalant de 1.99 à 2.08 Ga, soulignant ainsi la contribution - et par conséquent la proximité - des blocs cratoniques paléoprotérozoïques lors de la phase de dépôt et témoignant d'un âge maximum de cette dernière à 1.99 Ga. Clauer (1976) a obtenu un âge de 788 ± 9 Ma (méthode Rb-Sr ; Clauer, 1976) pour des dépôts métasédimentaires argileux de la formation de Taghdout, fournissant un âge minimum de la phase de dépôt. Récemment, des sills de composition mafique mis en place dans une séquence de quartzite de la boutonnière d'Ighrem (Fig. II-3) ont toutefois été datés à 1.71 Ga (méthode U-Pb sur baddeleyites). Il n'est donc pas improbable qu'une partie ou la totalité (?) des dépôts de marges passives de la formation de Taghdout soient héritées d'un événement de *rifting* décrit plus haut et daté au Mésoprotérozoïque (~1.71 Ga).

Malgré l'incertitude concernant l'âge de dépôt de la formation de Taghdout, plusieurs dykes basaltiques intrudant l'ensemble des formations du socle et caractérisés par une signature tholéitique continentale (Alvaro *et al.*, 2014b) ont été datés entre 850 et 885 Ma (U-Pb sur zircons ; Kouyaté *et al.*, 2013) dans les boutonnières de Zenaga et d'Iguerda (Fig. II-3). On retrouve des traces de ce magmatisme mafique (890 – 850 Ma) sur l'ensemble du pourtour du Craton Ouest Africain et sur plusieurs bordures de cratons à la surface du globe (e.g., Kampunzu *et al.*, 2000 ; Li *et al.*, 2008 ; Ibanez-Mejia *et al.*, 2011). Ce magmatisme est généralement attribué à l'initiation d'une phase de *rifting* entre un continent *lambda* et le Craton

Ouest Africain et est associé, à plus grande échelle, à la phase de démantèlement du supercontinent Rodinia (e.g., Thomas *et al.*, 2004 ; Gasquet *et al.*, 2008).



Figure II-5 Dépôts quartzeux de la Formation de Taghdout montrant d'exceptionnelles structures sédimentaires caractéristiques des faciès proximaux de marges passives (partie Nord de la boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central). A. Figures sédimentaires de dessiccation (*'mud cracks'*) B. Rides de courant (*'ripple marks'*) C. Stratifications obliques vues perpendiculairement au plan de stratification S0.

II.2.3 Magmatisme et production crustale en domaine intra-océanique (760 – 640 Ma)

Les complexes étudiés dans le cadre de ce travail font partie du Groupe de Bou Azzer tel qu'il est défini par Thomas *et al.* (2004), c'est-à-dire l'ensemble des roches ignées produites par l'activité d'une zone de subduction intra-océanique mais également, et dans une moindre mesure, les dépôts sédimentaires pélagiques associés. L'activité magmatique intra-océanique est relativement bien contrainte dans le temps. Celle-ci s'étale sur une période particulièrement longue de 760 à 640 Ma (Cryogénien). Les unités qui composent le Groupe de Bou Azzer ont été démembrées, puis accrétées et obductées sur la bordure Nord du Craton Ouest Africain, matérialisé aujourd'hui par une paléosuture océanique orientée NW-SE. Cette paléosuture et, par conséquent le Groupe de Bou Azzer affleurent principalement au sein de deux boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas central (Fig. II-3) : les boutonnières de Bou Azzer-El Graara à l'Est (*II.2.3.1*) et celle du Sirwa à l'Ouest de la paléosuture (*II.2.3.2*).



Figure II-6 Carte géologique schématique de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara représentant les roches plutoniques et métamorphiques associées à l'activité de la zone de subduction intra-océanique. Plusieurs complexes ont été étudiés dans le cadre de ce travail : [1] la séquence ophiolitique d'Aït Ahmane, [2] le complexe de Bou Azzer Mine, [3] le complexe d'Oumlil, [4] le complexe de Tazigzaout et [5] le complexe de Bougmane. Les étoiles rouges représentent les âges U-Pb disponibles dans la littérature (*références dans le texte ;* S désigne la boutonnière du Sirwa, B celle de Bou Azzer-El Graara, Z, celle de Zenaga et Sg celle du Saghro).

Paleo- Meso-Prot

II.2.3.1 La boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Fig. II-6) forme une fenêtre tectonique d'approximativement 70 km de long sur 10 km de large au sein de laquelle affleure un assemblage tectono-métamorphique composé de plusieurs blocs tectonisés et empilés, représentant les reliques d'une zone de subduction intra-océanique (Saquaque *et al.*, 1989 ; Bousquet *et al.*, 2008). La boutonnière est bordée et délimitée par les dépôts des formations fini-néoprotérozoïques et infracambriennes sus-jacentes (respectivement du Supergroupe de Ouarzazate et les formations Adoudouniennes : fini-précambriennes à Cambrien précoce ; *cf.* la section suivante) montrant localement des contacts discordants avec le socle Cryogénien (Leblanc, 1981). Sur base du découpage structural, lithologique et des données géochronologiques, les complexes composant la boutonnière de Bou Azzer peuvent être subdivisés comme suit :

Les complexes plutono-métamorphiques du Sud. Ceux-ci comprennent les roches les plus anciennes de la boutonnière et forment une bande discontinue le long de sa limite méridionale. Ces différents complexes affleurent donc de manière ponctuelle (Fig. II-6 d'Ouest en Est, les complexes de Bou Azzer Mine [2], d'Oumlil [3], de Tazigzaout [4] et de Bougmane [5]) ; les deux plus importants étant les complexes de Tazigzaout et celui de Bougmane. Ces derniers sont composés d'orthogneiss de composition mafique (amphibolite) et felsique (gneiss granitique œillé et granodioritique ; Fig. II-7). Ces roches étaient initialement interprétées comme étant des reliques du socle paléoprotérozoïque à cause de leur intense déformation en comparaison aux roches avoisinantes d'âge néoprotérozoïque (Choubert, 1963 ; Leblanc, 1981 ; Saquaque *et al.*, 1992). De récentes campagnes de terrain et de cartographie géologique avec leurs lots respectifs de nouvelles données géochronologiques (e.g., D'Lemos *et al.*, 2006 ; Hefferan *et al.*, 2014 ; Blein *et al.*, 2014) ont toutefois confirmé leur appartenance au Cryogénien avec des âges (U-Pb sur zircons) compris entre 755 et 745 Ma.

Ces roches sont intimement associées à des complexes magmatiques intrusifs datés entre 710 et 690 Ma (El Hadi *et al.*, 2010; D'Lemos *et al.*, 2006 ; cette étude ; Fig. II-3). Leur composition varie également depuis des magmas hornblenditiques, gabbroïques, granodioritiques à granitiques (Fig. II-8). Ces derniers diffèrent des unités orthogneissiques de par leur faible taux de déformation, suggérant qu'un épisode tectono-métamorphique relativement précoce est survenu entre 745 et 710 Ma (D'Lemos *et al.*, 2006 ; cette étude). Une étude isotopique détaillée menée dans le complexe de Tazigzaout (D'Lemos *et al.*, 2006), a montré que les roches orthogneissiques, tout comme les complexes intrusifs associés, présentent des signatures isotopiques (ɛNd compris entre +4.9 et +6.0) suggérant que l'ensemble des magmas protolithiques s'est formé et mis en place dans un contexte intra-océanique.

Une caractérisation géochimique détaillée de ces unités ainsi que leur lien pétrogénétique éventuel reste à définir et constitue le cœur de ce travail de recherche (*cf.* les chapitres 4 et 5 du manuscrit). Il est toutefois fort plausible qu'un environnement d'arc océanique soit à l'origine d'une telle diversité pétrologique et de la production de magmas relativement hydratés.



Figure II-7 Photographies de terrain illustrant les principales lithologies orthogneissiques composant les complexes plutono-métamorphiques du Sud de la boutonnière de Bou Azzer. A. Les amphibolites affleurant au cœur du complexe de Tazigzaout. Celles-ci ont été intrudées par des pegmatites de composition granitique boudinées lors de leur mise en place *(i.e.* structure de 'pseudo-boudinage' ; *cf.* Bons *et al.* 2004 ; Bons & Druguet, 2006) comme l'attestent les contacts irréguliers en forme de 'chou-fleur' entre les corps du boudin et l'encaissant amphibolitique ainsi que la déflexion des plans de foliation au niveau des nœuds du boudin (traits jaunes). B. Orthogneiss de composition granodioritique associé à des lentilles d'amphibolite affleurant au Nord du complexe de Bougmane. Cette texture reflète probablement une structure de mélange magmatique (*'magmatic mingling'*) entre les deux magmas ayant été repris et transposés par un épisode de déformation ductile, comme l'attestent les foliations enregistrées dans les deux éléments gneissiques (traits jaunes). C. Gneiss œillé de composition granitique affleurant dans la limite Nord du complexe de Tazigzaout (la massette mesure 40 cm; *Peg : pegmatite ; Amp : amphibolite ; Grd : gneiss granodioritique; Agr : Orthogneiss oeillé*).



Figure II-8 Photographies de terrain illustrant les principales lithologies ignées et non-déformées composant les complexes plutono-métamorphiques du Sud de la boutonnière de Bou Azzer. A. Gabbros à hornblende intrudés par des magmas de composition hornblenditique et leucogranodioritique affleurant au cœur du complexe de Bougmane B. Hornblendite grenue avec quelques plagioclases interstitiels, affleurant dans la partie Est du complexe de Tazigzaout C. Magma leucogranodioritique intrudant ultérieurement une amphibolite intensément déformée dans la partie Nord du complexe de Bougmane. Échelles : A : le trait blanc fait 50 cm de long, B : la pièce de monnaie 2 cm de diamètre et C : le feutre permanent, 15 cm de long (*Hbl gb : gabbro à hornblende ; Lgrd : leucogranodiorite ; Hbld : hornblendite ; Amp : amphibolite*).

La séquence ophiolitique d'Aït Ahmane affleure au cœur de la boutonnière (Fig.II-6).
Celle-ci est essentiellement représentée par sa partie mantellique (harzburgites et dunites serpentinisées ; ~70% de la séquence ophiolitique ; Fig. II-6 ; Fig. II-9C) bordée au Nord et au Sud par d'étroites bandes composées de méta-cumulats ultramafiques (*i.e.* pyroxénitiques, *pods* de chromites) et mafiques (*i.e.* métagabbros foliés et isotropes ; Fig. II-9B) ainsi que, dans une moindre mesure, de massifs basaltiques interprétés comme les reliques du complexe filonien ('*sheeted dykes complex*') et des laves en coussin ('*pillow lavas*') formant la partie sommitale de la séquence ophiolitique

(Leblanc, 1975, 1981). La signature géochimique des liquides basaltiques est caractérisée par une affinité de zone de suprasubduction ('*supra-subduction zone ; SSZ ophiolite*'; Bodinier *et al.*, 1984 ; Naidoo *et al.*, 1991), proposant que cette portion de lithosphère océanique se soit formée dans un bassin marginal distensif associé à une zone d'avant- ou d'arrière-arc. L'âge de la séquence ophiolitique reste toutefois débattu. Aucun âge protolithique n'a été mesuré à ce jour sur une roche dont l'appartenance au cortège ophiolitique n'ait été attestée. Une roche gabbroïque appartenant au complexe de Bougmane a fourni un âge à 697 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon), qui a été interprété par El Hadi *et al.*, (2010) comme étant l'âge de l'ophiolite d'Aït Ahmane. Cependant, les roches mafiques du complexe de Bougmane sont totalement déconnectées géographiquement des unités ophiolitiques situées plus au Nord (Fig. II-6) et n'ont pas été caractérisées géochimiquement à ce jour (*cf.* le chapitre 4 sur l'interprétation de l'unité mafique du complexe de Bougmane).



Figure II-9 Photographies de terrain illustrant les principales lithologies de la séquence ophiolitique d'Aït Ahmane. A. Vue panoramique pointant vers le Nord de la boutonnière de Bou Azzer et montrant l'étendue de la section ultramafique de la séquence ophiolitique, le contact anormal avec les roches métagabbroïques et à l'horizon, la limite Nord de la boutonnière marquée par les dépôts sédimentaires discordants infracambriens (formations Adoudouniennes). B. Métagabbros lités de l'ophiolite d'Aït Ahmane affleurant sur la bordure Sud du massif ultramafique. C. Métaharzburgites serpentinisées de l'ophiolite d'Aït Ahmane. Échelles : B : la pointe du marteau mesure 18 cm de long ; C : le cache de l'objectif, 5 cm de diamètre (*Mgb : métagabbro ; Hz : harzburgite serpentinisée ; chz : veine de chrysotile*).

Plusieurs plutons de composition dioritique à granodioritique affleurent dans l'ensemble de la boutonnière de Bou Azzer (Fig. II-6) sous forme de corps magmatiques allongés dans la direction principale des structures panafricaines héritées (~NW-SE). On distingue d'Ouest en Est les complexes intrusifs de Bou Azzer, de Bou Offroukh, de Bou Izbane, d'Ousdrat et d'Aït Ahmane. Ceux-ci contiennent de nombreuses enclaves mafiques probablement issues de la séquence ophiolitique avoisinante (Fig. II-10A) et montrent des contacts intrusifs recoupant le cœur de la séquence ophiolitique et la bordure Nord des complexes orthogneissiques du Sud de la boutonnière (Fig. II-10B ; Inglis *et al.*, 2005). Ces granitoïdes intrusifs sont caractérisés par des signatures géochimiques d'arc dont la signature isotopique (εNd compris entre +4.9 et +7.5) implique une mise en place en domaine intra-océanique (Beraaouz *et al.*, 2004). Chacun des complexes a été daté (U-Pb sur zircon) convergeant vers un âge de mise en place bien contraint entre 640 et 660 Ma (Inglis *et al.*, 2005 ; El Hadi *et al.*, 2010 ; Walsh *et al.*, 2012 ; Blein *et al.*, 2014).



Figure II-10 Photographies de terrain illustrant les intrusions de magmas dioritiques dans la séquence ophiolitique et la partie Nord des complexes

plutono-métamorphiques de la boutonnière de Bou Azzer. A. Diorite riche en mafiques. Β. enclaves Contact intrusif entre la diorite quartzique et les métabasaltes ophiolitiques à proximité du village d'Aït Ahmane. Le carnet de terrain mesure 17 cm de long et la massette, 40 cm (Dior : diorite intrusive ; Bas : roche encaissante métabasaltique ; Enc : enclaves mafiques).

Dans la boutonnière de Bou Azzer, plusieurs dépôts sédimentaires et/ou volcanosédimentaires affleurent de manière ponctuelle (Leblanc, 1975; Leblanc & Billaud, 1978) et sont généralement intercalés tectoniquement entre les unités ophiolitiques du Nord et les complexes plutono-métamorphiques du Sud (Fig. II-6). Aucun âge radiométrique n'a été fourni, mais leur forte déformation et l'absence de discordance avec les unités ignées suggèrent qu'ils soient probablement contemporains, déposés de manière assez précoce en domaine océanique. Dans la boutonnière de Bou Azzer, ces dépôts sont essentiellement représentés par des séquences sédimentaires d'oligoschistes, de chloritoschistes, par des alternances de grès et de niveaux schisteux (Fig. II-11B), mais aussi par des formations ferrugineuses rubanées (*BIF*; Fig. II-11A).



Figure II-11 Photographies de terrain illustrant les dépôts sédimentaires océaniques affleurant entre les complexes plutono-métamorphiques du Sud et la séquence ophiolitique du Nord de la boutonnière de Bou Azzer. A. Dépôts kinkés affleurant au Nord du complexe de Bou Azzer Mine. Ceux-ci représentent probablement des formations ferrugineuses rubanées ('*Banded Iron Formation'*; '*BIF*; faciès lithologique non-décrit dans la littérature régionale, mais commun au Néoprotérozoïque (en cours d'étude)) montrant des alternances de niveaux d'hématite pure avec des niveaux quartzeux occasionnellement associés à quelques plagioclases. B. Dépôts sédimentaires intensément déformés et verticalisés (les traits verts représentent la stratification S0) alternant des bancs gréseux massifs avec des niveaux schisteux riches en chlorites. Ceux-ci affleurent au Nord du complexe de Tazigzaout. Échelles : la massette mesure 40 cm; l'ongle du doigt, 1 cm de large (*feld-qtz* : *assemblage de plagioclase et de quartz*; *qtz* : *niveau quartzeux*).

Malgré les évidences en faveur de l'existence d'une zone de subduction intra-océanique, aucun faciès de haute pression et de basse température n'a été découvert à ce jour. Hefferan *et al.* (2000) ont décrit une bande de mélange tectonique affleurant sur la bordure Nord de la séquence ophiolitique, composée de roches métasédimentaires variées et intensément déformées associées à la formation de Tiddiline (dépôts tardi-panafricain ; *cf.* section suivante). Celles-ci sont constituées d'assemblages métamorphiques particuliers riches en amphiboles sodiques (crossite, Mg-riebeckite) ; ce qui a mené ces auteurs à suspecter l'occurrence du faciès schistes bleus. Cependant, Bousquet *et al.* (2008) ont démontré au moyen d'outils de modélisation thermodynamique que la composition de la roche protolithique permettait la cristallisation de tels assemblages métamorphiques à des conditions du faciès métamorphique amphibolite (5-6 kbar pour 500-550 °C). Ce dernier est enregistré dans l'ensemble de la boutonnière et est associé à l'épaississement orogénique causé par la fermeture du domaine océanique ainsi qu'à la phase collisionelle et orogénique *sensu stricto* (e.g. D'Lemos *et al.*, 2006 ; Bousquet *et al.*, 2008 ; El Hadi *et al.*, 2010).

II.2.3.2 La boutonnière du Sirwa est interprétée comme le prolongement vers l'Ouest de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (e.g., Thomas *et al.*, 2004 ; El Hadi *et al.*, 2010 ; Fig. II-3). Au cœur de cette boutonnière affleurent deux complexes qui, de manière similaire à

l'assemblage de Bou Azzer-El Graara, témoignent de l'activité magmatique intense en domaine intra-océanique au cours du Cryogénien. Ces complexes sont délimités à l'Ouest par les coulées pyroclastiques et les laves d'âge Éocène du volcan du Sirwa et ailleurs, par les dépôts discordants des formations volcano-sédimentaires tardi- à fini-panafricaines (formations du Groupe du Saghro et du Groupe de Ouarzazate, respectivement ; Fig. II-12). Ces deux complexes sont le complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht au Sud et le complexe ophiolitique de Khzama au Nord.



Figure II-12 Carte géologique schématique de la boutonnière du Sirwa représentant les roches plutoniques et métamorphiques associées à l'activité de la zone de subduction intra-océanique. La partie Nord est composée de la séquence ophiolitique de Khzama. Cette dernière est charriée avec une vergence Sud sur le complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht.

Le complexe de Khzama représente une séquence ophiolitique presque complète, composée de roches ultramafiques localisant la déformation marquée généralement par des zones ténues de cisaillement (harzburgites serpentinisées), de cumulats ultramafiques (métapyroxénites) et mafiques (métagabbros au sens large) ainsi que de divers amas massifs de roches métabasaltiques interprétés comme la partie filonienne de la séquence (Boukhari *et al.*, 1992; Admou & Juteau, 1998 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Fig. II-12). La formation de cette lithosphère océanique a été datée (méthode U-Pb sur zircon) sur base des âges isotopiques fournis par des dykes plagiogranitiques intrusifs (Samson *et al.*, 2004) à 762 ± 2 Ma (Fig. II-12). Ces derniers sont à distinguer

du métagranite de Tourtit. Celui-ci affleure sous forme d'une lentille allongée E-W au cœur de la séquence ophiolitique et montre une composition géochimique fortement différente des faciès plagiogranitiques (plus enrichie en K2O et en Rb ; Samson *et al.*, 2004), mais a également été affecté par la déformation associée aux événements tectoniques panafricains (contrairement aux granites alcalins post-collisionels). Le métagranite de Tourtit n'a pas été daté à ce jour (*cf.* résultats U-Pb du chapitre III) mais il montre de nombreuses similitudes avec les produits de fusion de la formation de Tachakoucht au Sud du complexe ophiolitique (*cf.* paragraphe suivant).

Le complexe d'Iriri-Tachakoucht affleure au Sud de la séquence ophiolitique de Khzama. Celui-ci est composé de trois lithologies principales (Fig. II-13): (i) les roches gneissiques de composition andésitique à dacitique foliées (les gneiss de Tachakoucht), (ii) les plutons intrusifs d'hornblendite associés à des dykes de gabbros à hornblende (les intrusions d'Iriri) et (iii) les faciès intermédiaires migmatitiques ainsi que les faciès leucocrates qui semblent être des produits de fusion des gneiss de Tachakoucht (*cf.* la discussion du chapitre III du complexe d'Iriri-Tachakoucht). Ces faciès migmatitiques datés par Thomas *et al.* (2002), ont fourni deux âges distincts sur une même population de zircons. Un âge protolithique à 743 ± 14 Ma (cœur des zircons) ainsi qu'un âge métamorphique de haute température à 663 ± 13 Ma (excroissances métamorphiques des zircons). Ces auteurs interprètent les structures de fusion partielle (Fig. II-13) comme étant des marqueurs de collision des terrains d'arc océanique avec le Craton Ouest Africain et attribuent donc l'âge du métamorphisme granulitique à l'épisode collisionel. Cette hypothèse sera sujette à discussion dans le chapitre 3 du manuscrit.



Figure II-13 Photographies de terrain illustrant les principales lithologies du complexe d'Iriri-Tachakoucht (boutonnière du Sirwa). A. Intrusion d'hornblendite associée aux magmas de gabbro à hornblende d'Iriri. B. Gneiss de Tachakoucht situés au Sud des intrusions d'Iriri montrant des traces de fusion partielle. C. Zone intermédiaire entre les deux lithologies (Iriri *vs* Tachakoucht) marquée par une alternance de dykes de gabbro à hornblende et de gneiss andésitiques encaissants. L'ensemble a été transposé ultérieurement par un épisode de déformation ductile. Échelles : le cache objectif mesure 5 cm de diamètre, la massette 40 cm de long, et le trait blanc, 7 cm de long (*Hgb : gabbro à hornblende ; Hbl : hornblendite ; Tgn : Tachakoucht gneiss*).

II.2.4 Fermeture du domaine océanique : dépôts et magmatisme collisionels à post-collisionels (630 – 545 Ma)

Cette période post-collisionelle a lieu au cours de l'Édiacarien et voit une série de phases de dépôts volcano-sédimentaires et plusieurs phases de magmatisme qui marquent la fermeture du domaine océanique Cryogénien. C'est à cette période que s'opère également un bouleversement de l'activité tectonique, évoluant du régime tectonique transpressif hérité de la phase collisionelle vers un régime de relaxation post-orogénique transtensif (Thomas *et al.*, 2004 ; Ennih & Liégeois, 2008 ; Gasquet *et al.*, 2008). À ce dernier régime est associée une activité magmatique post-collisionelle intense ainsi qu'une phase de dépôt en bassin '*pull-apart*' (Pouclet *et al.*, 2007 ; Walsh *et al.*, 2012 ; Toummite *et al.*, 2012 ; Alvaro *et al.*, 2014 ; Belkacim *et al.*, 2016). Cette période est subdivisée en trois groupes de dépôts volcano-sédimentaires successifs: (*i*) le Groupe du Saghro (630-610 Ma), (*ii*) le Groupe de Bou Salda (610-580 Ma) et (*iii*) le Groupe de Ouarzazate (580-545 Ma).

(i) Le Groupe du Saghro (630-610 Ma)

L'accrétion des unités océaniques des groupes de Bou Azzer-Iriri est suivie par une importante phase de dépôts sédimentaires et volcanoclastique représentée par le Groupe du Saghro. Ce dernier est particulièrement bien exposé dans la partie NE de la chaîne antiatlasique (cf. boutonnière du Saghro), mais affleure également près de la zone d'étude dans la partie Nord de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Formation de Tiddiline ; Hefferan et al., 2002). Le Groupe du Saghro se définit comme une pile sédimentaire et volcanoclastique épaisse (allant jusqu'à 6000 m) qui se compose à sa base d'une importante série de flyschs turbiditiques associée à des dépôts volcaniques et volcanodétritiques (tufs et dépôts kératophyriques) passant à des dépôts purement détritiques et plus grossiers vers le haut de la séquence (Fekkak et al., 2000). Cette transition est interprétée comme marguant l'évolution d'un contexte de 'bassin océanique' vers un contexte de plus en plus 'fermé', continental (Missenard et al., 2007). Cette hypothèse est également corroborée par la présence de laves basaltiques intercalées dans la séguence sédimentaire, caractérisées par des signatures géochimiques de tholéiites continentales typiques des phases de rifting (Gasquet et al., 2008 ; Abati et al., 2010). Des travaux de datation systématique de zircons détritiques ont été menés par Liégeois et al. (2006) sur une séquence turbiditique du Groupe du Saghro. Ceux-ci ont permis de contraindre un âge minimum de dépôt entre 630-610 Ma mais aussi d'identifier les différentes sources ayant contribué à la phase de dépôts sédimentaires pour l'ensemble de la séquence turbiditique. Ces sources sont diverses depuis les zircons éburnéens du Craton Ouest Africain, les

Camb.

Ediacarian

600

650

700

750

800

Tonian

Paleo- Meso-Prot

1000

Cryogenian

550

zircons cryogéniens associés à la construction d'édifices crustaux en domaine intraocéanique, aux zircons édiacariens probablement issus des intrusions magmatiques tardipanafricaines (Granitoïdes de Mzil) concomitantes à la phase de dépôt (626 à 612 Ma ; Thomas *et al.*, 2002 ; Gasquet *et al.*, 2008). L'ensemble de la séquence a été affecté par une déformation d'intensité plus faible que celle enregistrée par les structures du socle d'âge Cryogénien. Celle-ci enregistre néanmoins la continuité du régime tectonique transpressif de la phase collisionelle (El Hadi *et al.*, 2008 ; Gasquet *et al.*, 2008) qui est accompagnée d'un métamorphisme aux conditions faibles du faciès schiste vert à amphibolite faible (Thomas *et al.*, 2002).

À proximité de la zone d'étude, plus particulièrement dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, le Groupe du Saghro est représenté par les dépôts de la formation de Tiddiline. Celle-ci affleure dans la bordure Nord de la boutonnière et est déposée en discordance sur le substratum cryogénien (*i.e.* les reliques de l'ophiolite d'Aït Ahmane dans le cas présent). Il s'agit de dépôts sédimentaires composés de siltites verdâtres alternant avec des niveaux de grès relativement grossiers et des niveaux conglomératiques (Admou *et al.*, 2014). La granulométrie particulièrement grenue des sédiments et la présence de niveaux conglomératiques très grossiers au sein de la formation de Tiddiline attestent de l'intensité des phénomènes érosifs opérant près de la transition Cryogénien-Édiacarien et traduisent les importants remaniements tectoniques et morphologiques associés à la construction d'une chaine de montagnes.

(ii) Le Groupe de Bou Salda (610-580 Ma)

Le Groupe de Bou Salda se compose d'une séquence volcano-sédimentaire qui vient se déposer directement en discordance sur la séquence de Saghro (Thomas *et al.*, 2004). Cette séquence se distingue de celle du Saghro car elle n'est pas affectée par la phase de déformation transpressive (structures plicatives). Sa base est principalement représentée par des dépôts rhyolitiques et andésitiques et passe vers le haut de la séquence à des dépôts exclusivement sédimentaires, alternant des niveaux conglomératiques très grossiers (Fig. II-14A) et des niveaux gréseux et schisteux. Un âge minimum de dépôt a été mesuré à 606 ± 9 Ma par Thomas *et al.*, (2002) en datant des épanchements rhyolitiques mis en place dans la partie basale de la séquence. Cette période de temps correspond également à la mise en place de la diorite de Bleïda dans la partie Sud-Est de la boutonnière de Bou Azzer, datée à 579 ± 1 Ma (Inglis *et al.*, 2004). Celle-ci marque la fin des épisodes de déformation ductile, n'ayant enregistré qu'une foliation de flux magmatique (Inglis *et al.*, 2004). En termes de déformation, il s'agit d'une période de transition entre le régime transpressif et le développement d'une composante extensive surtout représentée au sein du Groupe de Ouarzazate (Thomas *et al.*, 2002 ; Gasquet *et al.*, 2008).



Figure II-14 Photographies de terrain illustrant les principales lithologies des formations édiacariennes postcollisionelles. A. Dépôts conglomératiques du haut de la séquence sédimentaire de la formation de Bou Salda affleurant au Sud du complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht (boutonnière du Sirwa). B. Dépôts volcanoclastiques du Groupe de Ouarzazate (dans la partie Est de la boutonnière du Sirwa). Les contacts irréguliers dans le bas de la photographie (flèches rouges) indiquent la partie supérieure d'intrusions rhyolitiques et andésitiques (*photographie issue de Gasquet et al., 2008*).

(iii) Le Groupe de Ouarzazate (580-543 Ma)

Le Groupe de Ouarzazate consiste en une séquence principalement volcanosédimentaire dont l'épaisseur varie fortement, pouvant atteindre jusqu'à 2500 m. Celle-ci se compose de dépôts volcaniques conglomératiques, ignimbritiques, tuffitiques de compositions variables basaltiques, andésitiques à rhyolitiques (Fig. II-14B). Ces dépôts sont les produits d'une activité volcanique explosive intense. Ces roches sont caractérisées par des signatures géochimiques calco-alcalines à alcalines de plus en plus potassiques vers le haut de la série (séries calco-alcalines fortement potassiques, '*HKCA magma*'; Errami, 2001 ; Ennih & Liégeois, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002). Ces dépôts volcanodétritiques sont interstratifiés avec quelques rares dépôts détritiques continentaux de type fluviatile et/ou lacustre.

L'ensemble de la séquence n'a pas enregistré les épisodes de déformation panafricains, mais s'est néanmoins mise en place de manière concomitante à une phase tectonique tardi-orogénique de régime extensif à transtensif. Celle-ci a vu la mise en place d'un volume significatif de magmas de composition intermédiaire à felsique (essentiellement granodioritique à granitique) sous forme d'intrusions magmatiques (dykes, sills, dômes ; Fig. II-9A) et de quelques corps plutoniques. Ceux-ci se sont mis en place dans l'ensemble des unités antérieures affleurant des boutonnières précambriennes depuis les terrains du socle paléoprotérozoïque jusqu'à la partie basale de la séquence de Ouarzazate. Les âges de mise en place (U-Pb sur zircon magmatique) contraignent cette activité entre 615 et 543 Ma (e.g., Aït Malek *et al.*, 1998 ; De Wall *et al.*, 2001 ; Thomas *et*

al., 2002 ; Inglis *et al.*, 2004 ; Gasquet *et al.*, 2005 ; Toummite *et al.*, 2012 ; Blein *et al.*, 2014 ; Belkacim *et al.*, 2016). Le Groupe de Ouarzazate clôture ainsi les phases de dépôts et les épisodes tectoniques associés au cycle panafricain *sensu lato* laissant place au Paléozoïque et à la couverture sédimentaire cambrienne (formations Adoudouniennes ; Fig. II-9A).

DEUXIÈME PARTIE : RÉSULTATS et DISCUSSIONS

Chapitre III. Le complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit : les processus de subduction-accrétion des arcs

Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Journal of Geodynamics* (doi:10.1016/j.jog.2015.07.004) intitulé :

«The Tachakoucht-Iriri-Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas) : Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny», par A. Triantafyllou, J. Berger, J-M. Baele, H. Diot, N. Ennih, G. Plissart, C. Monnier, A. Watlet, O. Bruguier, P. Spagna, S. Vandycke.

III.1 Problématique et objectifs de l'étude

Les arcs intra-océaniques sont des sites de production de magmas évolués (e.g., Rudnick, 1995; Stern, 2010 ; Tatsumi et al., 2008 ; Leat & Larter, 2003), communément vus comme d'importants contributeurs à la croissance de la croûte continentale, plus particulièrement via l'accrétion d'arcs océaniques matures (e.g., Taylor & McLennan, 1995 ; Gazel *et al.*, 2015 ; Castro *et al.*, 2013 ; Rudnick, 1995). La maturation de l'arc se traduit par un épaississement (e.g., Stern, 2010 ; Jagoutz *et al.*, 2009 ; Burg, 2011 ; Dhuime *et al.*, 2009 ; Tatsumi *et al.*, 2008) ainsi qu'une stratification physico-chimique de sa section crustale (e.g. Debari & Greene, 2011 ; Kodaira *et al.*, 2007 ; Calvert, 2011) responsables d'une évolution de la chimie moyenne de l'arc vers une composition plus évoluée, de nature andésitique (*cf.* Chapitre 1 du manuscrit). Néanmoins, les arcs océaniques accrétés restent des objets géologiques rarement préservés (e.g. Tetreault & Buiter, 2014 ; Berger *et al.*, 2011). Cela semble en désaccord avec le rôle de 'producteur de croûte évoluée' qu'on leur attribue et par ailleurs, met en évidence la complexité des processus d'accrétion de ces arcs sur les marges continentales. Cette phase d'accrétion peut se traduire par un processus tectonique qui peut potentiellement déstructurer l'architecture

primaire de l'arc (Vogt *et al.*, 2014). Elle peut également mener à un bouleversement de la dynamique et/ou de la géométrie de la zone de subduction océanique sous-jacente, en 'dopant' *in situ* son activité magmatique ou au contraire, en la délocalisant latéralement par l'initiation d'une nouvelle zone de subduction (Boutelier & Chemenda, 2011 ; Boutelier *et al.*, 2003). Dans cette perspective, une meilleure compréhension des processus d'accrétion s'avère essentielle et passe par l'étude d'arcs océaniques accrétés, en identifiant tout d'abord les apports magmatiques ayant contribué à la croissance de l'arc, en retraçant leur histoire tectonométamorphique et finalement, en estimant leur taux de préservation.

Cet aspect de l'évolution d'un arc est illustré par l'étude du complexe de Tachakoucht-Iriri-Tourtit. Celui-ci est situé dans la boutonnière du Sirwa (Anti-Atlas central, Maroc) et fait partie du Groupe de Bou Azzer qui rassemble au sein de la chaîne panafricaine marocaine, l'ensemble des complexes magmatiques formés en domaine océanique. Cela comprend les séquences ophiolitiques des boutonnières de Bou Azzer-El Graara à l'Est et du Sirwa à l'Ouest (*cf.* Chapitre 2 sur le contexte géologique régional) ainsi que les complexes d'arc *sensu stricto* qui leur sont associés, dont les complexes de Tachakoucht-Iriri-Tourtit (abordés dans ce chapitre) et de Bougmane (*cf.* chapitre 4). De manière succincte, la zone étudiée est composée du Sud au Nord (Fig. III-1):

- Du complexe d'Iriri-Tachakoucht. Celui-ci est composé de roches métavolcaniques de composition andésitique à dacitique intensément déformées (*i.e.* les gneiss de Tachakoucht ; Thomas *et al.*, 2002) associées à des corps magmatiques composés de magmas hydratés de composition mafique à ultramafique (*i.e.* les hornblendites et gabbros à hornblende d'Iriri ; Fig. III-1B et Fig. III-2B). Des faciès migmatitiques datés par Thomas *et al.* (2002 ; méthode U-Pb sur zircon) ont fourni un âge protolithique à 743 ± 14 Ma et un âge métamorphique de haute température (*i.e.* surcroissances métamorphiques des zircons) à 663 ± 13 Ma. Ces auteurs associent cartographiquement les plutons d'Iriri aux faciès migmatitiques et interprètent cet assemblage comme un élément de la base de croûte de la section d'arc dont les métavolcanites de Tachakoucht représenteraient la partie supracrustale. Ces derniers justifient le contact entre les deux lithologies par un accident ayant engendré un démembrement de l'arc suivi d'un empilement tectonique de ses composants.
 - *De la séquence ophiolitique de Khzama.* Située au Nord de l'unité d'Iriri-Tachakoucht, le complexe de Khzama forme une section ophiolitique quasi complète (Chabane, 1991 ; Thomas *et al.*, 2002) datée par la méthode U-Pb sur zircons extraits de plagiogranites intrusifs à 762 ± 2 Ma (Samson *et al.*, 2004). La géochimie des roches métabasaltiques atteste qu'il s'agit d'une ophiolite de zone de suprasubduction (El Boukhari *et al.*, 1991). Le contact entre l'assemblage ophiolitique et le complexe d'arc

sensu stricto d'Iriri-Tachakoucht est marqué par un accident chevauchant à vergence Sud (Fig. III-2A).

- De l'orthogneiss de Tourtit. Ce massif métagranitique affleure au cœur de la séquence ophiolitique (Fig. III-1A). Il est à distinguer des plagiogranites ophiolitiques (Samson *et al.*, 2004) et des granites post-collisionels (suite d'Amassine) affleurant dans la région du Sirwa sur base de leur composition minéralogique mais aussi de leur signature géochimique bien distincte (*cf.* chapitre 3).
- L'extension de la zone d'étude est limitée par les dépôts volcaniques issus du récent édifice volcanique du Sirwa à l'Ouest et des dépôts volcano-sédimentaires finipanafricains (Formation de Bou Salda au Sud et de Ouarzazate au Nord ; *cf.* Chapitre 2) qui reposent en discordance sur les complexes d'arc.



Figure III-1 A. Nouvelle carte géologique de la zone étudiée représentant le complexe d'arc de Tachakoucht-Iriri-Tourtit en couleur et le complexe ophiolitique de Khzama et granites post-collisionels en échelle de gris. B. Coupe géologique schématique représentant les relations de terrain observées au sein des unités d'Iriri-Tachakoucht au Sud de la carte (*cf. trait blanc pointillé*). C. Stéréogramme représentant les directions moyennes de la zone faillée responsable du charriage à vergence Sud du complexe ophiolitique de Khzama sur le complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht. Dans ce canevas, cette étude s'est focalisée sur le complexe d'arc *de* Tachakoucht-Iriri-Tourtit avec comme principaux objectifs:

- de préciser les relations pétrologiques de terrain, la structure du massif et de quantifier les conditions de pression-température (P-T) des événements tectonométamorphiques ayant affecté le massif, via les outils de thermobarométrie empirique et le calcul de diagrammes de phases multi-équilibres.
- d'évaluer le *timing* de ces processus en datant les événements magmatiques et métamorphiques de haute température associés (méthode U-Pb *in situ* sur zircon).
- et enfin, de recadrer l'ensemble de ces observations dans un modèle géodynamique cohérent, discutant de l'impact tectonique et magmatique que représentent les processus de subduction-accrétion sur la préservation des arcs océaniques.



Figure III-2 A. Contact chevauchant à vergence Sud entre les métagabbros de la séquence ophiolitique de Khzama au Nord et les hornblendites d'Iriri au Sud. B. Contact intrusif des hornblendites d'Iriri au sein des gneiss de Tachakoucht qui contribue à la fusion partielle des gneiss encaissants.

III.2 Principaux résultats

Architecture et composition du complexe d'arc. Les observations de terrain ont mis en évidence que le complexe d'Iriri-Tachakoucht est le produit fini de plusieurs épisodes magmatiques successifs. Ces magmas présentent une signature géochimique d'arc (Thomas *et al.*, 2002) formé en domaine océanique (*cf.* Géochimie multi-élémentaire et isotopique du chapitre 5 du manuscrit). Le complexe d'Iriri-Tachakoucht est ainsi constitué de gneiss de composition andésitiques à dacitiques (*i.e.* la formation de Tachakoucht) intrudés par des corps magmatiques 'hornblenditiques' accompagnés de plusieurs dykes de gabbros à hornblende (*i.e.* les intrusions magmatiques d'Iriri). Le contact entre gneiss et plutons est marqué par des réactions de fusion partielle des gneiss encaissants, donnant à l'affleurement un aspect rubané alternant dykes intrusifs, gneiss encaissants et produits de fusion leucocrates. Ces derniers

montrent une composition chimique des majeurs et des traces très comparable à celle de l'orthogneiss métagranitique de Tourtit, suggérant un lien génétique fort entre les deux massifs.

Chemin P-T-X. L'analyse chimique *in situ* des teneurs en éléments majeurs des phases constituant les paragenèses métamorphiques (riches en grenats) des gneiss de Tachakoucht et des amphiboles magmatiques composant les hornblendites d'Iriri a été réalisée à la microsonde électronique. La reconstruction d'un diagramme de phase P-T multi-équilibre (pseudosection) a permis de contraindre les différentes conditions P-T associées aux stades successifs de croissance des grenats. Ceux-ci ont enregistré un chemin prograde traduisant un enfouissement précoce (*i.e.* avant l'intrusion des magmas d'Iriri) des roches métavolcaniques de Tachakoucht vers un pic de métamorphisme pointant à ~ 8 kbar pour des conditions de température de l'ordre de 700°C. Les gneiss ont ensuite été intrudés par les magmatique, les gneiss encaissants ont subi une augmentation de température entrainant une fusion partielle localisée aux contacts des dykes de gabbro à hornblende, mais des taux de fusion partielle plus prononcés à proximité des plutons d'hornblendite, conduisant à la genèse de magma différencié (*i.e.* leucosome de Tachakoucht, granite de Tourtit).

Chronologie des événements magmatiques. Les zircons de trois échantillons ont été extraits en vue d'analyse isotopique U-Pb *in situ* (LA-SF-ICP-MS): *(i)* un échantillon des gneiss de Tachakoucht échantillonné à distance des intrusions d'Iriri et des faciès d'anatexie, *(ii)* un échantillon de leucosome de Tachakoucht au contact des hornblendites et *(iii)* un échantillon de l'orthogneiss de Tourtit (Fig. III-1A). Le gneiss de Tachakoucht a donné un âge unique concordant de 727 ± 5 Ma alors que les deux échantillons de métagranite (leucosome de Tachakoucht et orthogneiss de Tourtit) ont tous deux fourni un âge protolithique de 724 ± 7 Ma et 735 ± 7 Ma respectivement (avec un rapport Th/U faibles) et un âge plus jeune de 651 ± 5 Ma et de 641 ± 5 Ma respectivement (avec un rapport Th/U plus important, typique des zircons métamorphiques de hautes températures). Ces nouvelles données, couplées aux observations de terrain et à l'analyse pétrographique quantitative, ont permis de mettre en évidence l'âge d'un protolithe commun aux gneiss de Tachakoucht et leur produit de fusion dérivé ainsi qu'un âge plus jeune interprété comme l'âge de mise en place des intrusions d'arc d'Iriri.

III.3 Modèle d'évolution géodynamique

Les différents résultats de cette étude, couplés aux données disponibles de la littérature, permettent de proposer un modèle d'évolution paléo-géodynamique cohérent impliquant les unités de la croûte moyenne à superficielle de l'arc néoprotérozoïque marocain représenté ici par le complexe de Tachakoucht-Iriri-Tourtit. Ce modèle est résumé de manière schématique sur la figure III-3 qui retrace l'histoire géodynamique de l'arc océanique depuis sa formation jusqu'à son accrétion sur la marge continentale du Craton Ouest Africain (*i.e. West African Craton : WAC*).

Stade 1 (Mgm1) : Naissance et construction de l'arc. Les âges U-Pb sur zircons obtenus pour les gneiss de Tachakoucht ainsi que les âges protolithiques des produits de fusion de ces mêmes gneiss (Orthogneiss de Tourtit et les leucogneiss de Tachakoucht) sont parmi les plus anciens de la ceinture panafricaine au Maroc. Ils témoignent de la première activité magmatique enregistrée après la fragmentation et le démantèlement du supercontinent Rodinia au Maroc (Mgm1 : 760-730 Ma). Toujours associés à la paléosuture panafricaine, d'autres marqueurs d'activité magmatique sont enregistrés à cette période et datent la formation des complexes ophiolitiques de Khzama et probablement, de son homologue oriental, l'ophiolite de Bou Azzer. Ces deux complexes ophiolitiques ont une signature géochimique typique des terrains ophiolitiques formés à proximité des zones de subduction océanique (Bodinier et al., 1984; Naidoo et al., 1991 ; 1993; Ahmed et al., 2005). Ceux-ci sont interprétés comme ayant été mis en place dans des bassins extensifs formés en marges (avant- ou arrière-arc ?) de l'arc océanique de Tachakoucht (Fig. III-3). Quelques zones d'ombres persistent néanmoins dans le schéma de cette zone de subduction initiale. En effet, la polarité de la subduction associée à ce premier événement magmatique reste encore un objet de discussion (Gasquet et al., 2008; Ennih and Liégeois, 2001; Hefferan et al., 2000). La plupart des auteurs s'accordent sur l'existence d'une zone de subduction intra-océanique plongeant vers le Nord (Walsh et al., 2012; Hefferan et al., 2014; Blein et al., 2014; El Hadi et al., 2010; Soulaimani et al., 2006). Cette hypothèse repose (i) sur la présence de structures à vergence Sud associées à l'accrétion-obduction des faciès d'arc et ophiolitiques, (ii) sur l'absence d'activité magmatique marge active au sein du Craton Ouest Africain - ce qui supposerait une subduction continentale vers le craton – ainsi que (iii) sur la géométrie de la structure profonde actuelle de l'interface craton-terranes modélisée à partir des données des campagnes aéromagnétiques (Soulaimani et al., 2006). Cependant, des arguments plus solides sont nécessaires pour répondre à cette question, comme par exemple la présence d'assemblages métamorphiques de hautes pressions - basses températures (HP-BT) associés à la zone de subduction intra-océanique ou encore des zones de mélanges typiques des zones d'avant-arc qui pourraient contraindre la polarité à la subduction en positionnant les

faciès du couloir de subduction (*i.e.* « *subduction channel* ») par rapport aux reliques de l'arc océanique sensu stricto. Sur cette thématique, Hefferan *et al.* (2000) ont décrit des zones de mélanges affleurant dans la bordure Nord des massifs de serpentinites de l'ophiolite de Bou Azzer. Ces auteurs ont décrit des paragenèses métamorphiques attribuées au faciès schistes bleus. Or, l'estimation des conditions de pression-température effectuée par Bousquet *et al.* (2008) semble remettre en question ces résultats et associe ces paragenèses au faciès métamorphique amphibolite.

Stade 2 (D1 - PM1) : Phase de proto-accrétion de l'arc. Les observations de terrain couplées aux estimations des conditions P-T syntectoniques montrent que l'arc océanique a connu un épisode tectono-métamorphique intense (D1). Cette phase est interprétée comme un démembrement suivi d'un empilement généralisé en blocs tectoniques de l'arc et de la croûte océanique qui lui est associée (ophiolite de zone de suprasubduction de Khzama). Cet épisode a eu lieu entre la mise en place du protolithe des gneiss de Tachakoucht (~730-740 Ma) et un second événement magmatique non affecté par celui-ci (plutons d'Iriri : 650 Ma). La datation de phases minérales extraites des structures migmatitiques syntectoniques (sous forme de petites veines leucocrates lenticulaires – PM1) des gneiss de Tachakoucht pourrait éventuellement fournir un âge absolu de l'événement D1. Par ailleurs, de fines bordures luminescentes des zircons (< 20 µm) de l'échantillon JIR3A (*i.e.* gneiss de Tachakoucht) ont été observées mais étaient trop étroites pour être échantillonnées au LA-SF-ICP-MS. À l'échelle des processus géodynamiques, nous interprétons cet événement tectono-métamorphique majeur comme résultant d'un processus de proto-accrétion du système d'arc océanique le long de la marge passive du Craton Ouest Africain (Fig. III-3).

Stade 3 (*Mgm2/PM2 – D2*) : Second épisode d'activité magmatique de l'arc. Cette étude nous a également permis de mettre en évidence et de dater un second événement magmatique (*Mgm2* ~ 650-640 Ma) au sein de la chaine panafricaine marocaine. Celle-ci est marquée par la mise en place des roches mafiques et ultramafiques d'Iriri (gabbro à hornblende et hornblendite) au sein des gneiss de Tachakoucht décrits plus haut. Ces magmas intrusifs fortement hydratés montrent des signatures géochimiques d'arc (Thomas *et al.*, 2002 ; *cf.* Chapitre 5) ainsi que des signatures isotopiques de magmas juvéniles formés en contexte océanique (*cf.* Chapitre 5). Ces magmas peuvent être interprétés comme ayant été produits sous l'empilement tectonique de la zone de subduction intra-océanique (arc – arrière-arc ; Fig. III-3). Ce nouvel épisode magmatique de l'arc (*i.e.* magmas d'Iriri) pourrait s'expliquer via l'initiation d'une nouvelle zone de subduction plongeant sous les complexes pré-accrétés de Tachakoucht-Khzama (Fig. III-3). Les nouveaux magmas issus de la fusion partielle du coin de manteau sous-jacent vont ainsi remonter vers le 'chapeau' crustal accrété, puis intruder ce dernier avant d'induire une fusion partielle de l'encaissant à des conditions P-T de croûte
moyenne (*PM2*). Les magmas issus de cet événement d'anatexie de l'encaissant vont se ségréger et se mettre en place sous forme de poches granitiques au travers des structures préexistantes (*i.e.* granite de Tourtit ; zoom sur Fig. III-3).

Une dernière phase de déformation de plus basse température (*D2*) a été identifiée et affecte l'ensemble des structures primaires et de hautes températures du complexe Tachakoucht-Iriri-Tourtit (-Khzama). Celui-ci se traduit par une intense mylonitisation (transition ductile-cassante) des gneiss de Tachakoucht et de magmas leucocrates associés. Cet événement plus tardif est particulièrement souligné aux contacts lithologiques (Tachakoucht gneiss *vs* roche mafiques d'Iriri) où les contrastes rhéologiques importants localisent la déformation. C'est dans ces zones ultra-déformées et au sein des gneiss encaissants que se forment des bandes ultra-mylonitiques à pseudotachylitiques riches en allanites (épidote riche en terres rares légères) syn-cinématiques pouvant fournir un âge U-Pb et par conséquence, contraindre l'événement tectonique D2 dans le temps (*cf.* perspectives du chapitre 6 de la thèse). À l'échelle géodynamique, cet événement est interprété comme le stade ultime de collision continentale et l'incorporation de ces reliques océaniques dans une nouvelle chaîne orogénique.



Figure III-3 Modèle schématique retraçant l'évolution géodynamique du complexe d'arc océanique de Tachakoucht-Iriri-Tourtit (*Mgm : événement magmatique ; D : déformation ; PM : fusion partielle ; HT : hautes températures ; LT : basses températures ; BAB : bassin d'arrière arc ; WAC : Craton Ouest Africain*).

III.4 Article publié dans la revue Journal of Geodynamics, 2016, 96, 81-103

The Tachakoucht–Iriri–Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny.

Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J. M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguier, O., Spagna, P. & Vandycke, S. Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103

Contents lists available at ScienceDirect Journal of Geodynamics journal homepage: http://www.elsevier.com/locate/jog

The Tachakoucht–Iriri–Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny



Antoine Triantafyllou^{a,b,*,1}, Julien Berger^c, Jean-Marc Baele^a, Hervé Diot^b, Nasser Ennih^d, Gaëlle Plissart^e, Christophe Monnier^b, Arnaud Watlet^a, Olivier Bruguier^f, Paul Spagna^g, Sara Vandycke^a

^a Department of Fundamental & Applied Geology – Mining Geology, Université de Mons, 20, Place du Parc, B-7000, Belgium

^b Laboratoire de Planétologie et Géodynamique – Nantes (LPGN), UFR Sciences et Techniques, Université de Nantes, UMR-CNRS 6112, 2, Rue de la Houssinière, BP92208, 44322 Nantes Cedex 3, France

^c Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire de Midi-Pyrénées, CNRS, IRD, Université de Paul Sabatier, UMR-CNRS 5563, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^d EGGPG, Département de Géologie, Faculté des Sciences, BP. 20; Université Chouaïb Doukkali, 24000 El Jadida, Morocco

e Instituo de Ciencas Ambientales & Evolutivas (ICAEV), Facultad de Ciencas, Universidad Austral de Chile (UACh), 641, Independencia, Valdivia, Chile

^f Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, UMR-CNRS 5243, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier-Cedex, France

^g Terre et Histoire de la Terre, Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 29, Rue Vautier, B-1000 Bruxelles, Belgium

ARTICLE INFO

Article history: Received 4 March 2015 Received in revised form 16 July 2015 Accepted 21 July 2015 Available online 22 July 2015

Keywords: Neoproterozoic Subduction-accretion Intra-oceanic arc Pan-African Sirwa Polyphased accretion

ABSTRACT

We report new mapping, tectonic, metamorphic and U-Pb zircon dating data on the polyphased Tachakoucht-Iriri and Tourtit arc-related units within the Moroccan Pan-African belt (Sirwa window, Anti-Atlas). The studied area contains four different sub-units, from south to north: (1) the Tachakoucht gneisses intruded to its northern part by (2) Iriri intrusions. To the north, the Tachakoucht-Iriri massif is thrusted by (3) the south-verging 760Ma Khzama ophiolitic sequence intruded by (4) the Tourtit meta-granitic complex. The Tachakoucht gneiss represents former andesitic to dacitic porphyritic rocks crystallized around 740-720 Ma in an intra-oceanic arc setting (IOAS). Subsequently, it has been buried and metamorphosed to 700 °C, 8 kbar in response to early accretion of the arc onto the West African Craton (WAC). This tectono-metamorphic event also led to the dismembering and stacking of back-arc ophiolite onto the arc unit. Subsequently, the Iriri intrusions, a suite of hydrous mafic dykes (hornblende gabbro and fine-grained basalt) and ultramafic (hornblendite) plutons showing subduction zone affinities, intruded the Tachakoucht gneiss under P-T conditions of 750-800 °C and 2-5 kbar. Emplacement of Iriri intrusions led locally to pronounced partial melting of the Tachakoucht gneiss and to the production of leucogranitic melts. These melts crop out into the Iriri-Tachakoucht gneiss contacts as leucogneissic bands (former leucosomes, dated at 651 ± 5 Ma) but also intruded the Khzama ophiolite to form the Tourtit granite (dated at 651 ± 3 Ma). These ages (651-641 Ma) also constrain the timing of Iriri intrusion emplacement. The entire complex has been overprinted by a second deformation event under greenschist to amphibolite facies conditions marked by transposition of primary structures and a development of mylonitic shear zones. These results and those published on the Bou Azzer window show that two phases of subduction-related magmatism occurred in the Anti-Atlas belt and that they were separated by an early accretion of the intra-oceanic arc system (IOAS) onto the West African craton passive margin. Our interpretations also validate thermo-mechanical models predicting an intense perturbation of subduction dynamics during arc-continent collision (i.e. composite subductions, polarity reversal) which can expand the production of typical hydrous arc magma and induces a late magmatic phase after partial or total accretion of the IOAS.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

 Corresponding author at: Université de Mons, Department of Fundamental & Applied Geology – Mining Geology, 20, Place du Parc, B-7000 Mons, Belgium. *E-mail address:* Antoine.Triantafyllou@umons.ac.be (A. Triantafyllou).
PhD student FRIA-FNRS fellow.

FIID Student FRIA-FINKS lenow.

http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.07.004 0264-3707/© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Intra-oceanic arc remnants are rare but crucial geological markers of plate tectonics. They are indeed, the only direct records of magmatic evolution within intra-oceanic arc systems (IOAS) (Burg, 2011; DeBari and Greene, 2011; Garrido et al., 2007). They are also major factories producing evolved igneous products (Rudnick and Gao, 2003; Leat and Larter, 2003; Tatsumi et al., 2008; Stern, 2010) and are thought to be a significant contributor to the growth of the continental crust since Archaean times (*e.g.* Taylor and McLennan, 1995; Rudnick, 1995; Castro et al., 2013; Gazel et al., 2015). The rarity of their exposures is however in contradiction with such an expected magma supply. Hence, subduction–accretion processes during arc-continent collision are of major importance for the preservation of intra-oceanic arc systems.

The complexity of oceanic arc accretion originates firstly from the heterogeneous physico-chemical architecture of the arc acquired during the intra-oceanic maturation (Stern, 2010), as well as from dynamic parameters related to the collision itself, such as convergence geometry and velocity (Brown et al., 2011). The initial structure of the IOAS - prior to continental accretion - can be depicted by the vertical stratification of mature oceanic arc (DeBari and Greene, 2011). Arc maturation, resulting in subsequent intra-crustal differentiations (i.e. fractional crystallization and anatexis of infracrustal gabbroic rocks) can give rise to a significantly thickened arc crust and a weakening of its lithospheric structure (Boutelier et al., 2003). Such matured IOAS have been demonstrated by indirect geophysical investigations in modern environments (Izu-Bonin-Marianna or Aleutian arc; Calvert, 2011; Tatsumi et al., 2008) and are relatively in agreement with exceptionally preserved paleo-arc sequences (Talkeetna and Kohistan oceanic arc remnants; Behn and Kelemen, 2006; Burg, 2011; Garrido et al., 2007; DeBari and Greene, 2011). Furthermore, IOAS may potentially show trench parallel heterogeneities as observed in the active Izu-Bonin-Marianna (IBM) intra-oceanic arc by intense geochemical variations along strike and also by seismic velocity models (Takahashi et al., 2007; Stern et al., 2003).

When such matured oceanic arc collides with a continental margin, they both may resist to burying and subduction (Boutelier and Chemenda, 2011; Boutelier et al., 2003). This stalled and stacked structure may act as buoyant unsinkable block and new oceanic subduction has to initiate away *via* a weak zone. These geodynamic considerations do not fit any single model and need to be confronted with paleo-arc records (Escuder-Viruete et al., 2013; Caby, 1978; Bouilhol et al., 2013; Burg, 2011; Wang et al., 2015).

The Pan-African belt of West and North Africa is an appropriate study location as it exposes many portions of intra-oceanic arc complexes (Berger et al., 2011; Thomas et al., 2004; Dostal et al., 1994). This work shows that the Neoproterozoic Tachakoucht–Iriri and Tourtit complexes are not the dismembered blocks of a single oceanic arc sequence but rather the result of a complex polyphased arc-continent collision along the margins of the West African Craton (WAC) during the Pan-African orogeny. This study is aimed at improving our understanding of subduction and accretion processes that led to the structuration of the Anti-Atlas Pan-African belt.

2. Previous studies and geological background

The Iriri–Tachakoucht–Tourtit arc complex is located in the Sirwa Window (so-called 'boutonnière' or inlier) and belongs to the central part of the Anti-Atlas orogenic belt, sandwiched between the South Atlas fault (SAF) and the Anti-Atlas major fault (AAMF) (Fig. 1). Recent mapping of the area has subdivided the complex into various litho-tectonic groups (Thomas et al., 2004) including: the Paleoproterozoic West African craton (WAC) basement in its southern part (2200–2035 Ma), shallow-water passive margin sequences deposited on the cratonic margin (Taghdout Group ~800 Ma; Bouougri and Saquaque, 2004), an ophiolitic sequence (Leblanc, 1975, 1981), including arc and back-arc remnants (Bou Azzer group), and late kinematic turbiditic to conglomeratic sequences (~600 Ma, Abati et al., 2010) with interbedded pillow basalts of the Saghro group. The whole sequence is intruded by post-collisional granites (Amassine Suite: 580–550 Ma, Toummite et al., 2013) and



Fig. 1. Schematic map of the Anti-Atlas Precambrian inliers and major structures inherited from Pan-African orogeny (modified after Gasquet et al., 2008; geological units are textured on Aster Gdem v2.0 topographical data). WAC: West African craton.



Fig. 2. Main Neoproterozoic arc-related units in the Sirwa Window. (A) Geological map of the Iriri–Tachakoucht–Tourtit complex and sample location for petrology, geochemistry and geochronological investigations. (B) Schematic N–S cross-section of the Iriri–Tachakoucht banded zone depicting banded gneiss structures, intrusive Iriri mafic and ultramafic rocks and related partial melting structures. (C) Orientation of faulted contact recorded by serpentinite brecciated mélange. This mean E–W fault marks the southward thrusting of Khzama ophiolite onto deformed Iriri rocks.

partially covered by thick volcano-sedimentary deposits of the Late Ediacaran to Cambrian Ouarzazate group.

The Bou Azzer Group and its arc-related sequences (*i.e.* arc and back-arc remnants) crop out in two localities moulded along the AAMF: the *Sirwa Window* to the West and the *Bou Azzer-El Graara inlier* to the East. Originally defined by Leblanc (1975, 1981), the ophiolitic assemblage of Bou Azzer and Sirwa consists of discontinuous and highly dismembered composite units (Fig. 1). The Bou Azzer ophiolite has been recently dated at $697 \pm 8 \text{ Ma}$ (U–Pb SHRIMP zircon dating on Bougmane metagabbro; El Hadi et al., 2010) and is thought to represent the eastern continuity of Khzama ophiolitic assemblage in the Sirwa inlier (El Hadi et al., 2010; Gasquet et al., 2008; Ennih and Liégeois, 2008).

In the Sirwa inlier, *the Iriri and Tachakoucht units* are overthrusted to the north as a result of the south verging Khzama ophiolite (dated at 762 ± 2 Ma; U–Pb SHRIMP zircon dating on plagiogranites; Samson et al., 2004) and limited to the South by Bou Salda volcano-sedimentary cover (~605 Ma). Thomas et al. (2002) distinguished Tachakoucht metavolcanics to the South from Iriri migmatites to the North and interpreted the contact between both units as a thrust contact with a southward vergence. SHRIMP U–Pb zircon dating on one andesitic sample from Iriri migmatitic gneisses gave an age of 743 ± 14 Ma for the igneous protolith (cores with oscillatory zoning) and 660 ± 13 Ma for the metamorphic luminescent rims (Thomas et al., 2002). On the basis of geochemical data, U–Pb zircon dating and the occurrence of garnetiferous migmatites, the Iriri complex has been interpreted as the root of a Cryogenian oceanic arc affected by high-temperature, medium pressure metamorphism during the Pan-African collision and arc accretion (Thomas et al., 2002). To the north, *the Tourtit metagranite* crops out within Khzama ophiolitic sequence (Fig. 2A). It has been described as a syntectonic granitic intrusion which has been deformed during main deformation event of Pan-African orogeny (Greese et al., 2001). No geochronological data and no clear genetic and tectonic interpretation of these metagranitic rocks have been yet proposed.

3. Field relations, macro- and micro-structures

3.1. The Iriri-Tachakoucht complex

The Iriri–Tachakoucht complex crops out to the south of the Khzama ophiolitic relics (Fig. 2A and B). The contact is a south-verging thrust fault, highlighted by a 'serpentinite brecciated mélange'. It is composed of tectonically-rounded blocks of serpentinites within a fine-grained matrix of crushed serpentinite and talc-schists, above deformed Iriri rocks (Fig. 2C). The Iriri–Tachakoucht complex is composed of ultramafic igneous bodies with numerous mafic dykes (*i.e. the Iriri intrusions*) that intrude into partially molten andesitic to dacitic porphyroclastic gneiss (*i.e. Tachakoucht gneisses*) (Fig. 2B). South of the Iriri intrusions, the

83



Fig. 3. Field picture and microphotographs of Tachakoucht gneiss and related migmatitic structures. (A1) Field picture showing garnet-bearing foliated Tachakoucht gneiss. (A2) Microphotograph in PPL focused on garnet porphyroclast and kinematic indicators of low-grade shearing movement during D2 event (*i.e.* white dotted line draws sigma-shaped quartz–plagioclase assemblage, white solid lines show SC' shear bands and grey dotted lines underline rolled muscovite blast; *scale: camera cover is* 55 mm *wide*). (B1) Field picture showing incipient migmatite facies within garnet-bearing Tachakoucht gneiss forming small lenticular leucosomes rimmed by 2-micas melanosome.

85

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103

Tachakoucht gneisses are found without hornblendites or hornblende gabbros, and show only scarce development of cm-scale lenticular leucosomes (Fig. 2B). The contact between the Iriri and Tachakoucht rocks is gradual and marked respectively towards the north by an increasing abundance of Iriri intrusions and increasing partial melting degrees within the Tachakoucht gneiss. The Iriri–Tachakoucht complex and the transition between Iriri and Tachakoucht rocks in particular also recorded a strong deformation event under high to low-grade metamorphic conditions.

3.1.1. The Tachakoucht gneiss

The Tachakoucht gneiss represents the most voluminous unit of the arc complex. It is composed of monotonous plagioclase-quartz-micas ± coarse (several millimetres) almandine garnet porphyroclasts \pm amphibole medium-grained porphyroclastic gneiss. The Tachakoucht gneiss shows an anastomosed spaced foliation underlined by mica-amphibole layers isolating quartz-plagioclase microlithons (Fig. 3A1-2). To the north where mafic intrusions are abundant, the Tachakoucht gneiss becomes *migmatitic* (Fig. 3B). Field observations indicate an increase in partial melting degree towards the Iriri hornblendite plugs. We thus identified (i) an incipient migmatite facies to the south (<5 vol.% of leucosome) and (ii) metatexite migmatitic textures to the north (i.e. closer to hornblendite intrusions; Fig. 3C). (i) Incipient migmatites are located more than 500 m to the south of hornblendite plugs. They are characterized by small lenticular leucosomes subparallel to the main foliation with 2-micas melanosome selvages (Fig. 3B). Leucosomes show an equigranular and coarser grainsize than Tachakoucht paleosome (i.e. a slightly to non-molten gneiss). Garnets mainly occur in the paleosome part with biotite, plagioclase and amphibole. (ii) The proportion of leucosome and the degree of partial melting increase northwards in the vicinity of Iriri intrusions. Tachakoucht migmatites show stromatic textures and form a banded gneiss consisting of interlayered light grey paleosomes (biotite-plagioclase-quartz gneiss), dark grey melanosomes (amphibole – biotite \pm plagioclase) and light leucosomes (Fig. 3C). The proportion of melt has been estimated to be around 10-15% (derived from the analysis of field images).

The Tachakoucht gneiss macrostructures have been divided into two types. We distinguished (i) 'hot structures' (S1, L1) related to migmatitic structures, and (ii) 'cold structures' (S2-low temperature = S2-LT, L2) marked by a mylonitic foliation. (i) *Hot structures* are defined by lensoid leucosomes (Fig. 3B) and compositional banding in stromatic migmatitic textures (Fig. 3C) observed south of the Iriri intrusions. These high-grade foliations (S1) mainly strike ENE – WSW (mean N077) with a high dip from >50° (dominantly north-dipping) to subvertical (Fig. 3D). Orientations of L1 lineations range from subvertical (minority) to moderate east-wards plunge (majority) (Fig. 3D). These slightly plunging lineations are defined by the orientation of quartz and feldspar in the leucosome and amphiboles porphyroblasts in the melanosome. Subvertical foliations with subhorizontal lineations essentially show a dextral sense of shearing, demonstrated by asymmetrical microfolds with vertical axis and sigma-shaped objects, both contemporaneous to the migmatitic/partial melting history of Tachakoucht gneiss (Fig. 3C) during a primary deformation event D1 (D stands for 'deformation event'). (ii) The Tachakoucht cold structures are represented by proto-mylonitic foliations (S2-LT) and were formed during a subsequent D2 deformation event. The proto-mylonitization degree is homogeneous in the Tachakoucht sub-unit and clearly overprints the higher grade structures described above, as attested by the incipient-migmatite samples (Fig. 3B). S2 foliations are striking from N090 and N130 (mean strike N121), with high (>45°) to subvertical dips (Fig. 3D). Associated stretching lineations (L2) are underlined by the reorientation of micas and chlorite in C' planes and show relatively moderate to low plunges towards the East (plunge <45°). Sense of shear for these high dipping foliations and subhorizontal shearing is marked by C'-type fabrics, defined by partially chloritized micas-assemblage and asymmetric fabrics around garnet porphyroclasts (Fig. 3A2). Generally, the latter indicates a dominant dextral sense of shearing but a few sinistral movements were also observed (Fig. 3D).

Temperature conditions during deformation can be estimated using quartz microstructures (Passchier and Trouw, 2005). In quartz-plagioclase domains, quartz growth is limited by the pre-existing micaceous banding. Grains undergo size reduction and quartz edges show small irregular and interlobate shapes attesting for the bulging recrystallization, typically formed under low-grade conditions. Microscopic kinematic arguments are in agreement with macroscopic observation. They comprise micro-C'-shear bands as shown by biotite-muscovite blasts, sigma objects made of recrystallized plagioclase-quartz assemblage and rotated garnet porphyroclasts. Garnet rotations are shown by surrounding asymmetrical fabrics, as pinched muscovite and sigma shaped quartz tails, suggesting they are pre-kinematic with respect to S2 (Fig. 3A2). In the leucosome, quartz shows low-grade dynamic bulging recrystallization indicating similar deformation temperature that for the quartz-plagioclase microlithons observed in the gneiss matrix (Fig. 3B2-3).

3.1.2. The Iriri intrusions (and their relationships with the Tachakoucht gneiss)

The Iriri rocks encompass mafic to ultramafic bodies intruding into the northern part of Tachakoucht gneisses, near the tectonic contact with Khzama ophiolite (Fig. 2). These intrusions are made of *hornblendites* that form several hectometric sub-lenticular intrusive bodies striking NE–SW (Fig. 2). The latter is accompanied by a network of subparallel metric to plurimetric dykes of *hornblende* gabbros.

The hornblendites (Fig. 4) are characterized by medium to coarse grained equigranular textures. Sharp contacts between each euhedral amphibole grain suggest that primary magmatic textures are mostly preserved (Fig. 4A). Hornblendites are almost monomineralic. Interstitial plagioclases, likely representing a former trapped interstitial melt phase, locally fill the gaps between hornblende crystals and occasionally form small dykelets segregating through a hornblendite network (Fig. 4A and B). Coarse grained Iriri hornblendites are almost undeformed on macroscopic and microscopic scales. Occasional undulose extinctions were observed in some grains forming micro-kink structures (Fig. 4C).

Hornblende gabbros and metabasalts (Fig. 5) form a network of subparallel plurimetric dykes striking ~N060 to N090 and are distributed in the vicinity of hornblendite plugs. They intrude both the hornblendites and Tachakoucht gneisses, enclaving cm- to decimetrical blocks of host gneiss (Fig. 5C). Similar to hornblendites, the intrusion of mafic dykes led to localized partial melting of the host gneiss (quartz – plagioclase \pm amphibole \pm biotite) (Fig. 5A). Hornblendite and intrusive hornblende gabbro show a patchy interconnected texture (Fig. 6) along the southern margin of the Iriri intrusions. Intruder/intruded relations are intricate and magmatic

⁽B2-3) Microphotograph in PPL zooming on one leucosome lens marked by interlobate quartz dynamic recrystallization. (C) Field photograph of stromatitic texture of Tachakoucht migmatite and ptygmatic folds (*scale: the compass side is* 8 cm *wide*). (D) Orientation of Iriri–Tachakoucht 'hot' fabrics (S1-L1) related to D1 main event (*solid great circles and closed squares*). Main sense of shearing surveyed on the field are displayed. (*P, paleosome; L, leucosome; M, melanosome; q, quartz; pl, plagioclase; bt/chl, biotite-chlorite assemblage; ms, muscovite*).

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103



Fig. 4. Field relations and microphotographs of the Iriri hornblendite. (A) Field picture of plagioclases filling interstitial spaces between coarse hornblendes and occasionally forming veinlets through the hornblendite. (B) Microphotograph in XPL (crossed polars) zooming on interstitial plagioclase that crystallized in the hornblende network. (C) Microphotograph in XPL of Iriri hornblendite showing microkink features (*marked by white arrows*). (*Hbl, hornblendite; Pl, plagioclasic magma; pl, plagioclase; hbl, hornblendee*).



Fig. 5. Typical field relations between Iriri intrusive rocks and Tachakoucht host gneiss. (A1) Field picture showing hornblende–gabbro dykes intruding the Tachakoucht host gneiss. Localized partial melting of Tachakoucht gneiss occurred at the contact with the mafic dyke. This latter is boudinaged and melt appears drained in boudins necks. (A2) Schematic illustration of A1 picture. (B1) Zoom on irregular contacts between Iriri basaltic dyke and partially molten Tachakoucht gneiss forming cauliflower structures. (B2) Schematic illustration of B1 picture. (C1) Field picture focusing on a contact between Tachakoucht gneiss and intruding Iriri medium-grained amphibolite. Foliation crosscuts both lithologies and is transposed to magmatic contact. A Tachakoucht enclave is observable on the bottom right of the picture. (C2) Schematic illustration of C1 picture. (*Hbl–g, hornblende–gabbro; Gn, gneiss; Lgn, leucogneiss*).

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81–103



Fig. 6. Field picture and schematic illustration of magma mingling features between Iriri coarse-grained hornblendite and intrusive medium-grained hornblende–gabbro (*Hbl*, *hornblendite*; *Hbl–g*, *hornblende–gabbro*; *Pegm*, *pegmatite*).

contacts strongly irregular, similar to mingling structures. This observation suggests synchronous emplacement for hornblendite and hornblende gabbros.

Hornblende gabbros and metabasalt dykes are however frequently boudinaged and, occasionally folded and transposed according to a mean E–W direction. The inter-boudin domain is filled with coarser grained material representing former melt from the partially molten Tachakoucht gneiss (Fig. 5A) while edges of boudins are characterized by irregular shapes resembling flattened cauliflowers (Fig. 5B). These structures formed in the presence of melt (Fig. 7A and B) and suggest that the deformation event D2 began during or just after the emplacement of Iriri hornblende–gabbro dykes and the partial melting of the Tachakoucht host gneiss. Indeed, contrarily to hornblendite, hornblende gabbros show a clear foliated structure formed by shape preferred orientation of magmatic amphiboles grains (S2-HT).

The progression of the D2 event is marked by a continuous foliation subparallel to Tachakoucht mylonitic foliations S2-LT (Figs. 5C–7B). It is also observed within mafic dykes and their host while it is oblique to subparallel to lithological contacts, implying that a colder deformation stage of the D2 event affected all lithologies after the intrusion of the mafic dykes and likely localize its transcurrent component at pre-existing rheological interfaces (Figs. 5C–7B). These foliations within the mafic dykes mainly strike N130 with high south-dipping (>60°) to subvertical (Fig. 8D).

3.1.3. The Iriri-Tachakoucht banded zone

The Iriri–Tachkoucht banded zone (Fig. 7) marks the transitional contact the between Iriri hornblendite plugs and Tachakoucht porphyroclastic gneisses (Fig. 2B). This zone is highlighted by the highest partial melting degrees in the Tachakoucht gneiss, numerous Iriri mafic dykes and an intense deformation responsible for the parallel banding of the entire outcrop (Fig. 7). It is dominated by medium to coarse grained (1–3 cm) pink-ish *leucocratic gneiss* (quartz+plagioclase+K-feldspar±garnet; former leucosome), interbedded with small dark amphibolite



Fig. 7. Main field relations in the Iriri–Tachakoucht banded zone. (A) Same field relations as in the Iriri–Tachakoucht banded zone observed in a low deformed area away from the Iriri hornblendite plugs. (B) Field picture zooming on one Iriri boudinaged mafic dykes and partial melting of Tachakoucht gneiss enclave and at the contact with the Tachakoucht host gneiss. (C1) Field picture of the banded gneiss in the highly deformed facies of Iriri–Tachakoucht banded zone. (C2) Microphotograph in PPL of Iriri mafic veinlet and its relation with Tachakoucht host gneiss. (D) Orientation of the Iriri–Tachakoucht banding within the highly deformed banded zone. The structures correspond to D2 event and are called S2-HT in the text (*Gn. gneiss; Gne. gneiss enclave; Lgn. leucogneiss; Hbl–g, hornblende–gabbro; qtz, quartz; plg. plagioclase; amp, amphibole; chl. chlorite*).



Fig. 8. Main field relations and microstructures in the Iriri–Tachakoucht banded zone. (A1) Zoom on a highly mylonitised banded gneiss with dextral delta-shaped feldspar porphyroclast and sigma quartz–feldspar assemblage (*scale, the marker pen is ~15 cm long*). (A2) Microphotograph in XPL of highly deformed leucogneiss showing porphyroclastic feldspar with recrystallized feldspar tails in a quartz matrix. (B1) Field picture of the contact between Iriri coarse grained hornblendite and the partially molten Tachakoucht gneiss. This latter shows an increase intensity of mylonitization towards Iriri hornblendite. (B2) Microphotograph in XPL of highly mylonitised leucogneiss focusing on one K-feldspar porhyroclast. The white arrow within the clast points deformation lamellae. Upper part of the picture shows a localized epidote- and allanite-rich ultramylonitic band (*um, black dotted line*) subparallel to main mylonitic foliation (*red dotted line*). (C) Optic-cathodoluminescence (CL) picture of a millimetric K-feldspar porphyroclast showing albitic flame perthite and the strong grain size reduction in the surrounding feldspar mantle. (D) Orientation of Tachakoucht S2-LT low-grade mylonitic fabrics (*solid-*) and Iriri mafic dykelets mylonitic fabrics (*dotted- great circles*). (*Hbl, hornblendite; Lgn, leucogneiss; q, quartz; kf, K-feldspar; ab, albite*).

layers (amphibole \pm plagioclase, *i.e.* former hornblende gabbros) (Fig. 8B1). These leucocratic gneisses (called Tachakoucht leucogneiss) result from the anatexis of host Tachakoucht gneisses and the subsequent segregation of the leucosomes induced

by deformation. Numerous dykes of these medium to coarse grained leucogneisses cut across the hornblendite igneous body enclaving cm-scale hornblendite shafts. These leucrocratic dykes also crop out further to the south, intruding the Tachakoucht

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103

migmatites. These leucocratic gneisses also crop out as former enclaves within hornblendite intrusions, indicating that the production of leucosomes and the intrusion of Iriri hornblendite and hornblende–gabbro occurred simultaneously at different levels.

High grade deformation induced the formation of parallel banding involving the three main lithologies already described above: the mesocratic Tachakoucht gneiss, the melanocratic Iriri mafic intrusions and the leucocratic pinkish gneiss (Fig. 7C). This structure (S2-HT) displays a mean E–W foliation with variable high-dip (Fig. 7D). The banding has been misinterpreted as a migmatite by Thomas et al. (2002). It instead represents the product of a strong localized deformation affecting the three lithologies and leading to the formation of a banded gneiss with three types of subparallel layers. In fact, the resulting banded gneiss shows dark layers that do not represent a restite but rather a former mafic intrusions (according to observations made away to the south of this shear zone) (Fig. 7A and B).

This high-grade banded structure (S2-HT) has been overprinted by lower-grade mylonitic foliations (S2-LT) observed at a microscopic scale. In the leucogneiss sample, garnets form fractured porphyroclasts. K-feldspar porphyroclasts are rounded and display recrystallized margins and a fine-grained mantle extending into phi- and sigma-shaped tails (Fig. 8A and B). Feldspar porphyroclasts also display deformation and flame-shaped albite lamellae (Fig. 8B2–C). The significant grain size reduction in the matrix results from a mylonitization event. Constitutive quartz shows dynamic recrystallization features, mainly subgrain rotation and bulging, typical of low-grade deformation (Passchier and Trouw, 2005). A similar deformation is observed within the hornblende-gabbros dykelets with the formation of amphibole clasts (Fig. 7C2). However, the more massive hornblende-gabbro dykes do not show such low-T deformation. Grainsize reduction related to low-temperature mylonitization seems to be more efficient in the Iriri-Tachakoucht banded zone than in the Tachakoucht gneisses located far from Iriri hornblendite (Fig. 3). These observations argue for a higher intensity of low- to medium-grade deformation localized in the Iriri-Tachakoucht banded zone. Some S2-LT mylonitic and centimetric to millimetric-scale ultramylonitic bands show same orientation than proto-mylonite structures observed south to Iriri-Tachakoucht banded zone (i.e. striking E-W to NW-SE; Fig. 8D). However, most of these structures are moulded and subparallel to primary canvas designed by Iriri hornblendite plugs and mafic dykes (Fig. 8B1). The growth of syn-kinematic allanite blasts are typical of these ultramylonitic shear bands and are promising for future geochronological investigations.

3.2. The Tourtit complex

The Tourtit complex - also known as the Tourtit granite -(Thomas et al., 2004; Greese et al., 2001) is a lenticular metagranitic band within the Khzama ophiolite cropping out around the Tourtit village (Fig. 2A). Although it is not part of the Iriri-Tachakoucht unit, we investigated the Tourtit complex in this location because of the similarity of its leucocratic gneisses and patches of hornblendites with lithologies found in the Iriri-Tachakoucht complex. Field observations show that the Tourtit area is more heterogeneous than previously described. Felsic rocks (the dominant lithology) in this area consist of a narrow leucocratic gneiss (similar to Tachakoucht leucogneiss), intimately interlayered with other mafic lithologies. We thus define the *Tourtit complex* as a light and pinkish coarse grained orthogneiss massif comprising small and sublenticular medium-grained grey gneiss (resembling the Tachakoucht gneiss) as well as few dark mafic bands of metabasalt and hornblende gabbro sharing similar features with Iriri intrusions (Fig. 9A). Additionally, sublenticular bodies of coarse grained hornblendite discretely crop out in the southern and middle parts of Tourtit complex. Mafic bands (decimeter to several metres wide) are made of fine-grained metabasaltic rock and mediumgrained hornblende-gabbroic gneisses. These former dykes cut across hornblendite igneous bodies similarly to field relations previously described for Iriri mafic and ultramafic massifs. Enclaves of grey gneiss have also been found within the mafic intrusions. These xenoliths have been partially molten and are gradually transformed into a coarser grained leucocratic gneiss (Fig. 9A). All previous igneous contacts have been transposed along a banded structure. The resulting gneiss banding ranges from N090 to N140 (mean N137) with a relatively high dip angle (>60°) (Fig. 9C). These highgrade structures similar to those observed in the Iriri-Tachakoucht banded zone are also marked by an intense folding and boudinage of the gneiss bands in the southern margin of the Tourtit complex. Metric tight folds (mean fold axis: N095-E55) rework the whole banded structure together with mafic and ultramafic boudins. The Tourtit orthogneiss has been affected by an intense mylonitization overprinting previous high grade micro- and macro-structures. Mylonitic foliations strike E–W to N130 (mean N127) with high dips (>70° to the N and to the S) to subvertical (Fig. 9C). Lineations L2 are downdipping to moderately plunging to the East ($\sim 20^{\circ}$ E). Hornblende gabbro bands are made of asymmetrical augen of amphibole within a highly stretched plagioclase matrix. These higher-grade foliations (S2-HT?) strike N070 to N120 (mean N097) with high dips (>50° mainly to the S) to subvertical. Stretching lineations are slightly plunging (\sim 20–30°) to the east (Fig. 9D). Sigma shaped hornblende porphyroblasts in plagioclase matrix mainly show dextral sense of shearing.

The Tourtit leucocratic orthogneiss consists K-feldspar+ plagioclase+quartz±muscovite. Edges of quartz grains show irregular and interlobate textures. They are marked by a subgrain rotation dynamic recrystallization that probably affected older elongated quartz grains during low-grade mylonitization (Fig. 9B). Micas are occasional and generally completely chloritized. K-feldspar porphyroclasts are surrounded by a fine-grained recrystallized K-feldspar mantle displaying dextral sigma-tails for subvertical foliation marked by moderate plunging lineations (Fig. 9C).

The absence of a sharp tectonic contact between the Tourtit complex and Khzama ophiolite supports the idea of an intrusive nature of the former Tourtit granite within the Khzama ophiolite. This is also attested by the occurrence of centimetric to metric metagranitic dykes intruding southern metagabbroic and metabasaltic ophiolitic host rocks.

4. Mineral chemistry

4.1. Tachakoucht gneiss

The Tachakoucht porphyroclastic gneiss consists of plagioclase $quartz-biotite(\pm almandine garnet \pm muscovite \pm amphibole)$ with accessory ilmenite - tourmaline - zircon - apatite. Ca-amphiboles blasts are Mg-tschermakite and Mg-hornblende (Mg#>0.5, Si < 7.3 *apfu* – Mg# = Mg/[Fe + Mg]). Coarse garnet porphyroclasts (up to 4mm across) are almandine-rich and show chemical zonation with a core rich in Mn and Ca (10 mol% and 21-22 mol% spessartine and grossular, respectively) a mantle with flat almandine + spessartine and pyrope content (67-68 mol% and 24-25 mol% respectively) and an outermost rim slightly enriched in Fe (up to 74 mol% alm + spss) likely related to post-growth diffusion. In situ analyses also show that smaller garnets devoid of Mn-rich cores (either due to sectioning effects or to new grain growth) have a mantle with slightly different composition compared to coarse garnets (alm + spss: 67-68 mol%, grs: 4 mol% and prp: 28-30 mol%). Garnets are intensively fractured and partially retrogressed into



Fig. 9. Main field relations and structures within the Tourtit complex. (A) Field picture of Tourtit hornblende–gabbro and former Tourtit leucosome dyke. The intense deformation led to the development of isoclinal folding and dismembering of Tourtit leucosome (*i.e. transposition of all primary structures in the text*). (B) Microphotograph in XPL of the highly deformed leucogneiss showing feldspar porphyroclast partially recrystallized and surrounded by a recrystallized quartz matrix. (C) Orientation of Tourtit orthogneiss mylonitic fabrics (*solid-*) and Tourtit banded gneiss (*dotted- great circle*). (D) Orientation of mafic high-grade fabrics cropping out within the Tourtit complex. (*TLgn, Tourtit leucogneiss; THbl-g, Tourtit hornblende–gabbro; kf, K-feldspar; qtz, quartz*).

biotite and chlorite. Chloritization of biotite- and amphibole-rich bands is sporadic and localized. Plagioclases are strongly albitized ($xAb \sim 97\%$) and occasionally sericitized. Both low-grade transformations are also accompanied by growth of accessory epidote *s.s.* and clinozoisite.

Leucosome bands in the migmatitic Tachakoucht gneiss are made of quartz-plagioclase assemblages with minor biotite, Kfeldspar (xOr > 82%) and LREE-allanite. Melanosome consists of chloritized biotite-muscovite assemblages in incipient migmatite facies and in micas-Ca-amphiboles assemblages in metatexite migmatites.

4.2. Tachakoucht leucogneiss

These leucocratic gneisses are observed in the contact between hornblendite plugs and Tachakoucht host gneisses. They represent the anatexis product of a former shaft within the hornblendite intrusions and in the Iriri–Tachakoucht banded zone. They are all made of same mineralogical assemblage: quartz–plagioclase–Kfeldpsar (microcline) (\pm almandine garnet \pm LREE-allanite). Plagioclase is also strongly albitized (xAb > 95%). Almandine garnet (alm + spss: 66 mol%, grs: 25 mol% and prp: 8–9 mol%) is not zoned.

4.3. Iriri hornblendites and hornblende gabbros

Coarse grained Iriri hornblendites are made of centimetre-scale simple twinned Ca-amphiboles and rutile-titanite intergrowths rimmed by ilmenite as accessory minerals. Amphiboles are mostly Mg-rich tschermakite with few Mg-hornblende (Mg#>0.61, Si < 6.8 *apfu* see Table B2). Interstitial felsic phases consist of plagioclase ($xAbplag \sim 60\%$) crystallizing later between the hornblendes network (Fig. 4A). Hornblende gabbros show fine to mediumgrained equigranular texture. They are made of tschermakites (Mg#>0.53, xSi < 6.5 apfu, see Table B2), albitic plagioclases ($xAb \sim 60-80\%$) and accessory titanite – ilmenite assemblages.

4.4. Tourtit orthogneiss

Tourtit orthogneiss consists of a monotonous mediumto coarse-grained porphyroclastic K-feldspar–plagioclase–quartz (\pm micas \pm apatite \pm zircons) assemblages. Plagioclases are strongly albitized (xAb 92%).

5. Comparative geochemistry of Tachakoucht leucosomes and Tourtit orthogneiss

Geochemical analyses of Tourtit granite and the leucogneisses included in the Tachakoucht gneisses have been performed in order to determine if they formed from the same source and form similar reactions (Table B4, Fig. 10). Geochemical data published in the literature were also plotted (Admou, 2000; Thomas et al., 2002; Samson et al., 2004). The data for the Tachakoucht gneiss (Thomas et al., 2002 and our new analyses, *see Table B4*) have also been plotted as they were used for phase diagram calculations and represent a potential source of the granitic rocks (Fig. 10). Leucosomes are slightly peraluminous leucogranites, characterized by high silica





Fig. 11. Major-element chemical zonations (garnet core, mantle and rim) within garnet from garnet-bearing Tachakoucht gneiss (sample JIR3B). (A) Major-element chemical traverse through a coarse garnet. (B) EPMA major-elements (Ca, Mg, Mn) chemical mapping (Alm, almandine; Prp, pyrope; Sps, spessartine; Grs, grossular).

south) of Iriri hornblendite outcrop. This andesitic gneiss shows incipient migmatitic textures (lenticular leucosomes rimmed by 2 micas-melanosome; Fig. 3B) as described above. We consider 1 wt% H₂O on the basis of modal proportion of biotite. It is representative of the Tachakoucht gneiss for both its mineralogical content (plagioclase, quartz, garnet, biotite, chlorite and ilmenite) and its major element chemistry (Fig. 10 and Table B4). The phase diagrams were constructed with Perple_X (Connolly, 2005, 2009) in the MnNCKFMASHT subsystem using the database of Holland and Powell (1998) revised in November 2002. Perple_X uses the principles of Gibbs free energy minimization and pseudocompounds approximation (when solid solutions, fluids or melts are involved) to compute equilibrium assemblages for a given bulk composition at any P-T condition (Connolly, 2005). Solution models for heterogeneous phases are those from: Tajčmanová et al.

(2009) for biotite, Diener et al. (2007) for amphibole, Newton and Haselton, 1981 for plagioclase, Waldbaum and Thompson (1968) for K-feldspar, Holland and Powell (1998) for garnet, Auzanneau et al. (2010) for white mica, Holland and Powell (1998) for chlorite and White et al. (2000) for ilmenite and White et al. (2007) for granitic melt. Perple_X calculations output modal and chemical compositions of minerals, used in this paper to draw compositional isopleths for garnet and also the composition of melt at every pressure–temperature pixel above the solidus. Calculated melt compositions were used to estimate if leucocratic rocks found in the Iriri–Tachakoucht complex are potential partial melts from the Tachakoucht gneisses. They were also needed to grossly evaluate the pressure–temperature conditions of melting. More information on thermodynamic-based calculations of partial melting can be found in White et al. (2007).



Fig. 12. Low-temperature *P*–*T* pseudosection in the MnNKCFMASHT sub-system for a bulk composition corresponding to the garnet-bearing Tachakoucht gneiss sample (JIR3B). Red dotted lines represent garnet core composition (see Fig. 12). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

An isochemical pressure–temperature (*P*–*T*) section was constructed using the chemical composition of whole rock analysis of JIR3B. This composition is representative of the effective chemical composition for the garnet nucleation. As garnet is known to fractionate elements because of its slow intra-crystalline diffusion below ~700 °C (Spear, 1988), this bulk composition has to be corrected (by subtracting garnet core composition) for calculation of *P*–*T* conditions during garnet mantle growth. However, running calculation using corrected composition for the high temperature history produces a phase diagram that is undiscernible from the one constructed for the analyzed bulk composition. This can be explained by the small size of garnet cores and low modal proportion of garnet (5–10 vol.%) in Tachakoucht gneiss (Fig. 11).

For clarity, we split the pseudosection in two *P*–*T* spaces, one for the low-temperature evolution (Fig. 12) which will illustrate the formation of garnet core and one for the high-temperature evolution, which will represent the formation of garnet mantles (Fig. 13). The crystallization of the outermost garnet rims is not taken into account here because they are characterized by an increase in Fe content (alm + sps up to 74 mol%) and low Mg values (prp down to 21 mol%) (Fig. 11) which likely indicate that rims have grown under low temperature conditions, probably in the greenschist facies according to isopleth geometry. It can be related to the generalized observed recrystallization at low grade conditions, responsible for the transformation of biotite and garnet into chlorite.

Garnet cores preserved high-Ca, low-Mg compositions (prp: 11–12 mol%, grs: 21–22 mol%) but the related phase assemblage has been overprinted by the high-temperature anatectic events

and late recrystallization in the greenschist facies. The PT conditions can thus only be constrained from garnet core composition. Isopleths (grossular, pyrope and almandine+spessartine content) corresponding to core composition cross around 430–440 °C, 7 kbar. This estimation is inaccurate because garnet isopleths are nearly parallel in this sector of the phase diagram. The crossing zone covers stability fields ranging from biotite–amphibole– muscovite–plagioclase–garnet–kyanite–quartz–rutile to biotite– amphibole–muscovite–plagioclase–garnet–quartz–rutile.

The mineral assemblage corresponding to the high temperature evolution of JIR3B is a large penta-variant field comprising biotite, plagioclase, garnet, melt, quartz and ilmenite (Fig. 13). It is stable grossly above 680 °C and below 8-12 kbar. Isopleths corresponding to garnet mantle composition (grs: 7–8 mol%, prp: 24–26 mol%) cross in a restricted portion of the diagram around 700 ± 30 °C, 8 ± 1 kbar (Fig. 13). The isopleths crossing area also cover sexa- to penta-variant, rutile-bearing fields. This is consistent with the presence of few rutile grains in JIR3B. For this bulk composition, melting starts at 680 °C and 8 kbar (Fig. 13). Water is in excess at the solidus but free water is rapidly consumed by the melt phase with increasing temperature. In the melt-present fields, plagioclase and quartz proportions decrease with increasing temperature while garnet proportions increase (Figs. 12–13). Biotite proportions decrease only slightly above the solidus at 8 kbar. Phases contributing to melting are thus mainly plagioclase and quartz with accessory biotite while garnet is residual. Some small garnets within JIR3B (or coarse garnets section) are also characterized by a mantle composition with a much lower grossular and higher pyrope content (grs: A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103



Fig. 13. High-temperature *P*–*T* pseudosection in the MnNKCFMASHT sub-system for a bulk composition corresponding to the garnet-bearing Tachakoucht gneiss sample (JIR3B). The same phase diagram has been separated for clarification with: (A) stability field for each mineral assemblage and calculated modal proportions. White dotted line indicate the solidus limit. (B) isopleths for garnet major-elements composition (*i.e.* xalm + xsps, xgrs, xprp). Dark grey zones indicates pressure and temperature conditions corresponding to garnet mantle compositions.

3–4%, prp: 29–30%). Crossing of corresponding isopleths occurs at around 780 °C, 4–5 kbar, which is comparable to the results of amphibole thermobarometry on Iriri hornblende–gabbros and hornblendites (Fig. 14).

6.2. The Iriri hornblende-gabbros and hornblendites

94

Five samples of mafic (medium-grained hornblende gabbros: JIR10, JIR30) and ultramafic (coarse grained hornblendites: TA2,



Fig. 14. *P*–*T* conditions derived from amphiboles chemistry in Iriri hornblendite and hornblende–gabbro using **Ridolfi and Renzulli** (2012) thermobarometer. Temperature ranges for amphiboles crystallization fall above the Tachakoucht gneiss solidus (grey dotted line) and in the same *P*–*T* area recorded by small garnet mantles of Tachakoucht gneiss (see Fig. 13).

TAW57, JIR23) intrusions in the Iriri-Tachakoucht complex were chosen to constrain P-T conditions of magmatic amphiboles crystallization. These rocks have been sampled in three locations: in the eastern part of Iriri-Tachakoucht complex, in the northern side of JIR3 sample and within the Tourtit orthogneiss massif (Fig. 2A). Amphiboles are mostly Mg-rich tschermakite with few Mg-hornblende (formula calculated using the 13-cations method (Leake et al., 2004; Ridolfi et al., 2010, Table B2). Crystallization P-T conditions were calculated using the Ridolfi and Renzulli (2012) empirical thermobarometer. We first test if the amphiboles chemistry falls into ranges for which the empirical equation is reliable and also established that each analyzed amphibole is chemically homogeneous on single grain scale. Calculated P-T conditions of crystallization range from 750 to 900 °C for moderate pressure conditions at 2-5 kbar. These P-T conditions fall in the same P-T field recorded by small garnet mantle from the Tachakoucht gneiss (Fig. 14). Under these conditions, such intrusion of hornblendites and hornblende-gabbros would partially melt the host Tachakoucht gneisses.

7. Zircon U-Pb dating

Zircons from three representative samples of Iriri–Tachakcouht–Tourtit complex (JIR3A, JIR17 and T91) were separated from rock using magnetic and heavy liquid methods. Optic-CL images of each zircon were captured to describe zircons morphology and to identify locations of adequate spots for LA-SF-ICP-MS analyses (*see* Appendix A for analytical procedures).

Sample JIR3A is a Tachakoucht garnet bearing gneiss that has been slightly affected by partial melting. JIR3A has been sampled in the western part of Iriri–Tachakoucht complex 200–250 m south of Iriri hornblendite massif (UTM29N geographical coordinates: X 637738 m – Y 3410731 m). Constitutive zircons are $100-200 \,\mu$ m long, prismatic, colourless and subeuhedral with rounded edges. CL pictures show that these zircons have heterogeneous morphologies. They have non- to poorly luminescent xenocrystic cores that



Fig. 15. Geochronological data for Tachakoucht gneiss sample (JIR3A). (A) Concordia diagram with the concordant U–Pb zircon age calculated with Isoplot (Ludwig, 2001). (B) Optic CL (cathode-luminescence)-microphotographs of analyzed zircons showing oscillatory zoning for zircon mantle and small xenocrystic cores that did not give valuable dating results. (*The grey weighted mean error ellipse is the calculated concordant age*).

are too small and fractured to be analyzed. Zircons mantles show oscillatory zonings occasionally overprinted by a sector zoning. These former are surrounded by small luminescent margins; too small to be analyzed too (Fig. 15B). Zircons from Tachakoucht garnet-bearing gneiss (sample JIR3A) point to a Neoproterozoic age. Most analyses are concordant and cluster around 710–750 Ma. Calculated concordia age points to 727 ± 5 Ma (2σ , MSWD = 1.01, Fig. 15A). Th/U ratios are very low and range from 0.0073 to 0.0328.

Sample JIR17 consists of Tachakoucht garnet-bearing leucocratic gneiss. It is located in the eastern part of Iriri–Tachakoucht complex along the southern contact of Iriri hornblendite (UTM29N geographical coordinates: X 640,658 m – Y 3,409,398 m). Zircons are 80–150 μ m long, prismatic and colourless with rounded terminations. A first subpopulation is made of poorly luminescent

zircons characterized by hourglass-shaped sector zonings and a discrete oscillatory zoning. These zircons are encircled by a small luminescent rim with a tight oscillatory zoning; too small to be analyzed. The second population of zircons is homogeneous and made of more luminescent crystals with chaotic zoning textures (Fig. 16B). Zircons from Tachakoucht leucogneiss (sample JIR17) yielded two Neoproterozoic ages. Analyses of zircons cores are concordant to subconcordant and are moderately clustered. Weighted means of 235 U/²⁰⁷Pb concordant ages spotted an age of 724 ± 7 Ma (2 σ , MSWD=2.8). Elemental Th/U ratio of older zircons is very low (Th/U < 0.01). This is mainly due to low Th concentration (Th < 1.2 ppm). The second subpopulation of zircons and few analyses of zircons overgrowths are reasonably clustered and concordant. Concordia age has been calculated and points



Fig. 16. Geochronological data for Tachakoucht leucogneiss sample (JIR17). (A) Concordia diagram with U–Pb zircon ages calculated with Isoplot (Ludwig, 2001). Two age subpopulations are distinguished and show concordant to subconcordant ages. (B) Optic CL-microphotographs of analyzed zircons showing sector and discrete oscillatory zoning for zircon cores rimmed by luminescent zircon overgrowths. (C) Diagram of Th and U element content for each analysis showing that younger zircons generally show higher Th/U ratio than older ones. (*The grey weighted mean error ellipse is the calculated concordant age*).



A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103



Fig. 17. Geochronological data for Tourtit orthogneiss sample (T91). (A) Concordia diagram with U–Pb zircon ages calculated with Isoplot (Ludwig, 2001). Two age subpopulations are distinguished and show concordant to subconcordant ages. (B) Optic CL-microphotographs of analyzed zircons showing the two zircon growths. (C) Diagram of Th and U element content for each analysis showing that younger zircons show higher Th/U ratio than older ones. (The grey weighted mean error ellipse is the calculated concordant age).

to 651 ± 5 Ma (2σ , MSWD = 0.65). Elemental Th/U ratio is significantly higher for younger zircons (0.25 < Th/U < 0.73). This increase is mainly due to higher Th concentration (Th ranges from 39 to 310 ppm, Fig. 16A–C).

T91 is a sample of Tourtit orthogneiss located in the middle part of Tourtit complex (UTM29N geographical coordinates: X 639,183 m – Y 3,410,765 m). T91 zircons are 100–200 μm long, prismatic and colourless, with rounded and slightly orangish edges. Similarly to JIR17 sample, the main population shows zircons with xenocrystic cores. Some truncated cores still show hourglassshaped sectors and rare oscillatory zonings. They occasionally consist of broken crystals with generally less luminescent overgrowths. Rims are marked by oscillatory zonings that gradually accommodate the irregular/truncated geometry of xenocrystic zircons cores (Fig. 17B). Zircons analyses from Tourtit orthogneiss (sample T91) comprise two subpopulations displaying each a distinct age. Analyses of zircons cores are nearly all concordant to subconcordant and are somewhat clustered. Calculated concordia age spotted an age of 735 ± 7 Ma (2σ , MSWD = 0.73). Two analyses spotted to older ages, clustering around 800 Ma and marking inherited zircon cores. Elemental Th/U ratios for zircons cores are very low (Th/U<0.0015), explained by a very low Th concentration (Th < 0.3 ppm). Analyses of zircons rims yielded to a younger Neoproterozoic age, given a calculated concordia age of 641 ± 5 Ma $(2\sigma, MSWD = 0.77)$. Like JIR17 analyses, zircon rims elemental Th/U ratios are slightly higher than the ones of zircons cores but are still low (0.02 < Th/U < 0.05). This small increase is due to a high Th concentrations (Th > 4.3 ppm, Fig. 17A-C).

8. Discussion and conclusion

8.1. Redefinition of the Iriri–Tachakoucht unit and relations with the Tourtit orthogneiss

- 8.1.1. Refined interpretation of the Tachakoucht gneiss and Iriri–Tachakoucht banded zone
- The Tachakoucht gneisses were originally described by Huch (1988) and Schermerhorn et al. (1986) and identified as 'prasinites'

and 'ovardites' by Chabane (1991). More recently, after a lithostratigraphic and mapping survey of the Sirwa region, Thomas et al. (2002) described the Tachakoucht unit as former volcanosedimentary andesitic deposits affected by different degrees of shearing, mylonitization and medium-grade metamorphism. Through petrological and field observations, we found that the original igneous texture of Tachakoucht protolith was difficult to define (Fig. 3A1) because localized migmatitization, quasi ubiquitous ductile deformation, plus mylonitization clearly overprinted primary igneous structures. The preserved porphyroclastic textures in less deformed zones suggest an igneous porphyritic nature for Tachakoucht protolith, either a porphyritic lava or a plutonic rock. The homogeneity of major-element compositions for Tachakoucht rocks (Fig. 10), despite the heterogeneity induced by partial melting events is against the volcano-sedimentary origin invoked by Thomas et al. (2002). It rather favours a volcanic (andesite-dacite) or even plutonic (diorite-tonalite) origin. According to major- and trace-elements plus isotopic data, Thomas et al. (2002) proposed that Tachakoucht rocks formed in an oceanic arc setting.

Thomas et al. (2002) described the 'Iriri migmatite' (referred to as Iriri-Tachakoucht banded zone in this study) as a high grade banded gneiss cropping out to the north of the Tachakoucht gneisses and thrusting the latter southwards. These banded gneisses were described as interlayered dark (amphibolitic) and white to grey (tonalitic) materials that look like migmatites. They interpreted the 'Iriri migmatites' as representing the root of the same oceanic arc from which the Tachakoucht meta-volcanics are derived. However, our new field, structural and petrological data show the transition between Iriri rocks and Tachakoucht gneisses is progressive and there is no clear evidence of a thrust fault between both lithologies. Furthermore, these three-components striped gneisses forming the Iriri-Tachakoucht banded zone cannot be called migmatites, as the dark amphibolitic layers are not residues. They consist of former basaltic to hornblende-gabbro intrusions (similar to those forming the Iriri intrusions). The grey lithology corresponds to the Tachakoucht gneiss and the leucocratic gneiss is a former partial melt product formed from the Tachakoucht gneiss, prior to the strong deformation that gave rise to the banded structure (Fig. 7C). True migmatitic facies are only found in the Tachakoucht gneiss, as originally proposed by Wallbrecher (1988) and Bassias et al. (1988), either as lenticular isolated leucosomes developed in the Tachakoucht unit (far from Iriri intrusions; Fig. 3B and C) or at the contact with Iriri mafic intrusions (hornblendites and hornblende–gabbros) where partial melting degrees are higher (reaching 10–15 melt vol.%). Therefore, we called this zone the 'Iriri–Tachakoucht banded zone' and described this facies as a banded gneiss alternating former hornblende–gabbro to basaltic dykes, grey Tachakoucht gneiss and leucogneissic bands; all affected by a strong deformation. This strong deformation under medium- to high-grade conditions transposed all primary magmatic contacts, developed boudinaged mafic dykes, giving the entire outcrop a misleading migmatitic-like layered and stretched structure (Fig. 7C).

Efficient grain size reductions and quartz–feldspar dynamic recrystallizations at the microscopic scale indicate an intense low-grade mylonitization event (D2) that affected the whole complex. Consequently, the high grade structures described above (F1, L1: *i.e.* Tachakoucht lensoid leucosomes and migmatites, Iriri–Tachakoucht banding, boudinaged mafic rocks, *etc.*) have been entirely overprinted/obliterated at the microscopic scale by this low-grade deformation event D2. Based on the intensity of grain size reduction in mylonitic microtexture, a clear deformation gradient has been established towards the hornblendite plugs from proto-mylonites of Tachakoucht gneisses (southern part of Iriri–Tachakoucht unit) to mylonite and localized epidote-allanite-rich ultra-mylonitic bands within the leucocratic bands in the Iriri–Tachakoucht banded zone. Such mylonitization gradient may be attributed to high rheological contrast.

8.1.2. Intrusive Iriri igneous rocks and relations with Tachakoucht gneiss

The intrusive nature of Iriri rocks is clearly attested in the field by occurrences of Tachakoucht gneiss enclaves within mafic dykes, magmatic contacts and partial melting of the Tachakoucht gneiss at the intrusion contacts and its direct surroundings (Figs. 5A–C and 8B). P–T conditions derived from amphibole chemistry demonstrate that these hornblende–gabbros and hornblendite intrusions have been emplaced and crystallized in the middle crust of the arc (2–5 kbar, around 6–15 km depth) rather than in the deep arc root (as proposed by Thomas et al., 2002). Similar P–T conditions have been recorded by the mantle of small garnets in the host Tachakoucht gneisses (770–800 °C, 3–5 kbar; Fig. 13) associated with pronounced partial melting in the vicinity of Iriri intrusions.

However, the Tachakoucht gneiss was also affected by deformation (D1) and metamorphism prior to the emplacement of Iriri intrusions (Mgm2). This is evidenced by (i) the deformed nature of Tachakoucht xenoliths inside the Iriri intrusions, (ii) occurrences of small lenticular leucosomes observed far from Iriri intrusions (Fig. 3B) and (iii) the composition of coarse garnet mantle zones. According to the latter, P-T conditions of this tectono-metamorphic event were estimated via phase diagram calculations at approximately 660 °C and 9 kbar, just above the solidus of the gneiss (Fig. 13). The small lenticular leucosomes observed within Tachakoucht gneisses and located away from Iriri intrusions likely formed during this early D1 stage. The D1 event would result from burial of Tachakoucht original rocks after its emplacement to an approximate depth of 25–30 km along a thermal gradient of \sim 22 °C/km. Then, it has been exhumed to a 6-15 km depth before the emplacement of Iriri intrusions.

The Iriri–Tachakoucht unit is therefore polyphased: we showed that two phases of arc magmatism production (Mgm1 and Mgm2; *Mgm is for magmatic event*) are separated by one phase of early metamorphism and high grade deformation (D1). A final ductile

deformation (*i.e.* D2 event) has been recorded after the emplacement of Iriri rocks (*i.e.* Mgm2 event) and heterogeneously affected all lithologies. It is associated with amphibolite to greenschist grade metamorphism and the development of a mylonitic gradient in Tachakoucht gneiss that is controlled by its proximity to Iriri igneous bodies (Fig. 8B), likely caused by intense rheological contrast between both lithologies. Progression of this event is also marked by deformation and growth of epidote–allanite in localized ultra-mylonitic shear zones, meaning the D2 event recorded the deformation related to the exhumation of the Iriri–Tachakoucht massifs. This main event is more likely related to Pan-African continental collision, although its dating requires geochronological investigations on syn-kinematic allanite.

8.1.3. Relation with the Tourtit orthogneiss

The Tourtit orthogneiss has been considered as a minor syntectonic granite emplaced within the Khzama ophiolite (Thomas et al., 2002). This former granitic intrusion has been intensively sheared and altered and today forms a very narrow, stretched leucogneissic body rather than a granite s.s. (Samson et al., 2004). The strong deformation affecting the Tourtit complex suggests it was emplaced early during the Pan-African orogeny, contrarily to other granitic suites and post-collisional magmatism (Amassine suite, Ait Nebdas granite, see Thomas et al., 2002, 2004). Therefore, the Tourtit orthogneiss is thought to be a former granitic body that intruded the middle section of Khzama ophiolite. Nevertheless, several field and petro-thermodynamic arguments demonstrate that Tourtit leucocratic gneiss is actually related to Tachakoucht history: (i) the Tourtit orthogneiss shows similar petrological features and major-trace element geochemical fingerprints to those of Tachakoucht leucocratic gneiss (i.e. former leucosomes; Fig. 10). (ii) Hornblendite plugs and hornblende-gabbro dykes within the Tourtit complex shows petrological similarities with Iriri rocks intruding the Tachakoucht gneiss. (iii) Petro-thermodynamic calculations also evidenced that felsic magma produced by partial melting of andesitic to dacitic Tachakoucht gneiss would be similar in composition to the Tourtit orthogneiss.

The intrusive nature of the Tourtit complex within the Khzama ophiolitic sequence have significant implications for geodynamic reconstruction. Considering the Tourtit granite has been formed by partial melting of the Tachakoucht gneiss during the intrusion of Iriri rocks (Mgm2 phase: anatexis at 770–800 °C, 3–5 kbar, Fig. 14), it implies the Khzama ophiolite was already thrusted onto the Tachakoucht unit before the intrusion of Iriri rocks (i.e. before 640-650 Ma) and the resulting emplacement of the Tourtit granite. Interestingly, both Iriri intrusions and Tachakoucht gneisses have geochemical fingerprints of an oceanic subduction-zone magma (Thomas et al., 2002). Therefore, after the crystallization of the 740 Ma Tachakoucht gneiss protoliths in an oceanic arc environment (Thomas et al., 2002), it has been accreted and thrusted by the 760 Ma Khzama ophiolite (Samson et al., 2004) (early metamorphic event with limited partial melting at Tachakoucht: 660 °C, 9 kbar). Pronounced partial melting and anatexis of the Tachakoucht gneiss occurred due to emplacement of Iriri magma. This latter event produced the Tourtit granitic magma that intruded the Khzama ophiolite together with fragments of Iriri mafic rocks (Mgm2 event accompanied with pronounced anatexis at 770-800 °C, 3-5 kbar). These crucial considerations strengthen our conclusions drawn in the previous sections over Tachakoucht and Iriri rocks. Consequently, the Iriri-Tachakoucht complex does not represent a single arc sequence dismembered and stacked during Pan-African orogeny. It supports a polyphased history in the Sirwa Window, resulting from two Pan-African subductionrelated magmatic events (Mgm1 and Mgm2) separated by an early tectono-metamorphic phase (D1) and finally structured by later tectono-metamorphic events (D2).

98

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81–103

8.2. Geodynamic implications in the light of integrated field, structural, petrological and geochronological data

8.2.1. New ages significance of the Iriri–Tachakoucht–Tourtit complex

According to geochemical and isotopic data on the Tachakoucht gneiss, it was most likely formed in an oceanic arc setting (Thomas et al., 2002). New field observations, thermodynamic calculations and geochemical analyses support that the Tachakoucht gneiss was subject to two partial melting events. The younger event generated anatectic granitic rocks found as an orthogneiss intruding the Khzama ophiolite: Tourtit orthogneiss and leucosomes within the Iriri–Tachakoucht unit (*i.e.* Tachakoucht leucogneiss). Therefore, at least three events could be recorded by zircons in Tachakoucht gneiss and related rocks.

The ages for Pan-African oceanic complexes in the Sirwa Window were provided by Samson et al. (2004) on plagiogranite zircons from Khzama ophiolite (U–Pb method: 762 ± 2 Ma) and Thomas et al. (2002) on the so-described 'Iriri migmatite'. Their U-Pb zircon investigations yielded two ages at 743 ± 14 Ma (zircon cores) and a younger metamorphic age at 663 ± 13 Ma (zircon rims). According to the geochemical data provided for the dated sample (Thomas et al., 2002; Greese et al., 2001), they analyzed zircons from an andesitic band corresponding to highly deformed Tachakoucht gneiss within the Iriri-Tachakoucht banded zone (Fig. 7C). In this study, we presented new geochronological data and a reevaluation for each Tachakoucht-Tourtit facies: (1) Tachakoucht gneiss (sample JIR3A) cropping out far from Iriri intrusions, (2) the Tachakoucht leucogneiss (sample JIR17, former leucosome) sampled in direct contact with Iriri hornblendites and (3) the Tourtit orthogneiss (sample T91).

Zircons from the Tachakoucht gneiss (JIR3A) gave a unique concordant age at 727 ± 5 Ma (*n* spots = 13, Fig. 15). However, cathodoluminescence (CL) images of these zircons suggest the presence of occasional xenocrystic cores. The latter did not give valuable U-Pb isotopic data due to their small size, the presence of fractures and mineral inclusions that significantly perturbed the ablation spectra. These xenocrystic zircon cores are likely inherited and should record an earlier age for Tachakoucht gneiss. Dating of two other samples (JIR17 and T91) yielded slightly discordant to concordant ellipses bracketed between 800 and 760 Ma that potentially correspond to xenocrystic cores from the JIR3A sample. The significance of the younger 727 Ma age is therefore more intricate. (a) It could represent the primary magmatic age of Tachakoucht protolith crystallization within an oceanic arc. In this case, the observed xenocrystic cores could represent inherited zircons from the same arc. (b) The younger age could record the first tectonometamorphic event reported above (D1) and be responsible for the burying of Tachakoucht rocks into upper amphibolite metamorphic facies conditions, accompanied by limited partial melting (PM1). The first scenario is the most plausible as clear zircon oscillatory zonings suggest a true magmatic environment rather than a HT metamorphic zircon overgrowth (Corfu et al., 2003).

Zircons from both the Tachakoucht leucogneiss (JIR17) and the Tourtit orthogneiss (T91) yielded two distinct ages. Spots on zircon cores from Tachakoucht leucogneiss give a concordant age at 724 ± 7 Ma (n spots=13). Another subpopulation of ages are discordant and cluster around 760 Ma. Analyzed zircon cores from the Tourtit orthogneiss cluster at 735 ± 7 Ma (n spots=7) except for two analyses that yielded two older ages (around 800–790 Ma). Zircons cores from both Tachakoucht leucogneiss and Tourtit orthogneiss show similar morphologies marked by sector and discrete oscillatory zoning, suggesting zircon cores grew in a magmatic environment (Corfu et al., 2003). Both older ages are interpreted as inherited zircons from older oceanic arc rocks. The younger ages measured for both Tachakoucht leucogneiss and Tourtit orthogneiss are 651 ± 5 Ma ($n \ spots = 7$) and 641 ± 5 Ma ($n \ spots = 8$) respectively (Figs. 16 and 17). These ages were obtained from zircon overgrowths and zircons with chaotic texture on CL-images but still showing an oscillatory zoning, meaning these zircon rims formed in a true magmatic environment (Corfu et al., 2003). As we showed that Tachakoucht leucosomes and Tourtit granitic gneiss have been formed by the anatexis of Tachakoucht gneisses (Mgm2-PM2 event), the younger ages are interpreted as the age of crystallization of these felsic products while the older 730 Ma age represents crystallization of the Tachakoucht gneiss and ultramafic intrusions were the advective heat source that led to anatexis of host Tachakoucht gneiss and the formation of these felsic magmas, the 660–640 Ma period also represents the emplacement of Iriri igneous bodies (hornblendites and hornblende-gabbros).

The 727–735 and 650–640 Ma ages are respectively similar to within the error margin ages published by Thomas et al. (2002) on a Tachakoucht andesitic band located in the Iriri-Tachakoucht banded zone (743 \pm 14 Ma and 663 \pm 13 Ma). These authors proposed the younger age represents the timing of the Pan-African continental collision. However, considering our field surveys, petro-thermodynamic and geochemical data discussed above, the 640-650 Ma younger ages do not represent the Pan-African collision in the Moroccan Anti-Atlas. The latter is expressed by D2-related structures and more specifically by mylonitic to ultramylonitic chlorite-bearing shear zones with syn-kinematic allanite and epidote formed in the greenschist to lower amphibolite facies and cutting across all earlier high-temperature assemblages and previously acquired fabrics. The D2 event occurred before 580 Ma because overlying lavas and volcano-sedimentary deposits of the Ouarzazate Surpergroup have not been affected by such deformation (D'Lemos et al., 2006).

8.2.2. Other records of polyphased tectonic history (Mgm1-D1-Mgm2-D2) along the Pan-African Trans-Saharan belt

The polyphased tectonic history recorded in the Sirwa Window show strong similarities with main events recorded in the Bou Azzer-El Graara inlier (Anti-Atlas, Morocco). A similar old magmatic event (760–730 Ma) has been recorded by gneissic rocks located in few small tectonic windows discretely cropping out in the southern part of Bou Azzer inlier. The latter (from west to east: *e.g.* Tazigzaout, Oumlil, Bougmane complexes) has been described as meta-igneous complexes and were interpreted as Eburnean basement (Choubert, 1963; Leblanc, 1981; Saquaque et al., 1992) until recent geochronological studies (D'Lemos et al., 2006; El Hadi et al., 2010; Hefferan et al., 2014; Blein et al., 2014).

In the Tazigzaout window, D'Lemos et al. (2006) described and dated \sim 750 Ma mylonitized augen metagranitic and metagabbroic gneisses with ε Nd values (+4.9 to +6.0) in the same range as Tachakoucht values, also attesting for an oceanic isotopically juvenile source. Recent mapping survey and geochronological data (Admou et al., 2013; Blein et al., 2014) also bracket between 755 and 745 Ma the ages of several gneissic rocks from the Bou Azzer, Oumlil and Bougmane tectonic windows, located in the southern part of Bou Azzer-El-Graara inliers.

Furthermore, D'Lemos et al. (2006) described an early deformation and metamorphic event that only affected the 750 Ma gneissic rocks. It was accompanied by greenschist to amphibolite metamorphism under a dextral transpressive regime. 700 Ma crosscutting leucrogranitic dykes that were emplaced late- to syn-tectonically give the best age estimate for this early tectono-metamorphic event. In the Sirwa Window, this deformation event is comparable to the D1 event described above. However, dating this event in the Sirwa inlier and proposing a tectonic connection with Bou-Azzer analogues would require additional geochronological data on the



Fig. 18. Tentative reconstruction of the polyphased geodynamic evolution after Tachakoucht–Iriri and Tourtit records. *See text for more details* (Mgm, magmatic event; D, tectono-metamorphic event; PM, partial melting event; BAB, back-arc basin; WAC, West African craton; HT and LT are respectively for high and low-temperature; *brown: continental crust; green: oceanic crust; yellow: oceanic arc crust; dark blue: lithospheric mantle; grey: sediment-rich trench; lighter blue: subduction-channel serpentinite massif, temperature profile is indicative).* (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Tachakoucht sublenticular leucosomes cropping out far from the Iriri-Tachakoucht banded zone.

Another important magmatic production phase has been recorded in the Bou Azzer inlier and is marked by several metaaluminous diorite and granodiorite plutonic bodies that intrude syntectonically (Saquaque et al., 1992) the Bou Azzer ophiolitic sequence (i.e. Aït Ahmane, Bou-Izbane, Bou-Azzer, Ousdrat massifs). These rocks show a typical trace-element arc-signature and Sr-Nd data support a juvenile oceanic source (Beraaouz et al., 2004; Admou et al., 2013). All these granitoids have been dated and range between 660 and 640 Ma (Inglis et al., 2005). They have been interpreted as the products of a second episode of north-dipping subduction by Blein et al. (2014), followed by a second accretionary event responsible for the obduction of Bou Azzer ophiolite onto the northern margin of the WAC. The 660-640 Ma magmatic activity established in Bou Azzer inlier corresponds to the same age range as the Iriri and Tourtit rocks emplacement in the Sirwa Window. Nevertheless, linking Sirwa and Bou Azzer requires additional isotopic and trace-element geochemical data on Iriri rocks.

Similar rocks have also been described in the Pan-African belt along the eastern side of the WAC (Hoggar region, Mali) (Caby et al., 1981; Caby, 2003). The Tilemsi complex (~729 Ma, Dostal et al., 1994) is composed of volcanic-volcaniclastic assemblages which have been subsequently intruded by igneous complexes of the Tilemsi magmatic arc (gabbroic, dioritic and throndjemitic dykes and plutons). Their highly positive ε Nd values (+4.3 to +9.5) show they did not incorporated WAC-derived rocks during their magma genesis (Liégeois, 1987; Caby and Andreopoulos-Renaud, 1989).

8.2.3. Tentative paleogeodynamic scenario

Our new investigation combined with previous studies allows us to propose a refined tectonic history for the Neoproterozoic arc complexes in the Moroccan Pan-African belt. Even though there are a few areas of uncertainty, main magmatic and tectonometamorphic events that have been identified can be used to make a coherent geodynamic scenario (Fig. 18).

In the Moroccan Pan-African belt, the first oceanic magmatic activity (Mgm1, 760–730 Ma) after the Rodinia break-up has been recorded and constrained by U–Pb dating data on Tachakoucht gneisses and protoliths ages from Tachakoucht derived products in the Sirwa Window (Tourtit orthogneiss and Tachakoucht leucogneiss). Within the same age range, the Khzama ophiolite and its probable eastern analogue, the Bou Azzer ophiolite, have been recognized as a supra-subduction zone (SSZ) ophiolite (Naidoo

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81-103

et al., 1991, 1993; Bodinier et al., 1984; Ahmed et al., 2005) and are thought to be formed in a marginal setting related to the Tachakoucht oceanic arc (back-arc or fore-arc) (Fig. 18). The polarity of subduction related to this first magmatic event around 760-730 Ma has been and should still a matter of debate (Gasquet et al., 2008; Ennih and Liégeois, 2001; Hefferan et al., 2000) even if most authors agree on an initial north-dipping intra-oceanic subduction zone (Walsh et al., 2012; Hefferan et al., 2014; Blein et al., 2014; El Hadi et al., 2010; Soulaimani et al., 2006). This conclusion arises from the observation of south-verging structures associated with arc and ophiolite accretion, the absence of active margin magmatism into the WAC (that would imply a WAC-verging oceanic subduction) and the present-day deep structure of an arc-WAC interface modelled by aeromagnetic survey (Soulaimani et al., 2006). Stronger arguments are needed as the occurrence of subduction-related low-T high-P relics and typical fore-arc assemblages that could give a polarity to the initial subduction zone/locate paleo-subduction channel. On this topic, Hefferan et al. (2002) described blueschistbearing mélange in the northern section of Bou Azzer ophiolite but the estimation of its P-T conditions has been discussed by Bousquet et al. (2008).

100

The 760–730 Ma intra-oceanic arc (IOA) has been intensively deformed and metamorphized through dismembering, partial subduction and a general stacking of arc blocks and SSZ oceanic crust (*i.e.* the Khzama ophiolite) (D1 ~730–650 Ma?). We interpret this D1 event as an early accretion of the intra-oceanic arc system onto the WAC passive margin. Precise dating of this tectono-metamorphic event in the Sirwa Window would require more investigation into the oldest migmatitic structures (lenticular leucosomes) within the Tachakoucht gneiss. Zircon dating data constrains this event to between 730 and 650 Ma. Potentially some thin luminescent rim in JIR3A zircons could have formed during this event, but these cannot be analyzed using the LA-ICP-MS method.

We discovered further evidence that a second magmatic event $(Mgm2 \sim 650-640 \text{ Ma})$ produced Iriri ultramafic (hornblendite) and mafic (hornblende–gabbro) intrusions. These hydrous magmas, showing subduction geochemical signatures, have been formed beneath the pre-stacked arc-back-arc roof *via* a new subduction zone. We propose a new south-dipping subduction zone developed below the accreted oceanic complexes (Fig. 18), resulting in a new phase of magma production (*i.e.* Iriri magmas). Newly formed mafic and ultramafic magmas risen to the overlapping oceanic arc crust, intruded and induced partial melting of the host under middle-crustal conditions (PM2) which allowed the segregation and the emplacement of granitic bodies formed by anatexis (*i.e.* Tourtit granite) (Fig. 18).

Then, a last tectonic and metamorphic event formed intense mylonitisation across the entire complex primary structures to a more ductile–brittle WAC-wards deformation of the arc remnants (D2). This last stage is attributed to continental collision and the integration of the arc-related complex in a new orogen.

8.3. Implication for understanding of subduction–accretion processes

Understanding paleo-arc complexes is not a simple task. Comparing active oceanic arcs (*e.g.* Izu–Bonin, South Sandwich oceanic arcs) to outcrops of accreted oceanic arc relics (Talkeetna, Bonanza, Amalaoulaou, this study; *e.g.* Berger et al., 2011; DeBari and Greene, 2011; Deng et al., 2013) clearly illustrates that generally, only small fragments of the original arc survive an arc-continent collision and related orogenic processes (*i.e.* subduction, collision and erosion). This is especially true for Proterozoic case studies (partially covered by Phanerozoic deposits and possibly affected by subsequent orogenies). Nevertheless, our detailed investigation of Neoproterozoic oceanic arc remnants in the Moroccan Pan-African belt showed that oceanic arc accretion along a continental margin results from a complex polyphase history.

Such a polyphased evolution is not the exception for the more recent IOSZ. It is also evidenced by intra-oceanic arc remnants, as the Kohistan arc accreted in the Late Cretaceaous (Petterson, 2010), the Kamchatka arc during the Cenozoic or within active arccontinent collisions such as the Ryukyu arc near Taïwan (Chemenda et al., 1997, 2001; Malavieille et al., 2002; Teng et al., 2000; Byrne et al., 2011) or Timor arc (Price and Audley-Charles, 1987). Concerning the Kohistan case study (see Burg, 2011 for a review), the oceanic arc development and maturation (~135-95 Ma) was succeeded by a phase of arc rifting due to a retreat of the slab. Fresh mantle-derived magmas intruded the rifted arc around 90-80 Ma. Accretion of the oceanic arc system began approximately 80–60 Ma and lasted until the Kohistan-India collision, 50 Ma. Even if the Kohistan arc was not accreted early in the history of Eurasia-India convergence, it was affected by numerous events, including a phase of deformation intercalated between two phases of magma production.

The Izu-Bonin-Marianna oceanic arc is a textbook example that demonstrates the complexity of arc construction, evolution and accretion (Takahashi et al., 2007; see Stern et al., 2003 for a review). This active intra-oceanic arc system exists for 50 Ma but underwent several phases of rifting (opening of the Shikoku basin around 30 Ma, initiation of the Sumizu rift around 5 Ma). The northernmost section of the arc collided with the Japan active margin (Honshu arc) during the Miocene while the rest of the Izu-Bonin-Marianna oceanic arc was and is still active as an intra-oceanic setting. Felsic magmas were also produced during arc construction and are linked to the re-melting of older andesitic rocks in the middle crust (Tamura and Tatsumi, 2002). This IOAS will probably be involved in a continent-continent collision when the Pacific plate is consumed by subduction. It is easy to imagine how complex the understanding and reconstruction of the Izu-Bonin-Marianna arc evolution will be, once it is involved in an orogeny and partially consumed by plate tectonic processes. The evolution of the Neoproterozoic Tachakoucht-Iriri arc is actually similar in many points: early phase of oceanic arc magmatism, partial accretion of the arc onto a continental margin, continued oceanic and continental arc activity after the partial accretion and production of felsic melts by re-melting of older andesitic rocks.

Such subduction-accretion processes are also supported by analogous and numerical thermo-mechanical modelling (Boutelier and Chemenda, 2011; Boutelier et al., 2003; Vogt and Gerya, 2014). Numerous studies showed that continental accretion of oceanic arcs does not fit to a single and robust geodynamic model, as numerous initial and dynamic parameters can affect the accretion dynamics of oceanic arc settings. However, a common observation shows that a classical evolving intra-oceanic subduction scheme is considerably perturbed at the beginning of arc accretion and the related beginning of subduction of the passive continental margin; specifically because when this buoyant continental margin begins to be buried, high horizontal compression may cause failure of the overriding lithosphere and be responsible for the initiation of a new subduction zone somewhere else (Boutelier et al., 2003). This new subduction zone could start near the stalled setting and further results in the production of arc-related/subduction-related magmas beneath the newly accreted arc. In conclusion, we propose that Tachakoucht-Iriri and Tourtit complex recorded this dual subduction setting accompanied by two successive main magmatic events (Mgm1 and Mgm2) as described above. In order to confirm such a dynamic context for the Tachakoucht-Iriri complex, additional Nd and Sr isotopes and trace-elements analyses of Iriri intrusive magmas must be performed to determine if material from the WAC passive margin has been involved in Iriri magma genesis.

Acknowledgements

We would like to thank the Belgian FRS - FNRS for its financial support (AT is a FRIA-FNRS fellow). We also want to thank Prof. Dr. Boutaleb for its great contribution on the field and his logistical support as well as the Faculty of Sciences at the Université Chouaïb Doukkali (El Jadida, Morocco). We also want to thank local people from Sirwa region for their hospitality. This study has been partially funded by an INSU-SYSTER project.

We also thank two anonymous reviewers who contributed to improve the clarity of the manuscript and Wouter Pieter Schellart and Yann Roland for their editorial handling.

Appendix A. Analytical procedures

A.1. Whole rock analysis

Major elements on bulk samples have been dosed either by X-Ray Fluorescence (XRF) at ALS Minerals (Sevilla, Spain) and by ICP-AES at the SARM (CRPG-CNRS, Nancy, France). Rock powders have been mixed with lithium tetraborate and heated at 1000 °C during 2 h. For XRF, glass beads were made in a platinum mould while for ICP-AES, the molten mixture has been diluted in 2% HNO3. Traceelements have been analyzed by ICP-MS at the SARM using the same digestion procedure that for ICP-AES. Calibration was made using a set of natural and artificial reference materials. Detailed methods and accuracies can be found in Carignan et al. (2001) for the SARM certified procedure.

A.2. Mineral major-elements analysis and mapping

Mineral major elements analyses were conducted at the Université de Mons and the GET Toulouse using respectively a Cameca SX51 WDS and a CAMECA SXFive electron microprobes (EPMA). Beam conditions were 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current and $\sim 1\,\mu m$ spot size. Counting times were set to 10s for peaks and 10s for backgrounds. The detection limit is around 0.1 wt.%.

A.3. U–Pb analysis by LA-ICP-MS

Zircon crystals were identified and characterized under coldcathode optical cathodoluminescence (CL) at the University of Mons using a Cambridge Image Technology model 8200 Mk5 CL system. Operating conditions were 15 kV accelerating voltage, 500 μ A beam current, a *ca*. 5 mm² defocussed beam and helium atmosphere.

Laser ablation (LA-) ICP-MS analyses have been performed at the Montpellier II University using a single collector double-focusing sector field Element XR (eXtended Range) ICP-MS, coupled with a Geolas (Microlas) automated platform composed of an ArF 193 nm Compex 102 laser from LambdaPhysik. Each zircon crystal was analyzed devoting 10 s for the blank (laser disabled), and 50 s for signal acquisition during zircon ablation (laser enabled). The laser was fired at a frequency of 10 Hz in static mode and using a spot size of $52 \,\mu\text{m}$ for cleaning pre-ablation and $26 \,\mu\text{m}$ for the analysis. Zircon 91500 was used as an external standard (Wiedenbeck et al., 1995) and every five unknowns analyses were followed by two analyses of 91500 zircon standard. U-Th-Pb isotopic data (in counts per second) were then manually reduced using the GLITTER software (Griffin et al., 2008) by carefully selecting which ranges of time to integrate for blank and analysis calculation (avoiding inclusions or

fractures effects). We discarded spectra that show significant irregularities of the isotopic ratios vs time, suggesting that the analysis spot met a heterogeneous area of the zircon (c.g. zircon core - rim boundary, zircon inclusions). Each uniform spectrum provide for each spot, U-Pb-Th isotopic ratios usable for age determination via Isoplot software (Ludwig, 2001).

Appendix B. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.07.004

References

- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. Precambrian Res. 181 (1), 115-128
- Admou, H., Thèse de doctorat 2000. Structuration de la paléo suture ophiolitique panafricaine de Bou Azzer-Siroua (Anti-Atlas central, Maroc), Université Cadi Ayyad, Marrakech, pp. 201
- Admou, A., Fekkak, A., Razin, Ph., Egal, E., Youbi, N., Soulaimani, A., Blein, O., Baudin, T., Chèvremont, Ph., 2013. Carte géologique au 1/50 000), feuille Aït Ahmane, Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc 533, 154.
- Ahmed, A.H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Rahimi, A., 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Res. 138 (3), 225–234.
- Auzanneau, E., Schmidt, M.W., Vielzeuf, D., Connolly, J.D., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. Contrib. Miner. Petrol. 159 (1), 1-24
- Bassias, Y., Wallbrecher, E., Willgallis, A., 1988. Tectonothermal evolution of the late Panafrican Orogeny in the central Anti-Atlas (Southern Morocco). In: The Atlas System of Morocco, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 43–60
- Behn, M.D., Kelemen, P.B., 2006. Stability of arc lower crust: insights from the Talkeetna arc section, south central Alaska, and the seismic structure of modern arcs. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012) 111, B11.
- Beraaouz, E.H., Ikenne, M., Mortaji, A., Madi, A., Lahmam, M., Gasquet, D., 2004. Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton. J. Afr. Earth Sci. 39 (3), 285–293.
- Berger, J., Caby, R., Liégeois, J.P., Mercier, J.C.C., Demaiffe, D., 2011. Deep inside a neoproterozoic intra-oceanic arc: growth, differentiation and exhumation of the Amalaoulaou complex (Gourma, Mali). Contrib. Miner. Petrol. 162 (4), 773-796
- Blein. O., Baudin, T., Chevremont, P., Soulaimani, A., Admou, H., Gasquet, P. Cocherie, A., Egal, E., Youbi, N., Razin, P., Bouabdelli, M., Gombert, P., 2014. Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (Central Anti-Atlas Morocco). J. Afr. Earth Sci. 99, 287–306
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., 1984. Geochemistry of precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. Contrib. Miner. Petrol. 87 (1), 43-50.
- Bouilhol, P., Jagoutz, O., Hanchar, J.M., Dudas, F.O., 2013. Dating the India-Eurasia collision through arc magmatic records. Earth Planet. Sci. Lett. 366, 163-175.
- Bouougri, E.H., Saquaque, A., 2004. Lithostratigraphic framework and correlation of the Neoproterozoic northern West African Craton passive margin sequence (Siroua–Zenaga–Bouazzer Elgraara inliers, central Anti-Atlas, Morocco): an integrated approach. J. Afr. Earth Sci. 39 (3), 227-238.
- Bousquet, R., El Mamoun, R., Saddiqi, O., Goffé, B., Möller, A., Madi, A., 2008. Mélanges and ophiolites during the Pan-African orogeny: the case of the Bou-Azzer ophiolite suite (Morocco). In: Ennih, N., Liégeois, J-P. (Eds.), The Boudries of West African Craton, vol. 297(1). Geological Society, London, pp. 233-247, Special Publications
- Boutelier, D., Chemenda, A., 2011. Physical modeling of arc-continent collision: a
- review of 2D, 3D, purely mechanical and thermo–mechanical experimental models. In: Arc-Continent Collision. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 445–473. Boutelier, D., Chemenda, A., Burg, J.P., 2003. Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments. Earth Planet. Sci. Lett. 212 (1), 31-45
- Brown, D., Ryan, P.D., Afonso, J.C., Boutelier, D., Burg, J.P., Byrne, T., Calvert, A., Cook, F., Debari, S., Dewey, J.-F., Gerya, T., Harris, R., Herrington, R., Konstantinovskaya, E., Reston, T., Zagorevski, A., 2011. Arc-Continent Collision: The Making of an Orogen. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 477-493.
- Burg, J.P., 2011. The Asia–Kohistan–India collision: review and discussion. In: Arc-Continent Collision. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 279–309.
- Byrne, T., Chan, Y.C., Rau, R.J., Lu, C.Y., Lee, Y.H., Wang, Y.J., 2011. The arc-continent collision in Taiwan. In: Arc-Continent Collision. Springer, Berlin, Heidelberg, nn 213-245
- Caby, R., 1978. Paléo-geodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur; leur collision dans la chaine panafricaine du Mali. Bull. Soc. Geol. Fr. XX 6, 857–861.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. J. Afr. Earth Sci. 37 (3), 133–159.
- Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In: Kroner, A. (Ed.),

102

A. Triantafyllou et al. / Journal of Geodynamics 96 (2016) 81–103

Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, pp. 407-434

Caby, R., Andreopoulos-Renaud U., 1989. Age U–Pb à 620 Ma d'un pluton synorogénique de l'Adrar des Iforas (Mali). Conséquences pour l'âge de la phase majeure de l'orogenèse panafricaine. Comptes Rendus l'Acad. Sci. Sér. 2, Méc. Phys. Chim. Sci. l'univers. Sci. Terre 308 (3), 307-313.

Calvert, A.J., 2011. The seismic structure of island arc crust. In: Arc-Continent Collision. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 87–119. Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses

- of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostand. Newslett. 25 (2-3), 187-198.
- Castro, A., Vogt, K., Gerya, T., 2013. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: a test of Taylor's andesite model. Gondwana Res. 23 (4), 1554–1566.
- Chabane, A., 1991. Les roches vertes du Proterozoique superieur de Khzama (Sirou, Anti-Atlas central, Maroc), un exemple Precambrien d'ophiolite d'avant arc formee en contexte transfomante. Universite Cadi Ayyad, Marrakech. Chemenda, A.I., Yang, R.K., Hsieh, C.H., Groholsky, A.L., 1997. Evolutionary model
- for the Taiwan collision based on physical modelling. Tectonophysics 274 (1), 253-274.
- Chemenda, A.I., Yang, R.K., Stephan, J.F., Konstantinovskaya, E.A., Ivanov, G.M., **2001.** New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model. Tectonophysics 333 (1), 159–178.
- Choubert G., 1963. Histoire géologique de l'Anti-Atlas, Tome 1, Notes Mem. Serv. Géol. Maroc, nº 162, 352 p.
- Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth Planet. Sci. Lett. 236 (1), 524-541.
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. Geochem. Geophys. Geosyst. 10. (10).
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. Rev. Miner. Geochem. 53 (1), 469-500
- D'Lemos, R.S., Inglis, J.D., Samson, S.D., 2006. A newly discovered orogenic event in Morocco: neoproterozic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains, Precambrian Res, 147 (1), 65–78.
- DeBari, S.M., Greene, A.R., 2011. Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections. In: Arc-Continent Collision. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 121–144.
- Deng, H., Kusky, T., Polat, A., Wang, L., Wang, J., Wang, S., 2013. Geochemistry of Deng, H., Kusky, H., Folat, A., Wang, L., Wang, J., Wang, S., Zoro, Getenmary of Neoarchean mafic volcanic rocks and late mafic dikes in the Zanhuang Complex, Central Orogenic Belt, North China Craton: implications for geodynamic setting. Lithos 175, 193–212.
 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 (6), 631-656
- Dostal, J., Dupuy, C., Caby, R., 1994. Geochemistry of the neoproterozoic Tilemsi belt of Iforas (Mali, Sahara): a crustal section of an oceanic island arc. Precambrian Res. 65 (1), 55–69.
- El Hadi, H., Simancas, J.F., Martínez-Poyatos, D., Azor, A., Tahiri, A., Montero, P., Fanning, C.M., Bea, F., González-Lodeiro, F., 2010. Structural and geochronological constraints on the evolution of the Bou Azzer Neoproterozoic
- ophiolite (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Res. 182 (1), 1–14. Ennih, N., Liégeois, J.P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity, Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Res. 112 (3), 289–302.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2008. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. Geol. Soc. London 297 (1), 1–17, Special Publications. Escuder-Viruete, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Jabites, J.,
- Pérez-Estaún, A., 2013. From intra-oceanic subduction to arc accretion and arc-continent collision: insights from the structural evolution of the Río San Juan metamorphic complex, northern Hispaniola. J. Struct. Geol. 46, 34–56.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dhuime, B., Bosch, D., Chanefo, I., Bruguier, O., Hussain, S.S., Dawood, H., Burg, J.P., 2007. Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal differentiation of island arcs: evidence from the Jijal complex (Kohistan complex, northern Pakistan). Geology 35 (8), 683–686.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaimani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African belt. In: Continental Evolution: The Ageology of Morocco. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 33-64.
- Gazel, E., Hayes, J.L., Hoernie, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W.S., Hauff, F., van den Bogaard, P., Vance, E.A., Chu, S., Calvert, A.J., Carr, M.J., Yogodzinski, G.M., 2015. Continental crust generated in oceanic arcs. Nat. Geosci. 8 (4), 321-327.
- Greese, P.G., Chevalier, L.P., De Beer, C.H., De Kock, G.S., Thomas, R.J., 2001. Geological map of Morocco 1:50 000: Tachoukacht sheet. Explanatory Memoir. No 393
- Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2008. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS, Laser Ablation-ICP-MS in the earth sciences. Mineral. Assoc. Can. Short Course Ser. 40, 204–207.
- Hefferan, K.P., Admou, H., Karson, J.A., Saquaque, A., 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. Precambrian Res. 103 (1), 89-96.

- Hefferan, K.P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J.A., Saquaque, A., Juteau, T., Marcel Bohn, M., Samson, S.D., Kornprobst, J.M., 2002. Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. Precambrian Res. 118 (3), 179-194
- Hefferan, K., Soulaimani, A., Samson, S.D., Admou, H., Inglis, J., Saquaque, A., Chaib, L., Heywood, N., 2014. A reconsideration of Pan African orogenic cycle in the Anti-Atlas Mountains, Morocco, J. Afr. Earth Sci. 98, 34–46.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. J. Metamorph. Geol. 16 (3), 309-343 (revised in 2002).
- Huch, K.M., 1988. Die Panafrikanische Khzama-geosutur im zentralen Anti-Atlas. Schelzky & Jeep, Marokko. Inglis, J.D., D'Lemos, R.S., Samson, S.D., Admou, H., 2005. Geochronological
- constraints on late precambrian intrusion, metamorphism, and tectonism in the Anti-Atlas Mountains. J. Geol. 113 (4), 439-450.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivochev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N., Whittaker, E.J., 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature. Am. Mineral. 89, 883-887.
- Leat, P.T., Larter, R.D., 2003. Intra-oceanic subduction systems: introduction. In: Larter, R.D., Leat, P.T. (Eds.), Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes, vol. 219. Geological Society, London, pp. 1–17, Special Publications
- Leblanc, M., PhD thesis 1975. Ophiolites précambriennes et gites arséniés de Cobalt (Bou Azzer, Maroc), Centre géologique et géophysique de Montpellier, DD. 329
- Leblanc, M., 1981. The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): evidence for Pan-African plate tectonics. Dev. Precambrian Geol. 4, 435-451.
- Liégeois, J.P., PhD thesis 1987. Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin a l'alcalin dans le cadre de l'orogenèse panafricaine. Université Libre de Bruxelles, Brussels.
- Ludwig, K., 2001. Isoplot/Ex 2.49, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA (Special Publication 1a.)
- Malavieille, J., Lallemand, S.E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C.Y., Liu, C.S., Schnürie, P., The ACT Scientific Crew, 2002. Arc-continent collision in Taiwan: new marine observations and tectonic evolution. Special Papers – Geol. Soc. Am., 187-211.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chem. Geol. 120 (3), 223 - 253
- Naidoo, D.D., Bloomer, S.H., Saquaque, A., Hefferan, K., 1991. Geochemistry and significance of metavolcanic rocks from the Bou Azzer-El Graara ophiolite (Morocco). Precambrian Res. 53 (1), 79–97.
- Naidoo, D.D., Bloomer, S.H., Saquaque, A., Hefferan, K., 1993. Geochemistry and significance of metavolcanic rocks from the Bou Azzer-El Graara ophiolite (Morocco) - reply. Precambrian Res. 62 (3), 369-371

Newton, R.C., Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of the garnet–plagioclase–Al₂SiO₅–quartz geobarometer. In: Thermodynamics of Minerals and Melts. Springer, New York, pp. 131–147. Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. Microtectonics, vol. 2. Springer, Berlin, 322 p.

Petterson, M.G., 2010. A review of the geology and tectonics of the Kohistan island arc, north Pakistan. In: Kusky, T.M., Zhai, M.G., Xiao, W. (Eds.), The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth, vol. 338(1).

- Geological Society, London, pp. 287–327, Special Publications. Price, N.J., Audley-Charles, M.G., 1987. Tectonic collision processes after plate rupture. Tectonophysics 140 (2), 121–129.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. Contrib. Mineral. Petrol. 163 (5), 877–895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contrib. Mineral. Petrol. 160 (1), 45-66.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. Nature 378 (6557), 571–577. Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. Treatise Geochem. 3, 1-64
- Samson, S.D., Inglis, J.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K. **2004.** Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. Precambrian Res. 135 (1), 133-147.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A., 1992. Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. Geol. Rundsch. 81 (1), 1–13. Schermerhorn, L.J.G., Wallbrecher, E., Huch, K.M., 1986. Der subduktionskomplex,
- granitplutonismus und schertektonik im grundgebirge des Sirwa-doms (Anti-Atlas, Marokko). Berlin Geowiss. Abh 66, 301-332.
- Soulaimani, A., Jaffal, M., Maacha, L., Kchikach, A., Najine, A., Saidi, A., 2006. Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstitution géodynamique panafricaine. Comptes Rendus Geosci. 338 (3), 153–160. Spear, F.S., 1988. Metamorphic fractional crystallization and internal
- metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. Contrib. Mineral. Petrol. 99 (4), 507–517.
- Stern, R.J., 2010. The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. Geol. Soc. London 338 (1), 7-34, Special Publications.

Stern, R.J., Fouch, M.J., Klemperer, S.L., 2003. An overview of the Izu–Bonin–Mariana subduction factory. In: Eiler, J. (Ed.), Inside the Subduction Factory, vol. 138. American Geophysical Union Geophysical Monograph, pp. 175–222.

- Tajčmanová, L., Connolly, J.A.D., Cesare, B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. J. Metamorph. Geol. 27 (2), 153–165.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Klemperer, S.L., Tatsumi, Y., Kaneda, Y., Suyehiro, K., 2007. Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc. Geology 35 (3), 203–206.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., 2002. Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu–Bonin arc. J. Petrol. 43 (6), 1029–1047.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., Kogiso, T., 2008. Structure and growth of the Izu–Bonin–Mariana arc crust: 2. Role of crust–mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012) 113, B2.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Rev. Geophys. 33 (2), 241–265.
- Teng, L.S., Lee, C.T., Tsai, Y.B., Hsiao, L.Y., 2000. Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan. Geology 28 (2), 155–158.
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglington, B.M., Armstrong, R.A., de Beer, C.H., Martini, J.E.J., de Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas orogen, Morocco. Precambrian Res. 118 (1), 1–57.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., Liégeois, J.P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. J. Afr. Earth Sci. 39 (3), 217–226.

- Toummite, A., Liégeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M., 2013. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. Mineral. Petrol. 107 (5), 739–763.
- Vogt, K., Gerya, T.V., 2014. From oceanic plateaus to allochthonous terranes: numerical modelling. Gondwana Res. 25 (2), 494–508.
- Waldbaum, D.R., Thompson, J.B., 1968. Mixing properties of sanidine crystalline solutions. 2. Calculations based on volume data. Am. Mineral. 53 (1–11), 2000.
- Wallbrecher, E., 1988. A ductile shear zone in the Panafrican basement on the northwestern margin of the West African Craton (Sirwa Dome, Central Anti-Atlas). In: The Atlas System of Morocco. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 19–42.
- Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harrison, R.W., Yazidi, A., Burton, W.C., Quick, J.E., Saadane, A., 2012. Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou Azzer–El Graara inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Res. 216, 23–62.
- Wang, J., Kusky, T., Wang, L., Polat, A., Deng, H., 2015. A Neoarchean subduction polarity reversal event in the North China Craton. Lithos.
- Wiedenbeck, M., Allen, P., Corfu, F., et al., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb Lu-Hf trace element and REE analysis. Geostand. Newslett. 19, 1–23.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B.A., 2000. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. J. Metamorph. Geol. 18 (5), 497–512.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. J. Metamorph. Geol. 25 (5), 511–527.

Chapitre IV. Le complexe de Bougmane : trace de l'épaississement de l'arc et de l'activité magmatique associée

Ce chapitre a fait l'objet d'un article soumis dans la revue *Contributions to Mineralogy* & *Petrology* intitulé :

«Intra-oceanic arc growth driven by magmatic and tectonic processes recorded in the Neoproterozoic Bougmane arc complex (Anti-Atlas, Morocco)», par A. Triantafyllou, J. Berger, J-M. Baele, H. Diot, N. Ennih, G. Plissart, C. Monnier, A. Watlet, O. Bruguier, S. Vandycke.

IV.1 Problématique et objectifs de l'étude

Les arcs océaniques sont des contextes favorables aux processus de croissance crustale et de différenciation magmatique en domaine intra-océanique. Leur évolution au cours du temps, qualifiée de phase de maturation ou de croissance de l'arc, se traduit généralement par un épaississement crustal significatif (e.g., Stern, 2010 ; Jagoutz *et al.*, 2009 ; Burg, 2011 ; Tatsumi et al., 2008) qui s'accompagne d'une stratification pétrologique et géochimique de leur section crustale (e.g. Dhuime *et al.*, 2009 ; Debari & Greene, 2011 ; Calvert, 2011). Il est établi qu'un arc océanique ayant atteint un stade avancé de maturation constitue un bon analogue à la composition moyenne de la croûte continentale (e.g., Taylor & McLennan, 1985 ; Dhuime *et al.*, 2011 ; Naeraa *et al.*, 2012). Ceux-ci peuvent donc potentiellement contribuer à la croissance de cette dernière via leur accrétion en bordure d'une marge continentale (*cf.* Chapitre 1 sur les généralités concernant les arcs océaniques). Notre connaissance des processus métamorphiques, magmatiques et tectoniques associés à la phase de maturation de l'arc en domaine intra-océanique reste cependant très fragmentaire car elle repose

essentiellement sur l'étude de quelques sections crustales d'arcs océaniques fossiles exceptionnellement préservées (*e.g.*, arcs fossiles du Kohistan au Pakistan, de Talkeetna en Alaska, de Bonanza à Vancouver et de Tilemsi-Amalaoulaou au Mali). Au travers de cette étude, deux axes de recherche seront abordés :

- (1) L'identification des mécanismes responsables de l'épaississement crustal des arcs océaniques. Il est établi que l'épaississement et la croissance de l'arc résultent d'une alimentation en magmas primitifs dérivés de la fusion partielle du coin du manteau ('mantle wedge-derived magmas'). Cet apport magmatique vient non seulement accroître localement le volume crustal de l'arc, mais aussi favoriser les processus de différenciation magmatique intra-arc (*i.e.* la fusion partielle et/ou la déshydratation de roches mafiques de la base de l'arc, les processus de cristallisation fractionnée), pouvant tous deux mener à un épaississement de la section crustale de l'arc comme cela est observé pour des arcs océaniques actifs sur une longue période d'activité (ex. arcs des Aléoutiennes). Il est aussi avéré que des épisodes tectoniques majeurs peuvent influencer l'évolution des arcs au cours de leur édification en domaine intraocéanique. Par exemple, des phases tectoniques extensives peuvent alterner avec des phases de forte production magmatique de l'arc comme cela est interprété pour l'évolution de l'arc océanique fossile du Kohistan (Burg et al., 1998 ; Arbaret et al., 2000) ou de l'arc océanique actif des Mariannes (e.g., Takahashi et al., 2008 ; Pearce et al., 2005). Plusieurs pistes restent toutefois à explorer à ce sujet, à savoir : quel est l'impact de ces épisodes tectoniques sur la phase d'édification et de maturation des arcs océaniques ? S'agit-il d'un processus limitant ou favorisant l'épaississement de la section crustale des arcs ? S'il s'agit d'un épaississement tectonique de la section crustale de l'arc, celui-ci peut-il avoir lieu en domaine intra-océanique ou est-il exclusivement associé à la phase d'accrétion de l'arc sur une marge continentale?
- (2) La périodicité de l'activité magmatique lors de la croissance des arcs océaniques est un phénomène récemment observé au travers des études menées sur les arcs continentaux accrétés (*i.e.* arcs jurassiques des Cordillères ; Ducea *et al.*, 2009 ; DeCelles *et al.*, 2009 ; Paterson et Ducea, 2015). Un lot conséquent de données géochronologiques a permis de mettre en évidence une certaine rythmicité de l'activité magmatique, alternant des périodes de forte productivité (*'magmatic flare-ups'*) avec des périodes de faible ou d'absence d'activité magmatique (*'magmatic lulls'*). Néanmoins, un tel phénomène reste peu documenté à ce jour et/ou ne semble pas caractériser l'évolution des arcs océaniques étudiés au travers des systèmes actifs ou de leurs homologues fossiles.

Ces deux aspects de l'évolution d'un arc seront discutés dans ce manuscrit au travers de l'étude du complexe de Bougmane et de son intégration dans le cycle orogénique panafricain.

Ce complexe affleure dans la bordure Sud de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, située dans la partie centrale de la chaîne anti-atlasique marocaine (*cf.* chapitre 2). Cette boutonnière est composée d'un assemblage tectono-métamorphique d'âge Néoprotérozoïque, interprété comme un empilement de plusieurs unités qui appartenaient antérieurement à une zone de subduction intra-océanique. Cette dernière s'est vue intensément démembrée et tectonisée au cours de l'orogenèse panafricaine. La fermeture du domaine océanique existant à cette époque a mené à l'accrétion et à l'obduction des reliques de ces complexes océaniques sur la marge Nord du Craton Ouest Africain (Saquaque *et al.*, 1989 ; Bousquet *et al.*, 2008).



Figure IV-1 Carte géologique schématique de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara montrant la séquence ophiolitique affleurant dans sa partie Nord, les quatre complexes plutono-métamorphiques jalonnant sa limite Sud (Complexes de Bou Azzer mine, d'Oumlil, de Tazigzaout et de Bougmane) ainsi que les plutons dioritiques et granodioritiques intrudant le cœur de la boutonnière sur l'ensemble de son étendue.

Le complexe de Bougmane fait partie d'une série d'unités dites 'plutono-métamorphiques' (Admou *et al.*, 2014) formant une bande discontinue bordant la limite Sud de la boutonnière (Fig. IV-1). Cette bande comprend d'est en ouest, les complexes de *Bougmane*, de Tazigzaout, d'Oumlil et de Bou Azzer Mine. Les complexes les plus imposants sont ceux de Tazigzaout et de Bougmane. Ces derniers sont composés de deux groupes lithologiques distincts : (i) des unités orthogneissiques dont les protolithes ont été datés entre 745 et 755 Ma (D'Lemos *et al.*, 2006; Admou *et al.*, 2014, Blein et al, 2014), qui sont intimement associées à (ii) des roches plutoniques de composition mafique à felsique datées entre 690 et 710 Ma (El Hadi *et al.*, 2010;

D'Lemos *et al.*, 2006; Blein *et al.*, 2014 ; cette étude). D'Lemos *et al.* (2006) ont analysé les signatures isotopiques (système Sm-Nd) de ces deux groupes de roches (~750 Ma et ~700 Ma) dans le complexe de Tazigzaout et ont établi que ces magmas sont issus d'une source néoprotérozoïque juvénile (εNd de +4.9 à +6.0).

Le complexe de Bougmane est également composé de deux sous-unités. *(i) Une unité orthogneissique* qui est majoritairement représentée par des gneiss de composition granodioritique associés, dans une moindre mesure, à des lentilles d'amphibolite (Fig. IV-2). Le protolithe de ce complexe a été daté à 745 ± 5 Ma par Admou *et al.*, (2014). *(ii) Une unité mafique* composée de gabbros à hornblende, de gabbros à hornblende-grenat, d'hornblendites et de leucogranodiorites intrusives (Fig. IV-2). Les faciès gabbroïques (sans grenat) ont été datés à 697 ± 8 Ma (U-Pb sur zircons ; El Hadi *et al.*, 2010). Ces mêmes auteurs ont interprété ces roches comme étant un fragment de l'assemblage ophiolitique du Nord de la boutonnière qui aurait été extrudé tectoniquement vers sa limite Sud.



Figure IV-2 Carte géologique et coupe schématique du complexe de Bougmane illustrant les deux unités principales qui le composent : l'unité encaissante des orthogneiss granodioritiques de Bougmane (faciès de couleur bleu ; ~745 Ma ; Admou *et al.*, 2014) et l'unité mafique intrusive (faciès de couleur verdâtre ; ~700 Ma ; cette étude ; El Hadi *et al.*, 2010).

Dans ce contexte, l'étude du complexe de Bougmane comporte plusieurs objectifs:

- Préciser les relations pétrologiques de terrain entre les différentes unités (unité orthogneissique vs unité mafique) ainsi qu'entre les différentes lithologies constitutives.
- Caractériser la composition géochimique des protolithes magmatiques, préciser leur contexte de mise en place ainsi qu'identifier et mieux contraindre les processus magmagénétiques pouvant expliquer la diversité lithologique observée au sein du

complexe de Bougmane, via les outils de modélisation géochimique (*i.e.* modèles de cristallisation fractionnée et/ou de fusion partielle à l'équilibre).

- Estimer les conditions de pression-température des paragenèses à l'équilibre des roches mafiques et ultramafiques de l'unité intrusive de Bougmane au moyen des outils de thermobarométrie empirique. Cette démarche pourra nous renseigner sur le régime thermique ayant affecté le complexe de Bougmane et sur la profondeur à laquelle se sont équilibrées les paragenèses magmatiques et/ou métamorphiques.
- Évaluer la chronologie de ces réactions magmatiques et métamorphiques en datant de manière in situ (méthode U-Pb) plusieurs phases minérales (rutiles et zircons) directement associées aux paragenèses clés.
- Intégrer l'ensemble de ces résultats dans un *modèle géodynamique* cohérent et évaluer leur implication sur la *compréhension de la phase de maturation des arcs* en domaine intra-océanique.

IV.2 Principaux résultats

IV.2.1 Structure pétrologique du complexe de Bougmane.

Les observations de terrain ont permis de mettre en évidence que le complexe de Bougmane résulte de plusieurs épisodes magmatiques successifs. Le premier épisode (~745 Ma) a vu la mise en place probablement concomitante de magmas majoritairement granodioritiques associés à des magmas de composition mafique (cf. amphibolites sur Fig. IV-3A), comme en témoignent les reliques de structures de mélange magmatique ('magmatic mingling'; Fig. IV-3A) entre les deux lithologies. Cet assemblage a ensuite été intensément déformé de manière ductile, transposant les structures magmatiques précoces dans un plan de foliation orienté E-W à ESE-WNW (Fig. IV-3A). Cette unité orthogneissique a ensuite été intrudée par des magmas de composition majoritairement mafique (unité mafique intrusive de Bougmane), comme l'attestent des structures migmatitiques situées à proximité du contact Sud entre les deux unités ainsi que la présence d'enclaves d'orthogneiss partiellement fondues au sein des gabbros à hornblende intrusifs (Fig. IV-3B). L'unité mafique intrusive de Bougmane est principalement composée de roches gabbroïques hydratées datées à 697 ± 8 Ma et 706 ± 9 Ma (respectivement El Hadi et al., 2010 et cette étude). Celles-ci ont été intrudées ultérieurement par des plutons 'hornblenditiques' et plusieurs intrusions de leucogranodiorites affleurant au cœur de cette unité (Fig. IV-2).



Figure IV-3 Photos de terrain illustrant les principales lithologies du complexe de Bougmane A. Orthogneiss granodioritique et amphibolitique affleurant dans la partie du complexe de Bougmane. Cet affleurement illustre les probables reliques de '*magmatic mingling*' ayant été transposées dans la foliation. B. Enclaves d'orthogneiss granodioritique et amphibolitique au sein des gabbros à hornblende intrusifs (*tirets blancs*) de la partie Sud du complexe de Bougmane. C. Contacts irréguliers submagmatiques entre les hornblendites intrusives et les gabbros à hornblende et grenat encaissants. Cet affleurement illustre également les réactions de déshydratation de la roche encaissante et la formation de zones leucogabbroïques riches en grenat au niveau des contacts entre les deux lithologies D. Développement de halos felsiques (*tirets jaunes*) entourant les grenats porphyroblastiques et marquant l'initiation de la réaction de fusion partielle par déshydratation de la roche gabbroïque. E. Interconnexion des différents halos felsiques menant à la formation d'une veine felsique riche en grenats péritectiques (*tirets jaunes*) et soulignant la ségrégation du leucosome.

Ces différentes phases magmatiques semblent s'être effectuées dans un intervalle de temps relativement court, dans des conditions submagmatiques de haute température comme l'attestent les contacts irréguliers ainsi que les fréquentes structures de mélange magmatique (*'magmatic mingling'*; Fig. IV-3C) entre les magmas hornblenditiques et les gabbros à

hornblende encaissants. Par ailleurs, des roches gabbroïques riches en grenats affleurent au sein de l'unité mafique de Bougmane, préférentiellement aux alentours des massifs hornblenditiques (Fig. IV-2). Cela s'observe également à l'échelle de l'affleurement où des zones leucogabbroïques particulièrement riches en grenats se développent au contact des intrusions d'hornblendites (Fig. IV-3C).

Au cœur du massif, ces contrastes thermiques forts ont mené localement à la fusion partielle des faciès gabbroïques à grenat comme en témoignent (i) les halos de leucosomes entourant les grenats (Fig. IV-3D), (ii) le développement d'un réseau interconnecté entre ces différents halos leucosomiques et *in fine*, (iii) la formation de veines felsiques riches en grenats péritectiques (Fig. IV-3E). Le leucosome semble s'être occasionnellement ségrégé au travers de l'unité mafique laissant sur place des amas résiduels de grenatites.

IV.2.2 Caractérisation géochimique du complexe de Bougmane.

L'analyse géochimique multi-élémentaire des éléments majeurs et traces a été menée pour chaque lithologie constitutive du complexe de Bougmane : les gneiss granodioritiques encaissants, les gabbros à hornblende, les gabbros à hornblende-grenat, les hornblendites ainsi que les leucogranodiorites intrusives.

- Les gneiss granodioritiques encaissants sont caractérisés par des compositions calcoalcalines (Na₂O+K₂O-CaO ~ 1.2-1.3 wt%) appauvries en K (< 3.3 wt% K₂O ; ASI² ~ 1.2-1.3). Leur faibles teneurs en éléments incompatibles (Yb, Y, Nb et Ta) par rapport aux compositions des magmas felsiques mis en place dans les contextes de rides océaniques (*i.e.* plagiogranites) ou dans les contextes post-collisionels (*i.e. High-K Calc-alcaline suite*) suggèrent qu'ils aient été produits dans un contexte d'arc volcanique (Pearce et al., 1984; 1989). De plus, ces gneiss présentent des compositions en éléments traces très similaires à celles de granitoïdes composants la croûte moyenne des séquences d'arcs océaniques accrétées de Talkeetna et du Kohistan (Rioux et al., 2010 ; Garrido et al., 2006 ; cf. Fig. 6 et 7 de l'article). Les processus génétiques invoqués dans ces deux cas d'étude sont néanmoins différents. Les magmas felsiques de Talkeetna sont interprétés comme des produits évolués de fin de cristallisation fractionnée d'un magma parental d'arc (Greene et al., 2006 ; Rioux et al., 2010) alors que les magmas felsiques du Kohistan (cf. Fig. 7 de l'article) seraient issus de la fusion partielle de roches cumulatives situées dans les parties correspondantes aux racines de l'arc (Garrido et al., 2006 ; Dhuime et al., 2009). À Bougmane, l'absence des roches protolithiques et/ou des éventuels cumulats ultramafiques n'ont pas permis d'aller plus loin dans l'interprétation ni de discriminer l'un des deux

² ASI = Aluminium Saturation Index = rapport molaire Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)] (Frost & Frost, 2008)

processus magmagénétiques. Cependant, ces magmas granodioritiques témoignent de l'existence et de l'activité soutenue de l'arc à 745 Ma ainsi que des processus de différenciation associés.

- Les gabbros à hornblende (et à grenat) de l'unité mafigue intrusive de Bougmane présentent des compositions en éléments majeurs et traces typiques des basaltes riches en Al d'arc océanique (46-50 wt% SiO2; 14-18 wt% Al2O3; cf. Fig. 6 de l'article). Leur distribution en Terres Rares (REE) est marquée par des rapports (La/Yb)_N modérés (~ 1.1 -3.1) et par une anomalie négative en Eu faible à absente (*cf.* Fig. 7a de l'article) malgré l'importante proportion modale en plagioclase (~35 à 50 %). Les diagrammes multiélémentaires montrent des enrichissements en LILE (Ba, Rb, K et Sr) et des appauvrissements en HFSE (Nb, Ta et Zr) et en Terres Rares Lourdes (HREE : Yb et Lu) par rapport à la valeur de normalisation des NMORBs (Sun & McDonough, 1989 ; cf. Fig. 7b de l'article). Ces caractéristiques géochimiques sont typiques des magmas hydratés formés en contexte de subduction, associés à l'activité d'un arc (e.g., Berly et al., 2006 ; Dhuime et al., 2007). Les rapports en Zr/Y faibles sont plutôt en faveur d'un contexte d'arc océanique (Pearce et al., 1983). L'ensemble des spectres multi-élémentaires recouvre ceux des liquides basaltiques issus des contextes océaniques actifs tels que l'arc des Aléoutiennes ou encore celui des Petites Antilles, soulignant la signature de 'liquide magmatique' de ces roches mafiques. Cette signature géochimique particulière caractérise également celle de roches gabbroïques 'figées' ('chilled mafic rocks') typiquement observées au niveau de la croûte moyenne des arcs océaniques accrétés (Garrido et al., 2006 ; Greene et al., 2006 ; Berger et al., 2011 ; cf. Fig. 7a de l'article).
- Les hornblendites sont des faciès cumulatifs caractérisés par des compositions riches en Mg (15 wt% MgO) et pauvres en Al (< 9 wt% Al₂O₃). Leur distribution en REE est similaire à celle des gabbros à hornblende avec cependant des valeurs moindres (*cf.* Fig. 7e de l'article). Leur appauvrissement en HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) et en HREE comparé à la moyenne des NMORBs souligne une signature d'arc similaire aux gabbros à hornblende. Ces similitudes géochimiques suggèrent ainsi que les hornblendites et les gabbros à hornblende sont des magmas fortement hydratés, mis en place dans un contexte d'arc probablement océanique et formés à partir d'un liquide magmatique commun.
- Les leucogranodiorites intrusives sont caractérisées par une composition peralumineuse appauvrie en Fe-Mg et en K. Leur teneur en éléments en trace montre des appauvrissements en Nb et Ta par rapport au NMORB (*cf.* Fig. 7h de l'article). Ces caractéristiques suggèrent que ces roches évoluées sont issues de la fusion partielle d'une source mafique (e.g., Frost *et al.*, 2001), probablement déjà caractérisée par une signature

de subduction. Le profil de REE normalisé aux chondrites montre une distribution fortement fractionnée entre LREE (Terres Rares Légères) et HREE (Terres Rares Lourdes) pour des teneurs en REE particulièrement faibles comparées à celle des roches mafigues (gabbro à hornblende) et ultramafiques (hornblendite) avoisinantes (cf. Fig. 7h de l'article). Ces profils très appauvris en REE indiquent que ces magmas felsiques ne peuvent être issus de la fusion partielle des autres roches de l'unité mafique de Bougmane, mais bien d'une roche mafique déjà fortement appauvrie en REE, semblable par exemple, aux gabbronorites cumulatives qui caractérisent la partie basale des sections d'arc océanique accrété (cf. Kohistan : Garrido et al., 2006 ; Talkeetna : Greene et al., 2006). De plus, les leucogranodiorites de Bougmane montrent des appauvrissements notables en HREE (suggérant la présence de grenat) et en Nb-Ta (présence de rutile ?) dans le résidu de fusion partielle. Nous avons testé cette hypothèse en modélisant la composition en REE des liquides magmatiques issus de la fusion partielle non-modale à l'équilibre (Shaw, 1970) de gabbronorites cumulatives formant la partie basale de l'arc accrété de Talkeetna (Greene et al., 2006; Rioux et al., 2010). Les compositions chimique et minéralogique (Cpx 40% + Amp 20% + Plg 40%) du protolithe sont issues de Greene *et al.* (2006). Le choix des coefficients de partage est également détaillé dans l'article (cf. § 6.2.1 de l'article). La composition des liquides magmatiques modélisés montre une bonne correspondance avec les leucogranodiorites de Bougmane (coefficient de corrélation ~ 0.97). Le plagioclase est la principale phase réactante, corroborant les fortes anomalies positives en Eu. Le grenat et le clinopyroxène sont tous deux des produits résiduels de la réaction de fusion partielle. Les teneurs en LREE sont principalement contrôlées par le taux de fusion partielle (F ; fraction de liquide produit ~ 5 à 11%) et celles en HREE par la proportion de grenat dans le résidu de fusion (~ 5 à 30 % de grenat dans le résidu). Par ailleurs, les teneurs en éléments majeurs sont en accord avec la composition des liquides de fusion produits en pétrologie expérimentale (Lopez & Castro, 2001 ; Rapp & Watson, 1995 ; Beard & Lofgren, 1991 ; cf. Fig. Suppl. Mat. 3 de l'article) pour un système chimique comparable à celui des abbronorites utilisés pour la modélisation des éléments en traces. Cette roche source ne semble toutefois pas être exposée au sein des complexes étudiés et correspondrait à une portion cumulative mafique plus profonde de la section crustale de l'arc.



Figure IV-4 Diagrammes multi-élémentaires normalisés des leucogranodiorites intrusives du complexe de Bougmane. A. Comparaison des teneurs en terres rares normalisées aux chondrites des leucogranodiorites du complexe de Bougmane (*ronds jaunes*) avec les magmas felsiques produits dans les complexes d'arcs océaniques accrétés de Talkeetna, d'Amalaoulaou et du Kohistan. B. Modèle et caractérisation du processus de fusion partielle non-modale à l'équilibre (*cf. la section discussion du papier pour les détails*) de la composition moyenne des gabbronorites basales de l'arc de Talkeetna pauvres en REE (*carrés noirs*; Greene *et al.*, 2006).

IV.2.3 Enregistrement magmatique et métamorphique de l'épaississement de l'arc.

Les conditions de pression et de température ont été estimées sur base :

- (1) des teneurs en éléments majeurs mesurées dans les amphiboles (*i.e.* le baromètre '*Al-in-amphibole*' et le thermomètre '*Ti-in-amphibole*' ; Anderson & Smith, 1996 ; Ernst & Liu, 1998 respectivement ; *cf.* Table annexe B3 de l'article)
- (2) des paragenèses à l'équilibre impliquant des amphiboles (*i.e.* le thermomètre 'hornblende-plagioclase' et le baromètre GAPQ : 'garnet-amphibole-plagioclasequartz', Holland & Blundy, 1990; 1994 ; Dale et al., 2000 respectivement; pour les assemblages minéraux les mieux préservés et les moins affectés par le métamorphisme rétrograde)
- (3) des teneurs en Zr mesurées dans les rutiles (*i.e.* le thermomètre 'Zr-in-rutile', Tomkins et al., 2007; cf. Table annexe B6 de l'article) des lithologies de l'unité mafique intrusive de Bougmane.

IV.2.3.1 Estimations P-T

Les estimations P-T de cristallisation des amphiboles et des rutiles sont résumées sur la Fig. IV-5 pour chaque lithologie.
- Les gabbros à hornblende montrent des textures hypidiomorphiques et sont composés de plagioclase et de pargasite montrant des microstructures probablement magmatiques (+ quartz + rutile + zircon + apatite comme minéraux accessoires). La moyenne pondérée des conditions de pression calculées sur base de la composition des pargasites est de 8.6 ± 0.4 kbar. Les conditions de température calculées sur base de la composition des amphiboles seules et des paires d'amphibole-plagioclase convergent vers une moyenne pondérée de 691 ± 24 °C. Ces conditions correspondraient à celles de la cristallisation des gabbros à hornblende de Bougmane.
- Les gabbros à hornblende et à grenat montrent des textures hypidiomorphiques similaires à celles des gabbros à hornblende et sont composés de plagioclase, de pargasite et de grenat pyrope-almandin (+ rutile + quartz + zircon + apatite comme phases minérales accessoires). Les conditions de pression estimées pour les amphiboles seules sont en accord avec celles calculées sur base de l'équilibre GAPQ (cf. données dans l'annexe de l'article), fournissant une moyenne pondérée de 10.3 ± 0.3 kbar. La moyenne pondérée des conditions de température estimées est de $770 \pm 20^{\circ}$ C. Il semblerait donc que les gabbros à hornblende et grenat aient cristallisé à des conditions de température et de pression plus importantes que les gabbros à hornblende. Les grenats montrent des textures porphyroblastiques et sont caractérisés par des profils chimiques en éléments majeurs avec un large cœur homogène en composition (\sim 8/10 de la surface du grenat en lame mince) et une fine bordure marquée par une variation abrupte de composition (*i.e.* augmentation de la proportion en almandin et en grossulaire ainsi qu'une diminution en pyrope pour une composition en spessartine relativement constante ; cf. Fig. Suppl. Mat. 2 de l'article). Les rutiles sont particulièrement abondants dans cette roche. Ils ont cristallisé aux joints de grains des amphiboles, mais aussi occasionnellement sous forme d'inclusions arrondies exclusivement dans les bordures des grenats, suggérant une cristallisation des rutiles postérieure à la croissance des cœurs des grenats. Les températures de cristallisation pour ces rutiles ont été calculées pour une large gamme de pression (5 à 10 kbar) et ont fourni des valeurs de température légèrement plus basses que celles calculées pour les amphiboles, s'étalant de 709 à 736°C (± 22°C; Ewing et al., 2013).
- Les hornblendites forment un assemblage quasi mono-minéral d'amphiboles moyennement à grossièrement grenues, accompagnées de rares plagioclases et/ou de quartz interstitiels (+ rutile + sphène + apatite comme phases accessoires). Les amphiboles sont marquées par un cœur de couleur brunâtre de composition pargasitique et par des bordures relativement fines verdâtres, de composition hornblenditique (*cf.* Table annexe B3 de l'article). Ces dernières soulignent une superposition du chemin métamorphique rétrograde sur les paragenèses de hautes températures. Les conditions thermobarométriques calculées pour les cœurs pargasitiques, interprétés comme magmatiques, ont fourni une

moyenne pondérée de 8.0 ± 0.4 kbar pour les conditions de pression, et de $700 \pm 22^{\circ}$ C pour les conditions de températures. Les rutiles se présentent sous forme d'amas au sein de la matrice hornblenditique ayant essentiellement cristallisé aux joints des grains d'amphiboles. Les températures estimées sur base de leur teneur en Zr sont relativement similaires à celles calculées pour les amphiboles et sont comprises entre 672 et 714°C (± 21°C).



Figure IV-5 A. Photographie de terrain illustrant l'impact thermique et métamorphique de la mise en place des magmas hornblenditiques dans le cœur du complexe de Bougmane (*échelle : le tiret blanc fait 15 cm de long*). B. Diagramme P-T regroupant les estimations P-T calculées sur base de la chimie des amphiboles (*i.e.* le baromètre *Al-in-hornblende*; Anderson & Smith, 1996., 1997; et le thermomètre *Ti-in-amphibole*; Ernst & Liu, 1998) pour les gabbros à hornblende (*symboles verts clairs*), les gabbros à hornblende et grenat (*symboles rouges*) et les hornblendites intrusives (*symboles verts foncés*) ainsi que les températures calculées sur base de la teneur en Zr des rutiles (*zone jaunâtre ;* thermomètre *Zr-in-rutile ;* Tomkins *et al.*, 2007). Les courbes du solidus et du champ de stabilité du grenat sont tirées de Lopez et Castro (2001).

IV.2.3.2 Enregistrements de conditions HP-HT

À l'échelle de l'unité mafique intrusive de Bougmane, les conditions de pression calculées sont particulièrement élevées (> 8 kbar) pour l'ensemble de l'unité, suggérant que ces magmas se sont mis en place à une profondeur crustale relativement importante (Fig. IV-5B). Les conditions de température calculées sont relativement modérées, de l'ordre de 600 à 800°C pour l'ensemble de l'unité intrusive de Bougmane. Les assemblages riches en grenat en particulier présentent des températures plus élevées (> 700°C), suggérant que les amphiboles des assemblages grenatifères ont été rééquilibrées suite à un apport de chaleur (Fig. IV-6B-

C). La formation de ces paragenèses riches en grenat au contact des intrusions hornblenditiques traduisent en effet des réactions *subsolidus* de déshydratation des roches mafiques encaissantes lors de la mise en place des hornblendites sous des conditions de pression suffisamment élevées pour être dans le champ de stabilité du grenat (> 10 kbar ; Lopez & Castro, 2001 ; Fig. IV-6B). Les observations de terrain ont également montré que cette augmentation de température peut mener localement à des réactions *suprasolidus* de fusion partielle par déshydratation, formant des halos leucosomiques autour des grenats ainsi que des veines felsiques riches en grenats péritectiques (Fig. IV-6C). En outre, ce type de réactions est particulièrement bien documenté dans les sections profondes des séquences crustales des arcs (e.g., Burg *et al.*, 2005 ; Garrido *et al.*, 2006 ; Berger *et al.*, 2009) soumis à des conditions de pressions (> 10 kbar) et de températures importantes (> 850 °C). Ces assemblages sont également bien reproduits par la pétrologie expérimentale pour des systèmes chimiques (*i.e.* amphibolitique) et des conditions P-T similaires (*cf.* Rapp & Watson, 1995 ; Lopez & Castro, 2001).

IV.2.3.3 Refroidissement isobarique HP

La présence de rutiles témoigne également de réactions métamorphiques à haute pression. En effet, les études de pétrologie expérimentale (Ernst et al., 1998) ainsi que les récents calculs de diagramme de phase multi-équilibre (Palin et al., 2016) ont montré que, pour des systèmes chimiques comparables (amphibolitiques), le rutile est stable à des conditions de pression relativement élevées (> 12 kbar) pour des conditions de température subsolidus à suprasolidus (> 750 °C), mais que l'ilménite devient la phase titanifère stable pour des conditions de températures similaires et pour des pressions plus faibles (< 10 kbar). Les conditions de températures calculées pour les rutiles (~720 °C) ainsi que leurs relations microtexturales (i.e. localisation au niveau des joints de grain des amphiboles et sous forme d'inclusions dans les bordures des grenats) suggèrent que les gabbros à hornblende et grenat de Bougmane ont subi un refroidissement isobarique après la mise en place des magmas parentaux associés aux hornblendites. Cette interprétation est également soutenue par les profils chimiques des grenats (cf. Fig. Suppl. Mat. 2 de l'article ; du cœur vers la bordure). La composition homogène des cœurs des grenats suggère soit que leur croissance ait eu lieu dans des conditions P-T constantes, soit qu'un chemin prograde retraçant l'augmentation de température ait été oblitéré et que les profils chimiques aient été lissés suite à des conditions métamorphiques de haut grade (Spear, 1989). Le pic de température enregistré par ces faciès granulitiques à grenat a probablement favorisé les processus de diffusion volumétrique intracristalline au sein des grenats, homogénéisant la chimie des cœurs (e.g., Spear, 1991; Caddick et al., 2010). Les fines bordures du grenat reflètent, quant à elles, un processus ultérieur et relativement abrupt. De telles variations (augmentation en Fe#, xAlm, xGrs et

diminution en xPrp ; *cf.* Fig. Suppl. Mat. 2 de l'article) sont caractéristiques d'un chemin P-T rétrograde dans les systèmes métapélitiques (Spear *et al.*, 1989), mais aussi pour les roches mafiques riches en grenats de la base de l'arc du Kohistan (Ringuette *et al.*, 1999). D'après ces auteurs, ce profil traduirait un refroidissement isobarique. Cela est également en accord avec les nombreux rutiles trouvés en inclusion dans les bordures rétrogrades des grenats et dans le reste de la matrice gabbroïque, attestant que la phase de refroidissement ait eu lieu à des conditions de pression suffisamment hautes pour maintenir la stabilité du rutile (Fig. IV-6D).

L'ensemble de ces résultats montre que la mise en place des magmas mafiques et ultramafiques de l'unité intrusive de Bougmane a eu lieu à une profondeur crustale importante de l'ordre de 30 km (Fig. IV-5-6) et par conséquent, qu'un épaississement crustal significatif avait déjà eu lieu avant cet épisode magmatique. Cela est également en accord avec les conditions de genèse et de mise en place des magmas leucogranodioritiques évoquées plus haut ; ces derniers étant interprétés comme le produit d'une réaction de fusion partielle d'une roche cumulative mafique issue de la base de la séquence crustale, dans le champ de stabilité du grenat. L'activité magmatique semble particulièrement intense au vu de la mise en place successive de magmas au sein d'autres magmas, ponctuant le régime thermique de l'arc de réactions granulitiques (déshydratation et fusion partielle par déshydratation) plus ou moins localisées, typiques des environnements associés aux racines d'arc matures (e.g., Garrido *et al.*, 2006 ; Otamendi *et al.*, 2008 ; Berger *et al.*, 2011 ; Stowell *et al.*, 2014).



Figure IV-6 Évolution P-T schématisée de l'unité mafique intrusive de Bougmane. A. Mise en place et cristallisation des gabbros à hornblende datée à ~700 Ma. B. Nouveau pulse magmatique marqué par la mise en place d'hornblendites (étoile grisée) et des leucogranodiorites au sein des gabbros à hornblende. Impact thermique marqué par la déshydratation des gabbros à hornblende (réactions subsolidus : parg + plg = grt + plg + parg). C. Impact thermique plus important menant localement à la fusion partielle par déshydratation des gabbros à hornblende se de liquides felsiques riches en grenats péritectiques (réactions suprasolidus : grt + plg + parg = grt + melt). D. Chemin de refroidissement isobarique des différentes lithologies *post-pulse* magmatique.

IV.2.4 Nouvelles contraintes géochronologiques

Cette étude a également permis d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques à l'évolution du complexe de Bougmane par l'analyse isotopique (méthode U-Pb) des zircons et des rutiles de trois faciès lithologiques de l'unité mafique intrusive :

- Les zircons extraits de faciès leucogabbroïques riches en grenats formant les bordures réactionnelles des intrusions hornblenditiques ont été datés (méthode U-Pb) et ont fourni un âge de 706 ± 9 Ma (Fig. IV-7A). Cet âge est indiscernable de l'âge précédemment obtenu sur les gabbros à hornblende sans grenat par El Hadi *et al.* (2010 ; 697 ± 8 Ma). Ces faciès ayant subi des conditions métamorphiques de hautes températures, un âge « granulitique » était suspecté. Cependant, la composition chimique *in situ* de ces zircons est en désaccord avec leur co-cristallisation avec l'assemblage riche en grenat (absence d'appauvrissement significatif en HREE ; Fig. IV-7B). Ceci suggère que l'âge obtenu reflète un âge protolithique non affecté par la rééquilibration métamorphique et la paragenèse à grenat, et date par conséquent la mise en place initiale du gabbro à hornblende.
- Les rutiles issus des roches hornblenditiques intrusives ont été datés (méthode U-Pb) et ont fourni un âge de 686 ± 6 Ma (Fig. IV-7D-E). Il est largement établi que les âges U-Pb sur rutile représentent l'âge de fermeture thermique de la diffusion du Pb dans le minéral (*Tc*: ~650°C; Schärer & Labrousse, 2003), datant par conséquent sa phase de refroidissement. D'après les observations de terrain, ces hornblendites sont intrusives dans les gabbros à hornblende et à grenat, eux-mêmes datés autour de 700 Ma (*cf.* plus haut) et ce, dans des conditions submagmatiques de haute température comme en témoignent les contacts irréguliers et interlobés entre les deux lithologies (Fig. IV-3). Ce nouvel âge rutile date vraisemblablement le refroidissement des roches hornblenditiques après leur mise en place, et atteste par conséquent, que les magmas parentaux des cumulats hornblenditiques sont concomitants à l'épisode magmatique associé aux gabbros à hornblende (~700 Ma).
- Les rutiles issus des gabbros à hornblende et à grenat ont fourni un âge de 658 ± 7 Ma, suggérant une réouverture du système isotopique ultérieur à la mise en place des magmas gabbroïques, à la croissance des rutiles et au refroidissement isobarique ayant eu lieu autour de 700 Ma. Ces roches ont donc localement subi un événement thermique notable (> 650 °C) qui ne semble cependant pas avoir affecté l'ensemble du massif (*cf.* l'âge rutile 'préservé' au sein des massifs hornblenditiques). Par ailleurs, cet âge correspond à un épisode magmatique majeur de l'orogenèse panafricaine enregistré dans la boutonnière de Bou Azzer. Celui-ci se marque par la mise en place de nombreux magmas de composition dioritique dans l'ensemble de la boutonnière (Beraaouz *et al.*, 2004 ; Inglis *et al.*, 2005 ; El Hadi *et al.*, 2010). Cet épisode thermique aurait affecté ponctuellement et localement les

massifs du complexe de Bougmane via la mise en place de plutons magmatiques sousjacents non affleurants ou non-échantillonnés.



Figure IV-7 Données géochronologiques associées à l'événement magmatique majeur daté à ~ 700 Ma sur zircons issus des gabbros à hornblende et à grenat (ABC ; échantillon ASL17C) et sur rutiles issus des hornblendites (DEFG ; échantillon ASL22B). A. Diagramme Concordia et calcul de l'âge U-Pb via le logiciel Isoplot (Ludwig, 2001). B. Teneurs en Terres Rares normalisées aux chondrites (McDonough & Sun, 1995) pour les zircons datés en (B). C. Images de cathodoluminescence optique des zircons analysés en (B). D. Diagramme Concordia et calcul de l'âge U-Pb concordant via le logiciel Isoplot (Ludwig, 2001). E. Calcul de la moyenne pondérée du rapport ²⁰⁶Pb / ²³⁸U et des âges concordants correspondants via le logiciel Isoplot. F. Microphotographie en lumière polarisée non-analysée illustrant l'occurrence des rutiles en 'amas' au sein de la matrice hornblenditique. G. Image BSE ('*backscattered electron'*) illustrant la présence de fines baguettes d'exsolution d'ilménite au sein des rutiles.

IV.3 Scénario géodynamique et implications pour les modes d'évolution des arcs océaniques

IV.3.1 Chronologie et contraintes géodynamiques de l'édification du

paléo-arc marocain

Les âges U-Pb (zircons et rutiles) reportés pour le complexe d'arc de Bougmane (~750 Ma, ~700 Ma et ~650 Ma) sont également caractéristiques des reliques d'arcs exposées dans les boutonnières de Bou Azzer-El Graara et du Sirwa (*cf.* Fig. IV-1). En regroupant l'ensemble des données géochronologiques U-Pb obtenues sur les roches ignées associées à l'activité de l'arc³, trois pics d'activité (*'magmatic flare-ups'*) ainsi qu'un épisode tectono-métamorphique majeur semblent rythmer l'évolution intra-océanique du paléo-arc marocain (*magmatic lulls'*; Fig. IV-8) :

- (1) Les âges les plus anciens sont compris entre **755 et 730 Ma.** Ceux-ci sont représentés par les âges magmatiques (protolithiques) de plusieurs unités orthogneissiques montrant une signature d'arc océanique (valeurs d' ɛNdt issues de D'Lemos *et al.*, 2006 ; comprise entre +4.9 et +6.0; Thomas *et al.*, 2002 ; cette étude et le chapitre 5) tels que les gneiss méta-andésitiques de Tachakoucht et méta-granitiques de Tourtit dans le Sirwa ainsi que les gneiss granitiques, granodioritiques et amphibolites des complexes de Bou Azzer Mine, de Tazigzaout et de Bougmane (Fig. IV-1). Ce premier épisode magmatique voit également le développement d'une zone extensive associée à l'activité de l'arc (Bodinier *et al.*, 1984 ; Naidoo *et al.*, 1991 ; *cf.* le chapitre 5), comme en témoignent les séquences ophiolitiques affleurant dans la partie nord des boutonnières du Sirwa et de Bou Azzer (les séquences ophiolitiques de Khzama et de Bou Azzer, respectivement).
- (2) Ces roches magmatiques ont ensuite été intensément déformées et métamorphisées. À Bougmane, leur enfouissement aurait atteint des conditions du faciès amphibolite supérieures (~8 à 10 kbar), à savoir près de 30 km de profondeur. L'existence d'un épisode tectonique de raccourcissement a lieu entre **730 et 700 Ma** (Hefferan *et al.*, 2014 ; D'Lemos *et al.*, 2006 ; Triantafyllou *et al.*, 2016). Celui-ci n'affecte que les complexes d'arcs les plus anciens (âges protolithiques : 760-730 Ma) et se traduit par un enfouissement des faciès d'arc ainsi que par le charriage et l'empilement des unités

³ Références bibliographiques des données U-Pb : Thomas *et al.*, 2002 ; 2004 ; El Hadi *et al.*, 2010 ; Samson *et al.*, 2004 ; Inglis *et al.*, 2004 ; 2005 ; Admou *et al.*, 2013 ; Blein *et al.*, 2014 ; Walsh *et al.*, 2012 ; Triantafyllou *et al.*, 2016 ainsi que cette étude.

ophiolitiques d'arrière-arc sur les unités orthogneissiques d'arc (Triantafyllou *et al.*, 2016 ; *cf.* chapitre 3).

- (3) Un second événement magmatique majeur a été enregistré entre **705 et 690 Ma** et est représenté par la mise en place d'unités magmatiques intrusives au sein des unités orthogneissiques plus anciennes. Ces magmas de composition gabbroïque, hornblenditique, granitique et leucogranodioritique affleurent dans les complexes d'Oumlil, de Tazigzaout et de Bougmane (Fig. IV-1). Ceux-ci sont caractérisés, tout comme les gneiss encaissants, par des signatures d'arc issus d'une source mantellique néoprotérozoïque juvénile (*cf.* Fig. 6 et 7 dans l'article et les données isotopiques du chapitre 5 ; valeurs d' ɛNdt issues de D'Lemos *et al.*, 2006 ; comprises entre +5.0 et +5.5).
- (4) Un troisième épisode magmatique a lieu entre 660 et 640 Ma. Celui-ci est représenté par la mise en place de magmas dioritiques au Nord des unités orthogneissiques mentionnées plus haut ainsi qu'au sein de la séquence ophiolitique dans la boutonnière de Bou Azzer (Inglis *et al.*, 2005; El Hadi *et al.*, 2010; Walsh *et al.*, 2012). Cet événement magmatique est également enregistré dans la boutonnière du Sirwa par la mise en place de magmas hydratés hornblenditiques et gabbroïques (*cf.* chapitre 3 sur la composition des magmas intrusifs d'Iriri ; Triantafyllou *et al.*, 2016) au sein des gneiss de Tachakoucht. Ces magmas sont également caractérisés par des signatures géochimiques d'arc (Beraaouz *et al.*, 2004) et montrent qu'ils sont également issus d'une source néoprotérozoïque juvénile (ɛNdt compris entre +4.2 et +7.5; Mrini, 1993). Cela indique que le craton ouest africain et les terrains paléoprotérozoïques qui le composent, n'étaient pas impliqués dans la genèse de ces magmas (*cf.* le chapitre 5 portant sur l'interprétation des données isotopiques Nd).
- (5) Les premiers épisodes magmatiques attestant d'une contamination continentale/cratonique sont marqués par la mise en place de magmas dioritiques dans la localité de Bleïda (SE de la boutonnière de Bou Azzer ; Fig. IV-1), datés à 580-585 Ma (Inglis *et al.*, 2004), et par une suite de granitoïdes calco-alcalins riches en K dans la boutonnière du Sirwa, datés entre **615 et 580 Ma** (Aït Malek *et al.*, 1998 ; Thomas *et al.*, 2002 ; De Wall *et al.*, 2001). Ces marqueurs chronologiques et géochimiques attestent donc que l'obduction des complexes océaniques n'a pas eu lieu avant 615 Ma et que les trois épisodes magmatiques ci-dessus ainsi que l'événement tectonométamorphique précoce ont eu lieu en domaine intra-océanique.



Figure IV-8 Modèle schématique retraçant l'évolution magmatique et tectono-métamorphique du complexe d'arc océanique de Bougmane ainsi que des autres reliques du paléo-arc néoprotérozoïque marocain. Un histogramme de fréquence des âges U-Pb (*cf.* note ₂ de la page précédente) illustre les trois pics d'activité magmatique enregistrés au sein des reliques du paléo-arc.

IV.3.2 Magmatisme polyphasé de l'arc en domaine intra-océanique : faisabilité géodynamique

L'activité magmatique associée à la construction du paléo-arc marocain peut nous renseigner sur la géodynamique et les processus constructeurs des arcs en domaine océanique. Comme évoqué plus haut, celle-ci s'étale sur plus de 120 Ma au Néoprotérozoïque et semble avoir été rythmée par trois épisodes magmatiques majeurs (~750 Ma, ~700 Ma et ~650 Ma). Cette activité est entrecoupée par un événement tectonique épaississant relativement précoce entre 730-700 Ma, qui est responsable de l'empilement des composantes du système d'arc océanique pré-730 Ma. Une autre caractéristique du cas d'étude marocain qui est particulièrement marquée pour le complexe de Bougmane, est le 'confinement' de son activité magmatique. En effet, les contacts intrusifs entre les unités magmatiques successives d'arc (D'Lemos et al., 2006 ; Inglis et al., 2004 ; Triantafyllou et al., 2016 ; cette étude) suggèrent que cette activité magmatique était centralisée/concentrée sur une portion assez étroite de la croûte océanique, surplombant le développement d'une ou de plusieurs zones de subduction intra-océaniques. Malgré le peu de contraintes paléogéographiques dont nous disposons pour le cas d'étude marocain (*i.e.* polarité de la subduction, vitesses de convergence, nature des plaques océaniques et continentales hors WAC, etc. ; cf. discussion du chapitre 3), deux schémas géodynamiques distincts peuvent être envisagés afin de justifier l'étalement et la rythmicité de son enregistrement magmatique:

Une subduction unique / monotone. La durée de l'activité magmatique d'un arc formé au sein d'une zone de subduction unique peut s'avérer particulièrement longue. Celle du paléo-arc marocain est comparable à l'évolution de l'arc océanique fossile du Kohistan qui s'étale sur près de 100 Ma, précédant la phase d'obduction de l'arc (Schaltegger *et al.*, 2003 ; Bouilhol *et al.*, 2011 ; 2013 ; Bosch *et al.*, 2011). Parmi les systèmes d'arcs océaniques actifs, des périodes d'activité relativement longues caractérisent l'évolution de l'arc des Aléoutiennes (initiée autour de ~45-56 Ma ; Holbrook *et al.*, 1999 ; Jicha et Jagoutz, 2015) et celle des arcs de Tonga-Kermadec (initiée autour de ~ 50 Ma pour ; Whattam *et al.*, 2008). Toutefois, et contrairement à l'enregistrement géochronologique du cas d'étude marocain, cette longue activité magmatique semble refléter une alimentation continue en magma, exempte de toute rythmicité, autant pour le cas des arcs actifs que pour leurs homologues fossiles (Paterson & Ducea, 2015 ; Jicha & Jagoutz, 2015).

Ce phénomène de périodicité a cependant déjà été documenté pour l'évolution de l'arc continental des Cordillères (Paterson & Ducea, 2015; Ducea and Barton, 2007; DeCelles *et al.*, 2009). L'activité magmatique de ce système d'arc a lieu au Mésozoïque et est caractérisée, similairement à l'activité du paléo-arc marocain, par trois pics d'âges magmatiques successifs espacés de ~60 Ma. Bien que la nature des processus responsables d'une telle rythmicité reste débattue/hypothétique, celle-ci serait attribuée soit

à un bouleversement 'local/régional' du régime de subduction (Ducea & Barton, 2007; DeCelles *et al.*, 2009), soit à plus grande échelle, lié à un réarrangement des plaques tectoniques impliquées (Matthew *et al.*, 2012). Au vu de nos observations, il est donc envisageable que le paléo-arc marocain ait été sujet à une évolution similaire, mais en domaine intra-océanique.

Des subductions multiples. Le complexe d'arc océanique peut également se construire par l'intermédiaire de plusieurs zones de subduction intra-océaniques successives formant des portions de croûte océanique 'composites' en termes de cortège magmatique ainsi que d'enregistrement géochronologique (*cf. les contextes composites de croissance des arcs du chapitre 1*). L'évolution de l'arc des Petites Antilles illustre ce type de contexte. Bien que l'activité de ce dernier ait commencé il y a ~40 Ma (Reymer and Schubert, 1984), la partie Nord de l'arc se serait partiellement construite sur une croûte océanique plus ancienne, elle-même attribuée à l'existence d'un arc océanique préexistant d'âge Crétacé (Bouysse *et al.*, 1983 ; 1988). Ce type de schéma semble également caractériser l'évolution des arcs des Nouvelles Hebrides, de New Britain et des Salomons (Woodhead *et al.*, 1998 ; Smith *et al.*, 1997 ; Pysklywec *et al.* 2003 références incluses). Ces différents systèmes d'arcs ont subi plusieurs phases de réorganisation crustale successives, engendrées par des modifications du régime de subduction (et par conséquent, du magmatisme d'arc) causées par des phases d'inversion de polarité de la subduction (Smith *et al.*, 1997 ; Cooper & Taylor, 1985 ; Fitton *et al.*, 2004).

L'évolution du paléo-arc marocain peut s'expliquer au travers d'un tel schéma géodynamique (Benziane, 2007 ; *cf. chapitre 3 ;* Triantafyllou *et al.*, 2016). En effet, le confinement de l'activité magmatique du cas d'étude marocain n'exclut pas le relais de plusieurs zones de subduction successives. De plus, il est établi au travers de plusieurs modèles étudiant les mécanismes d'initiation des zones de subduction océanique que d'importants contrastes latéraux de flottabilité entre deux blocs crustaux distincts sont favorables à l'initiation d'une nouvelle zone de subduction (Gerya *et al.* 2008; Nair, 2008 ; Nikolaeva *et al.* 2008; Zhu *et al.* 2009 ; Gerya, 2011 et références incluses). Dans ce canevas, un système d'arc océanique relativement mature doté d'une forte capacité de flottabilité, peut potentiellement constituer des *nuclei* favorables au développement d'une nouvelle zone de subduction intra-océanique (Niu *et al.*, 2003 ; Stern, 2004 et références incluses) et favoriser ainsi le confinement de plusieurs épisodes magmatiques d'arc sur une portion restreinte de la croûte océanique.

IV.3.3 Déformation et épaississement tectonique du système d'arc en domaine océanique

Il a été montré ci-dessus que la croissance du paléo-arc néoprotérozoïque marocain s'est effectuée l'intermédiaire d'apports magmatiques successifs. Deux par schémas géodynamiques réalistes sont proposés pour expliquer ces caractéristiques : via une subduction unique présentant des variations intrinsèques du régime magmatique, ou via plusieurs subductions successives opérant sous une portion de croûte océanique limitée. Outre son enregistrement magmatique particulier, l'évolution du paléo-arc marocain est également caractérisée par une phase tectonique de raccourcissement ayant eu lieu en domaine intraocéanique, probablement entre les deux premiers épisodes magmatiques (730 – 700 Ma). Celle-ci se traduit par un impact tectonique important sur la structure crustale de l'arc, marqué par le charriage de la zone d'arrière-arc (séquences ophiolitiques) sur l'arc sensu stricto (Triantafyllou et al., 2016; El Hadi et al., 2010) ainsi que par la déformation et l'enfouissement des roches de l'arc à des conditions HP du faciès amphibolite supérieur (8 à 10 kbar ; Fig. IV-8 ; cf. chapitre 3 sur l'évolution tectono-métamorphique du complexe d'Iriri-Tachakoucht et cette étude).

Un régime tectonique raccourcissant et épaississant associé à une zone de subduction intra-océanique est un phénomène assez rare dans le contexte de tectonique des plaques actuel. En effet, la plupart des zones de subduction intra-océaniques actives sont couramment couplées à une composante extensive au sein de la plaque supérieure (telles les zones de subduction des Mariannes, de Tonga ou de Kermadec ; cf. chapitre 1 sur les généralités sur les arcs océaniques) ou caractérisées par un régime tectonique stable (telle la zone de subduction des Aléoutiennes). Or, aucun de ces cas de figure n'implique une accumulation des contraintes tectoniques suffisante pour déformer significativement la structure de l'arc et/ou engendrer un empilement tectonique en domaine intra-océanique. Le cas d'étude marocain pourrait ainsi représenter un mode de régime de subduction tout à fait singulier dont la faisabilité géodynamique reste à établir. Dans cette optique, plusieurs modèles géométriques (Lallemand et al., 2008, Heuret et al., 2005), numériques (Arcay et al., 2008 ; Sizova et al., 2010 ; Baitsch et al., 2014 ; Tetreault & Buiter, 2012) et analogiques (Boutelier et al., 2003 ; Heuret et al., 2007) se sont intéressés aux variations potentielles du régime tectonique associé à l'évolution d'une zone de subduction intra-océanique. Ceux-ci peuvent apporter plusieurs pistes de réflexion sur les paramètres pouvant favoriser la formation de régime tectonique raccourcissant et la déformation de l'arc associées à l'évolution d'une zone de subduction intraocéanique:

 Géométrie de subduction et vitesses des plaques. Il est établi que l'état de contrainte de la plaque surplombant la zone de subduction peut être corrélé aux paramètres cinématiques et à la géométrie des plaques océaniques impliquées (Heuret *et al.*, 2005 ; Lallemand *et* *al.*, 2005 ; 2008). **La pente du s/ab** (panneau lithosphérique plongeant) par exemple, montre une corrélation avec l'état de contrainte de la plaque surplombant la zone de subduction (Lallemand *et al.*, 2005 ; 2008). Un pendage faible du *s/ab* favorisera le développement d'un état de contrainte compressif par-dessus la zone de subduction (Heuret *et al.*, 2005) et inversément, un pendage fort (> 50°), comme observé sismiquement pour la plupart des systèmes actifs (exemple de l'arc des Mariannes), induira un régime extensif pouvant mener au développement d'une nouvelle croûte océanique d'arrière-arc par expansion. **La capacité de migration de la fosse** est un autre paramètre primordial. Cette migration permet d'équilibrer les différents vecteurs cinématiques des plaques impliquées dans la zone de subduction. Si cette migration est contrariée (via un ancrage du *slab*, les flux mantelliques ou par une portion de croûte à forte flottabilité), un état de contrainte compressif peut être transmis dans la plaque surplombant la zone de subduction (Heuret *et al.*, 2005 ; Lallemand *et al.*, 2008). Bien que la plupart des zones de subduction

modernes n'engendrent pas de déformation significative des plaques, des états de contraintes compressifs sont généralement enregistrés dans la partie arrière-arc de plusieurs systèmes actifs (Malavieille *et al.*, 2002 ; Lallemand, 2014) ; cela restant néanmoins peu comparable au scénario géodynamique du cas marocain.

Zones de faiblesse et couplage des plagues. Plusieurs modèles pétro-thermo-mécaniques (Sizova et al., 2010; Baitsch et al., 2014) soulignent aussi l'importance et la localisation des zones de faiblesse à l'échelle de la zone de subduction océanique. Celles-ci se matérialisent par la présence de fluides, de liquides magmatiques associés au développement de la zone d'arrière-arc ou encore, de massifs fortement hydratés tels les massifs serpentiniteux caractéristiques des zones d'avant-arc (Fryer et al., 1992 ; Hyndman & Peacock, 2003). Dans un régime de subduction globalement compressif, ces faiblesses de la lithosphère peuvent localiser préférentiellement la déformation liée au raccourcissement tectonique et ainsi exercer un contrôle fort en faisant varier le régime de subduction (Billen, 2010; Boutelier and Chemenda, 2011; Baitsch et al., 2014). En l'absence de telles zones de faiblesse (traduisant un couplage des plaques fort ; cf. le scénario d' 'advancing subduction' dans Baitsch et al., 2014), la zone d'arc sensu stricto. et l'hétérogénéité pétrologique et thermique qui la caractérise (e.g., Takahashi et al., 2007 ; Debari & Greene, 2011 ; Tetreault & Buiter, 2012), pourraient accommoder une partie du raccourcissement crustal par l'empilement tectonique de la zone d'arrière-arc sur l'arc tel que proposé pour le cas d'étude au Maroc. Bien que le contexte tectonique soit différent, Burg et al. (2005) ont documenté en détails des processus de localisation du cisaillement/déformation dans les niveaux profonds à moyens de la section crustale de l'arc du Kohistan.



Figure IV-9 Image satellitaire illustrant le contexte géodynamique actuel à l'Est du continent australien, et la présence d'objets océaniques épaissis entre la masse continentale et les systèmes d'arcs océaniques de Tonga-Kermadec (Data sources : Google Earth - Landsat, SIO, NOAA, NGA, GEBCO).

- Contextes géodynamiques particuliers. Ce dernier point souligne l'importance des variables extérieures à la dynamique intrinsèque d'une zone de subduction océanique, dépendantes du contexte géodynamique dans lequel celle-ci évolue. La proximité avec une masse continentale est une caractéristique que partagent beaucoup d'arcs intra-océaniques, sans pour autant être dans une phase d'accrétion de l'arc sur la marge continentale (Leat & Larter, 2003 ; Schellart *et al.*, 2007). Cette position intermédiaire pourrait refléter un contexte géodynamique particulier de blocage de l'arc ('*arc jamming'*; Gerya, 2011) ou encore, de contexte de pré-accrétion de l'arc. Ce type de contexte est particulièrement bien illustré pour les arcs océaniques qui bordent la partie Nord et NE du continent australien (arcs de New Britain, de Nouvelles Hébrides, des Salomons, de Tonga-Kermadec ; Fig. IV-9). En effet, une croûte océanique épaissie, à savoir les plateaux océaniques de Lord Howe et de Queensland, maintient les arcs océaniques à une certaine distance des masses continentales. Dans un régime tectonique globalement convergent,

ces contextes pourraient néanmoins transmettre à l'arc océanique l'accumulation des contraintes causée par la convergence de l'arc océanique mature vers la masse continentale, tout en empêchant l'obduction de l'arc sur la marge continentale, précédant la fermeture stricte du domaine océanique. Par ailleurs, ce type de contexte expliquerait dans le cas du paléo-arc marocain que l'ensemble des épisodes magmatiques ait eu lieu en domaine intra-océanique.

IV.4 Article soumis pour publication dans la revue *Contributions to Mineralogy and Petrology*

Intra-oceanic arc maturation driven by magmatic and tectonic processes recorded in the Bougmane arc complex (Anti-Atlas, Morocco)

Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J. M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguier, O., & Vandycke, S.

Intra-oceanic arc growth driven by magmatic and tectonic processes recorded in the Neoproterozoic Bougmane arc complex (Anti-Atlas, Morocco)

A Triantafyllou ^{a,b}, J. Berger ^c, J-M. Baele ^b, H. Diot ^{a,d}, N. Ennih ^e, C. Monnier ^a, G. Plissart ^f, A. Watlet ^b, O. Bruguier ^g, S. Vandycke ^b.

a Laboratoire de Planétologie et Géodynamique – Nantes (LPGN), UFR Sciences et Techniques, Université de Nantes, UMR-CNRS 6112, 2, Rue de laHoussinière, BP92208, 44322 Nantes Cedex 3, France

b Geology and Applied Geology unit – Mining Geology, Université de Mons, 20, Place du Parc, B-7000, Belgium

c Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire de Midi-Pyrénées, CNRS, IRD, Université de Paul Sabatier, UMR-CNRS 5563, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

d Université de La Rochelle, Avenue M. Crépeau, F-17042, La Rochelle Cedex 1

_e EGGPG, Département de Géologie, Faculté des Sciences, BP. 20; Université Chouaïb Doukkali, 24000 El Jadida, Morocco

_f Instituo de Ciencas de la Tierra, Facultad de Ciencas, Universidad Austral de Chile (UACh), Valdivia, Chile

_g Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, UMR-CNRS 5243, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier-Cedex, France

Keywords: arc maturation; crustal thickening; HP dehydration melting; rutile dating; garnet granulite, Neoproterozoic, Pan-African.

Introduction

Island arcs are key-geological actors of plate tectonics. They are viewed as major factories accumulating mantle-derived magmas, producing evolved igneous products (Rudnick and Gao, 2003; Leat and Larter, 2003; Tatsumi et al., 2008; Stern, 2010) and are thought to contribute to the growth of the post-Archaean continental crust through their accretion on continental margins (e.g., Taylor and McLennan, 1985; Rudnick, 1995; Condie, 1997; Gazel et al., 2015). For this purpose, intra-oceanic arc systems (IOAS) need to transform its bulk composition from mean basaltic oceanic crust to andesitic, and also, need to acquire a sufficient buoyancy in order to at least partially, survive to arc-continent collision (Boutelier et al., 2003; Tetreault & Buiter, 2012; Vogt et al., 2014). This evolution, named the maturation phase of IOAS, is a complex, dynamic and instable process that is still poorly documented. Indeed, even if active island arc settings are marked by a great diversity of their physical and chemical structure (Leat & Larter, 2003; Takahashi et al., 2007; Tetreault & Buiter, 2014), they only represent snapshots of their evolution which is difficult to study via direct investigation. Such evolution can only be investigated in accreted oceanic arcs but the rarity of their exposure (*i.e.* Kohistan, Tonsina, Talkeetna, Tilemsi, Amalaoulaou oceanic paleo-arcs) only provides a limited overview of their potential diversity.

The building and maturation of an intra-oceanic arc is evidenced by thickened of their crustal section as well as the intense stratification of their petrological and geochemical composition (Stern, 2010; Tatsumi *et al.*, 2008; DeBari & Greene, 2011). The latter is driven by several mantle-derived magmatic pulses (e.g., Kelemen *et al.*, 2003; Nikolaeva *et al.*, 2008) and subsequent intra-crustal differentiation processes (*i.e.* fractional crystallisation and anatexis of infracrustal gabbroic rocks; *e.g.* Müntener *et al.*, 2001; 2006; Annen *et al.*, 2006; Garrido *et al.*, 2006; Debari & Greene, 2011; Miller & Christensen, 1994; Debari & Coleman, 1989). Such mature arcs have been imaged via indirect geophysical investigations in modern

environments (Izu–Bonin–Marianna or Aleutian arcs; Calvert, 2011; Tatsumi *et al.*, 2008) and are relatively consistent with exceptionally preserved paleo-arc sections (Talkeetna, Kohistan and Tilemsi-Amalaoulaou accreted arcs; Behn and Kelemen, 2006; Burg, 2011; Garrido *et al.*, 2007; DeBari and Greene, 2011; Berger *et al.*, 2011).

Many intra-oceanic arc complexes are exposed in the Pan-African belt of West and North African continent (Berger *et al.*, 2011; Triantafyllou *et al.*, 2016; Dostal *et al.*, 1994; Thomas *et al.*, 2004), providing a unique opportunity to compare Neoproterozoic arc growth processes with Phanerozoic and active intra-oceanic arc systems (IOAS). This work shows that the growth of the Neoproterozoic Bougmane arc complex has been driven by several magmatic pulses spread along 120 Ma and interspersed by tectonic-metamorphic events within an intra-oceanic environment. The main purpose of this study is to bring new constraints on the geodynamic setting and the related intra-oceanic arc magmatic activity that took place during the Cryogenian in the northern boundary of the West African Craton (WAC) and to improve our understanding on the evolution IOAS.

1. Geological outline

The Bougmane complex belongs to the Central Anti-Atlas belt and crops out in the southern side of the Bou Azzer inlier (Morocco; Fig. 1 a-b). That particular area forms a 70 x 10 km window where the Neoproterozoic basement and Pan-African structures are exposed, surrounded and locally topped by unconformable Ediacaran volcano-clastic deposits of the Ouarzazate Supergroup and late Ediacaran to Early Cambrian clastic sediments (Leblanc, 1981). The Bou Azzer inlier itself consists of several stacked tectonic blocks interpreted as dismembered parts of a Neoproterozoic oceanic supra-subduction zone system (Saquaque *et al.*, 1989; Bousquet *et al.*, 2008). These units were accreted and moulded onto the northern boundary of the West African Craton (WAC) highlighted by the NW-SE striking Anti-Atlas Major Fault (AAMF; Fig 1-A). Based on lithological, geochronological and tectonic characteristics, the Bou Azzer inlier can be subdivided as follow:

(i) The oldest unit forms a discontinuous band of *mafic to felsic orthogneisses* in the southern boundary of the tectonic window. This assemblage is exposed in several complexes (Fig. 1-b; D'Lemos *et al.*, 2006; Blein et al, 2014) that are from East to West: Bougmane, Tazigzaout, Oumlil and Bou Azzer mine complexes. These rocks were originally interpreted as the Eburnean basement of the WAC due to their intense deformation in comparison to other Neoproterozoic rocks in the area. However, recent geochronological data (U-Pb dating on zircons) confirmed their Neoproterozoic ages around 755 to 750 Ma (D'Lemos *et al.*, 2006; Blein et al, 2014). These rocks were then intruded by mafic to felsic magmas dated from 710 to 690 Ma (El Hadi *et al.*, 2010; D'Lemos *et al.*, 2006; Blein *et al.*, 2014). According to Nd isotopic signature (*E*_{Nd} from +4.9 to +6.0), all the rocks from the Tazigzaout complex were formed in juvenile oceanic settings (D'Lemos *et al.*, 2006).

- (ii) An ophiolitic assemblage is exposed in the core of the inlier; mainly made up of ultramafic rocks (serpentinites and few chromite pods), but also mafic metacumulates, meta-basaltic sheeted dykes and pillow lavas in a smaller extent (Leblanc, 1975, 1981). The geochemical signature points to emplacement in a supra-subduction zone (SSZ) setting (Bodinier *et al.*, 1984; Naidoo et al, 1991). The age of this metamorphosed oceanic remnant is still debated because no protolithic rock from the ophiolitic sequence has yet been dated. However, by comparison with the Sirwa window and using relative geochronology, the igneous ages can be bracketed between 760 and 660 Ma (El Hadi *et al.*, 2010; Blein et al, 2014; Thomas *et al.*, 2004).
- (iii) Intrusive syn-kinematic dioritic to granodioritic plutons cut across both gneissic and ophiolitic units. They were dated (U-Pb on zircons) between 660 and 640 Ma (Inglis et al, 2004; El Hadi, 2010; Walsh et al, 2012; Blein et al, 2014) and show arc-like geochemical fingerprints (Beraaouz *et al.*, 2004).

This whole subduction/arc-related igneous pile is also intercalated with diverse reworked deep oceanic sedimentary and volcano-sedimentary deposits (Leblanc, 1975; Leblanc & Billaud, 1978) and later unconformably and partially overlain by molassic deposits (Tiddiline formation; Hefferan *et al.*, 1992).

The Bougmane complex is located in the central longitude of the Bou Azzer inlier forming its southernmost boundary (Fig. 1-b). It is made of gabbroic, granodioritic to granitic orthogneisses, described as a leptyno-amphibolitic complex in recent mapping survey and recently dated at 745 ± 5 Ma by U-Pb on zircon (Admou *et al.*, 2013). Intense shear zones are suspected to have affected this complex under middle to low pressure-temperature (P-T) conditions (Rahimi *et al.* 1998). These host gneisses are accompanied by a metagabbroic unit dated at 697 \pm 8 Ma (U-Pb on zircons) and interpreted as a dismembered element of the ophiolitic assemblage being tectonically extruded to the south (El Hadi *et al.*, 2010; 2011). To

the north of the complex, the gneissic units are intruded by granodioritic and tonalitic elongated plutons that have been dated at 702 ± 5 Ma showing a probable inheritance in their raw isotopic data pointing to 743 ± 9 Ma (Admou *et al.*, 2013). These intrusions have been interpreted and mapped as similar to the Bougmane intrusive granodiorite by Admou *et al.* (2013) based on their similar mineralogical content. Even if emplacement ages have been constrained after recent geological mapping, the geological significance of the Bougmane units remains unclear and deserve more detailed petrological studies to decipher the processes contributing to the build-up of supra-subduction oceanic systems.

2. Field relations and samples description

The Bougmane arc complex is mainly composed of two NW-SE trending units: (i) *a banded gneiss unit* intimately related to (ii) *a weakly deformed plutonic unit* (Fig. 2). It is limited to the NE by a dextral strike-slip fault making the contact with augen granitic gneiss, and to the SW by unconformable Ediacaran to Lower Cambrian deposits (Fig. 2) directly lying onto the banded gneiss. The present study will focus on the intrusive unit forming the core of the Bougmane complex and its relation with the host banded gneissic unit.

2.1 The banded gneiss unit

It crops out in the southern and in the northern parts of the investigated area (Fig. 2). It consists of granodioritic orthogneiss (plg + qtz + K-fs + ms) occasionally interlayered with amphibolitic layers (amp + plg ± qtz; Fig. 3-b). This lithological banding is transposed by a highly dipping foliation striking mainly E-W to WNW-ESE. A subhorizontal lineation is delineated by elongated plagioclase in granodioritic and amphibolites samples. Amphibolites occasionally form continuous bands but mainly occur as lensoid structures boudinaged within the granodioritic bulk gneiss (Fig. 3-b). Such decimetric to meter-scale structures are very much likely to represent a relic of mingling between both magmas that has been transposed into the main foliation. The granodioritic orthogneiss displays stromatic migmatitic structures near the contact with the mafic unit marked by the development of weakly deformed segregated leucosomes, a melanosome and the gneissic paleosome (Fig. 3-d). These migmatitic structures formed near the southern boundary with the mafic unit and can be interpreted as resulting from contact metamorphism during intrusion of the hornblende-gabbros. This is also supported by the numerous decimetric to metric enclaves of banded gneisses found within the mafic units at this same contact (Fig. 3-c).

2.2 The intrusive mafic unit

The core of the Bougmane complex is made of several undeformed to poorly deformed plutonic bodies. They mainly consist of mafic lithologies (*i.e.* hornblende-gabbro and garnet-bearing gabbro), intimately associated to several metric to pluri-decametric lenses of hornblendite and leucogranodioritic intrusions (Fig. 2).

2.2.1 The hornblende-gabbro.

The hornblende-gabbro represents the main lithology of the intrusive matic unit. They form metric to decametric alternating layers of melanocratic and more leucocratic gabbroic rocks. The progressive transition between both facies at the mineralogical scale is consistent with magmatic layering rather than an intrusive contact. This banding is subparallel to the orientation of the entire unit striking NW-SE. Under the microscope, the hornblende-gabbros show a medium- to coarse-grained hypidiomorphic texture made of plagioclase + calcic amphibole + few quartz (+ rutile + zircon + apatite as accessory minerals). The general fabric shows a weak shape preferred orientation of plagioclase without any inter- nor intra-grain deformation consistent with a magmatic fabric. Plagioclase grains are generally coarser than amphiboles, sometimes totally enclosed within a micro-amphibolic matrix (Fig. Suppl-Mat-1). Accessory rutiles are located at amphibole joints or more rarely, forms small rounded inclusions. Retrograde epidote is frequent and forms symplectitic texture with retrogressed albitic plagioclase. Other secondary phases consist of sericite replacing plagioclase, of chlorite/magnetite assemblages for amphibole and of small ilmenite rims for rutile.

2.2.2 The hornblendite

Medium- to coarse-grained hornblendites form several plugs into the central part of the mafic unit, intruding the previously described hornblende-gabbros. They are metric to segregated as veinlets cutting across the hornblenditic rock.

decametric NW-SE elongated bodies being locally accompanied by finer intrusive melanocratic/hornblenditic rocks (Fig. 3-e). The sharp contacts between hornblendite plugs and hornblende-gabbros is however irregular and lobate forming cauliflower-like structures (Fig. 3-e-f). These ones attest that the hornblendites have been emplaced under high temperature near- to supra-solidus conditions. Hornblendite occasionally contains interstitial plagioclase-rich pools, probably representing late-crystallization melt that have been trapped or locally

Under the microscope, these hornblendites are nearly monomineralic, made of mediumto coarse-grained (pluri-millimetric to centimetric) amphiboles. The microtexture in fresh samples typically shows euhedral shapes, sharp grain boundaries and typical amphibole twins suggesting that they crystallized under magmatic conditions. Late crystallization plagioclase is also accompanied by rare quartz filling grain interspaces (Fig. Supp-Mat-1). Rutile, rare titanite, and apatite are also frequent as accessory phases. Some hornblendite samples show more inequigranular microtextures. They are made of large anhedral amphibole crystals surrounded by smaller amphiboles that partially replace the coarser brownish amphiboles. Similar plagioclase-quartz pools are found in the small amphibole-rich matrix (Fig. Supp-Mat-1).

2.2.3 The leucogranodiorite.

Several metric to pluri-metric dykes of medium-grained leucogranodioritic rocks also cut across the mafic unit and are spatially related to the main hornblendite plugs in its central part (Fig. 2). The leucogranodiorite-hornblendite contact is irregular. Smooth and rounded enclaves of leucogranodiorite are found into the hornblenditic magma and vice-versa. These field relations can be viewed as an analogue of syn-magmatic mingling structures. Some leucogranodiorite outcrops show patch migmatitic texture made of micas cores surrounded by more leucocratic halo (quartz + K-feldspar + plagioclase) suggesting that some of these leucogranodioritic rocks have been affected by a subsequent heating/high temperature event. At the microscopic scale, leucogranodiorites show a relatively fresh texture with equigranular medium-grained microtexture, made of plagioclase + quartz + few K-feldspar + muscovite/biotite assemblages and magnetite/titanite as well as apatite as accessory minerals. Micas and titanite/magnetite assemblages form centimetre-scale patch surrounded by a lighter halo. Quartz is typically found as an interstitial phase crystallizing between primary grain boundaries or as plagioclase-quartz assemblages suggesting destabilization of primary plagioclase and proximal recrystallization. The contact between plagioclase and recrystallized quartz is highlighted by cuspate microstructures. Incipient myrmekitic microtextures are present forming aggregates near K-feldspar crystal boundaries. These microscopic observations are consistent with significant grain-shape adjustment under HT subsolidus conditions (Plissart *et al.*, 2012; Gower & Simpson, 1992). Secondary chlorite occurs as a static transformation of biotite, K-feldspar are occasionally sericitized at grain boundaries. Epidote also occurs in the form of late-fluid veins crosscutting the rock fabrics.

2.2.4 The garnet-bearing hornblende-gabbro and felsic veins

Garnet-bearing rocks are very common in the mafic unit. Three types of garnet bearing facies can be distinguished on the field:

(i) Garnet-hornblende gabbros. They are characterized by a hypidiomorphic texture and are mainly made of pargasitic amphibole, plagioclase, garnet, rutile, epidote s.s., rare quartz and apatite as accessory minerals. Garnets are euhedral, relatively coarse compared to the gabbroic matrix and generally contain few relics of plagioclase and amphibole inclusions attesting their subsequent growth as a metamorphic phase (Fig. Supp-Mat-1-e-f). Rutiles are found in the hornblendegabbroic matrix and few rare rounded inclusions were observed at the rims of garnet porphyroblasts. Like in hornblende-gabbro samples, epidote s.s. form symplectitic textures with retrogressed plagioclase.

- (ii) Contact garnet-bearing leucogabbros. Garnets also occur in more leucocratic gabbroic rocks located at the margins of intrusive hornblendites. They form a garnet-rich zone with a similar porphyroblastic texture than the one observed in the host.
- (iii) Garnet-rich leucosomes. Garnets are also found associated to felsic/plagioclaserich leucosomes either forming incipient melting structures within the host rock or veins cutting across the (garnet-) hornblende-bearing mafic rocks. Incipient melt textures (Fig. 4-a) are very similar to patch-migmatites found in partially molten metapelite (Sawyer & Brown, 2008). They are characterized by coarse subhedral peritectic garnets with leucosomes consisting of plagioclase + quartz + few Kfeldspar assemblages forming patches in the host mafic rock. Under the microscope, the coarse garnets are subhedral to anhedral and show embayments of quartz and plagioclase at their borders, suggesting that garnet rims formed during partial melting (Fig. 4-b). Garnet-rich felsic veins intruding the host hornblende-gabbro formed after segregation of the melt coming from incipient melting domains (Fig. 4-c). As observed on Fig. 4-d, the contact zone between host hornblende-gabbro and these garnet-rich felsic veins is generally depleted in plagioclase suggesting that the host rock contributed to the melt-forming reaction. The veins are made of plagioclase + garnet + quartz. Garnets found in leucosomes veins are euhedral and have variable sizes (millimetric to pluricentimetric). Monomineralic garnetite layers are also found occasionally near small relic patches of leucosomes, suggesting garnet accumulation after melt escape (Fig. 4-d).

3. Mineral chemistry & P-T records

Electron microprobe analyses (EPMA) were performed on major phases of each lithological facies of the Bougmane mafic unit. *In situ* major element contents were used to constrain P-T conditions using different empirical thermobarometers based on single phase composition (*i.e.* amphibole: Anderson & Smith, 1996; Ernst & Liu, 1998; and rutile: Watson *et al.*, 2006; Tomkins *et al.*, 2007) and multi-phases equilibrium (*i.e.* amphibole-plagioclase: Holland & Blundy, 1990; 1994; garnet-amphibole-plagioclase-quartz assemblage, Dale *et al.*, 2000; Kohn & Spear, 1990) depending on petrographical relations and freshness of analysed phases. The range and a weighted mean for P-T estimates of each method are presented in Table B3 and further discussed. EPMA analyses and structural formula calculations stand in Tables B1-2-3.

3.1 Hornblende-gabbro

Three samples of garnet-free hornblende-gabbros (*i.e.* BO33, BO8 and BO-hbl1) were chosen for EPMA analyses. Fresh plagioclase have composition that mainly ranges in the andesine field (54 < xAb < 71 mol. %; xAb = Na/[Na + Ca + K] on molar basis). Few rare feldspars contain up to 20 mol. % of xOr for the more albitic analyses. Calcic amphiboles (Ca apfu > 1.7) major contents are homogeneous with restricted variations in Si content (6.2 to 6.7 apfu Si[iv]), slight enrichment in alkali elements (0.44 < Na+K[A] < 0.63) and Mg# ranging from 53 to 67 mol. %. They are all defined as Mg-rich pargasitic amphiboles (Al[iv] > Fe3+ apfu; Leake *et al.*, 2004).

In these samples, temperatures have been calculated using the Ti-in-amphibole thermometer of Ernst & Liu (1998). This thermometer requires an excess of Ti in the chemical system that is attested by the presence of Ti-rich accessory phases (*i.e.* rutile, ilmenite and/or

titanite) in the mineralogical assemblage. The accuracy of this thermometer has been estimated at ± 40 °C (Debret *et al.*, 2013 and references therein). For fresh plagioclase, Holland & Blundy (1990; 1994) thermometer based on amphibole-plagioclase pairs was applied and gave temperature estimates similar to those calculated with the Ti-in-amphibole method (Table B3), *i.e.* a weighted mean of 691 \pm 24 °C (95% confidence; data range: 652 – 740°C; Fig. 5). Pressure conditions of pargasite crystallization was calculated using their Al content and the empirical barometer of Schmidt (1992) that was calibrated for a large range of pressuretemperature conditions and for which the accuracy is estimated at $\pm .0.6$ kbar. Pressure estimates pointed to a weighted mean of 8.6 \pm 0.4 kbar (95% of confidence; data range: 6.1 – 11.2 kbar; Fig. 5).

3.2 Garnet-bearing mafic rocks

3.2.1 Garnet-hornblende gabbro

Four samples (BA9, ASL17B, BO10B and BO22A) of garnet-hornblende gabbro were analysed by EPMA. Amphiboles show typical twinned crystals and display Mg-rich pargasitic compositions similar to that found in hornblende-gabbro (Ca apfu > 1.6; 6.1 to 6.7 apfu Si_[iv]; Na+K_[A] > 0.46 apfu; Mg# ranging between 48 and 66 %) except for Ti, Na and K contents that are slightly higher in garnet-bearing rocks. Garnets are pyrope-almandine (xAlm: 48 to 57; xPrp: 22 to 34; xGrs: 15 to 21 and xSps: 2 to 6; Fig. Supp-Mat-3). Microprobe traverses across garnets from core to rim show slightly decreasing xAlm, Fe# and xGrs contents and increasing xPrp contents near the core of the garnet. Then, at their narrow rims, an intense chemical shift is observed marked by an increase in Fe#, xAlm and xGrs contents and a decrease in xPrp and a slight xSps contents. Plagioclases are mostly albitic in composition ranging from pure albite to 52 % xAb for more calcic plagioclases.

3.2.2 Garnet-rich leucogabbros

Garnet-rich leucogabbros are found at the contact with intrusive hornblendite. They show similar mineralogical assemblage to those of the garnet-hornblende gabbro but with a higher modal proportion of plagioclase. Three samples of garnet-rich leucogabbro were chosen (ASL17C; BA10, ASL30B and BO24) for EPMA analyses. Amphiboles are Mg-rich pargasite and display similar composition to garnet-hornblende gabbro with Ca *apfu* > 1.7, Si_[M] ranging from 6.3 to 6.4 apfu, Na+K_[A] > 0.56 apfu and Mg# ranging between 51 and 63%. Garnets are pyrope-almandine. Their cores show homogeneous/flat chemical composition (sample ASL30B: mean xAlm: 48.9%, xPrp: 30.1; xGrs: 18.1 and xSps: 2.9) except at their narrow rims where almandine and grossular contents abruptly increase (mean xAlm: 52.0%; xGrs: 17.8) while pyrope content decreases (xPrp: 27.7; xSps: 2.4; Fig. Supp-Mat-3), similarly to garnet profiles from garnet-hornblende gabbros. More calcic plagioclases have 53 to 60 xAb content. Feldspar with high xOr compositions (7 to 33 mol % of xOr; xOr = 100*K / [Na + Ca + K] on molar basis) are typically found in retrogressed albitic plagioclases.

3.2.3 P-T constraints for garnet-bearing mafic rocks

Ti–in–amphibole thermometer has been used to constrain temperature of amphiboles crystallization for both garnet-bearing mafics. Calculated temperatures show same ranges for both rocks and point to a weighted mean value of $770 \pm 20^{\circ}$ C (95% of confidence; data range: 693 – 852 °C; Fig. 5). Pressure conditions were estimated using Al-in-amphibole barometer and led to weighted mean pressure conditions of 10.3 ± 0.3 kbar (data range: 8.3 - 12.7 kbar; Fig. 5) which is in agreement with pressure estimates calculated with GAPQ barometer (ranging between 8.7-9.8 kbar in sample BO24 for which grt-plg-amp-q are in equilibrium; Dale *et al.*, 2000).

Alike hornblende-gabbro samples, rutiles are found either in the gabbroic matrix or as rare inclusions into rims of garnets porhyroblasts suggesting that they crystallized after the growth

of the garnet cores. Fourteen rutiles from garnet-hornblende gabbro sample (BO10B sample also used for rutile U-Pb dating) were analysed *in situ* by LA-SF-ICP-MS for their trace element content (see Appendix Table B6. for the analytical procedure and calibration). Mean content for Zr is 956 ppm (standard deviation of 89). Other trace elements contents are available in the Table B6. The large standard deviation reflects Zr heterogeneities/zoning at the crystal scale that were sampled as a bulk with the 52 μ m LA-SF-ICP-MS spot size. Temperatures were estimated based on Zr-in-rutile thermometer, using the calibration of Tomkins *et al.* (2007) for a large pressure range of 5 to 12 kbar covered by amphibole estimation in the same sample. Calculated temperatures are indiscernible from temperatures estimated from amphibole compositions, spreading from 709 to 736 °C (± 22°C; 3% error, Ewing *et al.*, 2013) with a weighted mean value of 724 ± 11°C (95% confidence; Fig. 5).

3.3 Garnet-rich felsic veins

Garnet-rich leucosomes occur as migmatitic patch (coarse garnet and felsic halo) or as garnet-rich felsic veins (Fig. 4). Two samples were analysed by EPMA; one from a garnet-rich felsic vein and another from a garnet-leucosome patch (BA10). Plagioclase from the gabbroic assemblage and in the neosome show comparable albitic compositions (56 < xAb < 78 mol %) and few K-feldspar (xOr: 80-97 mol %) in the leucosome. Amphiboles from the paleosome located at the contact with neosome show pargasitic compositions similar to those of other hornblende-gabbros of the mafic unit. Garnets from both garnet-rich leucosomes are pyrope-almandine in composition with ranges very similar to garnets from garnet-hornblende gabbros and leucogabbro (mean garnet cores composition: xAlm: 49.4, xPrp: 28.7; xGrs: 17.4 and xSps: 4.5).

In felsic veins, garnets are coarse (pluri-millimetric to centimetric), euhedral and contain several plagioclase inclusions. Chemical profiles of the garnets are mainly flat but marked by a small increase of xAlm and xGrs and decrease in xPrp at their rim for a constant xSps content

(Fig. Supp-Mat-3; Table B2). Such flat patterns are commonly observed in garnets formed in garnet granulite and are most likely a consequence of elemental homogenization due to increasing intra-crystalline diffusivity under high temperature conditions (Spear, 1991; Carlson, 1997; Caddick et al., 2010). Chemical variations at their rims is likely due to chemical reequilibration during garnet cooling as typically observed in garnets chemistry from garnetgranulite samples (Ringuette et al., 1999). In migmatitic patches, garnets are as coarser as those found in felsic veins and show subhedral to anhedral shapes. They display heterogeneous/complex chemical profiles (Fig. Supp-Mat-2). They consist of a ~ 1.3 mm zoned core showing a decreasing xAIm and xSps and an increasing xPrp and xGrs contents. A ~3.9 mm zoned rim marked by an increase in xAlm, a decrease in xPrp and xGrs and a relatively constant xSps contents. The chemical variations measured for this garnet rims are marked by a multistep evolution (Fig. Supp-Mat-2). Each zoning step taken apart is very similar to zonings observed in garnet felsic veins, suggesting that, during their growth, the garnets from migmatitic patches episodically recorded a process similar to those recorded in garnet felsic veins. Further investigations of this step zoning are in progress but are however beyond the scope of the present paper.

3.4 Hornblendite

Five samples of hornblendite have been chosen for EPMA analyses (ASL22B; BO10A, ASL24B; BO17; BO33). The cores of the large amphiboles are brownish in PPL (Parallel Polarized Light) and pargasitic in composition (0.52 to 0.69 (Na+K)_[A] *apfu* for 6.3 < Si_[N] *apfu* < 6.8 and 56.3 < Mg# < 79.9 mol.%). Their rims as well as small matrix amphiboles are greenish in PPL, richer in Si content and hornblenditic to actinolitic in composition (0.01 to 0.48 (Na+K)_[A] *apfu* for 6.9 < Si_[N] *apfu* < 8.0 and 72.8 < Mg# < 91.1 mol.%). Microscopic relations show that hornblende from surrounding matrix and from coarse grain rims co-crystallized in equilibrium attesting a subsequent partial reequilibration of the primary pargasite. Amphiboles

temperatures were estimated using Ti-in-amphibole thermometer which yields weighted mean values of $700 \pm 22^{\circ}$ C (95% of confidence; data range: $615 - 763^{\circ}$ C; Fig. 5) for brownish cores and of 536 \pm 19°C for greenish rims and smaller matrix hornblendes (Table B3). Pressure conditions were also estimated using Al content and point to 8.0 ± 0.4 kbar (with pressure peak at 10.3 kbar) for the brownish cores (Fig. 5). The Al-barometer was not applicable to the secondary hornblende giving unrealistic low-P conditions (even negative), a fact already observed for other case studies (Féménias *et al.*, 2006) and probably due to intense element mobility during this retrograde event.

Rutiles in the hornblendite sample (ASL22B) are found as single crystal or as rutile-rich clusters of crystals that grew at amphibole joints. 9 rutiles were analysed for their trace elements. Mean Zr content is 674 ppm (with 108 ppm as standard deviation). Other trace elements contents are available in the Table B6. Following the same method as for BO10BB sample, temperatures were calculated for a pressure range between 5 and 12 kbar (Fig. 5) and range between 672 and 714 °C (\pm 21°C; 3% error) with a weighted mean value of 691 \pm 14 °C (2 σ).

3.5 Intrusive leucogranodiorite

Two samples (ASL6, ASL35B) were analysed by EPMA. Quartz and plagioclase show anhedral to subhedral rounded shape. Quartz shows slight undulose, generally concentric extinctions. Plagioclase is generally albitic (80 to 99 xAb %; Ab). Micas are essentially made of muscovite and chloritized biotite (-1.47 < *feal* < -0.87 for 0.08 < *mgli* < 0.34; *see* Tischendorf *et al.* (2007) classification: *feal* = Fe + Mn + Ti - Al_[vi] and *mgli* = Mg - Li *apfu*).

4. Magma composition and geochemical signature

Geochemical analyses were performed on the different lithologies of the Bougmane mafic unit (*i.e.* hornblende-gabbro, garnet-bearing gabbro, garnet felsic veins, hornblendite and leucogranodiorite) to constrain the nature of magma pulses building the oceanic arc root and to compare them to plutonic rocks sampled in the middle to lower crust of accreted arcs (*i.e.* Kohistan, Talkeetna and Amalaoulaou arc) and lavas from active arc settings (*i.e.* Lesser Antilles, Izu-Bonin and Cascade arcs). The geochemistry of the intrusive granodioritic samples were also used to model the composition of their parental rock. Raw data tables can be found in Table B1, together with details on sample preparation and analytical procedures.

4.1 Hornblende-gabbro and garnet-hornblende-gabbro

Hornblende-gabbros and garnet-bearing hornblende-gabbros show very similar major and trace element bulk rock characteristics (Fig. 6 & 7). They range from primitive, high-Mg (MgO up to 16 wt %; 42 to 52 wt% SiO₂) to differentiated basaltic compositions with Mg# ranging from 45 to 76 (average of 57; Mg# = 100 x MgO/[MgO + FeO_{total}] on molar basis) and MgO-content ranging from 5.6 – 16.2 wt%. Accordingly, they plot near the tholeiitic and calc-alkaline boundary. They also show low to moderate total alkali concentrations (Na₂O + K₂O: 1.6 to 6.1 wt%) and Ca content (3.5 to 11.7 wt% CaO) and rather high Ti contents (0.7 to 3.1; Fig. 6-b-e-f). The large range of alkali content probably results from alteration during retrograde reactions (e.g., albitization of plagioclase). Alumina content is generally slightly higher in garnet-bearing samples (9 to 18 wt% for hornblende-gabbro and 16 to 21 wt% for garnet-bearing gabbro; Fig. 6-a) which is also correlated with Sr content (mean = 370 ppm for hornblende-gabbro against 559 ppm for garnet-bearing mafics) attesting for limited plagioclase accumulation in garnet-bearing samples. Despite large variations in major elements, REE patterns are relatively

homogeneous for both lithologies. They show moderate negative slope from normalized LREE to HREE abundances ([La/Yb]_N mean \sim 2.1; Fig. 7) and a slight convex upward pattern for MREE ([La/Nd]_N: 0.46 - 0.95) with decreasing abundances from Pr to La except for three samples: ASL16A, ASL16B, ASL36 (Fig. 7-a). Despite the high modal proportion of plagioclase, there is no significant Eu anomaly in hornblende-gabbros (Eu/Eu^{*} = $[Eu / (Sm + Gd)/2]_N \sim 1.0$; Fig. 7-a-b) except a slight negative anomaly for some garnet-gabbros (Eu/Eu* 0.84 – 0.94). This suggests that these mafic rocks entirely crystallized from a basaltic melt as commonly observed for melt-like mafic plutonic rocks (*i.e.* chilled mafic rocks) from middle to lower part of accreted oceanic arc sections (Dhuime et al., 2009; Greene et al., 2006; Berger et al., 2011). Such curvated patterns are typical of island arc tholeiites (IAT) such as those found in the Caribbean and Palau arcs (Hawkins & Ishizuka, 2009) but have also been reported for metagabbroic rocks in the deep and middle part of accreted arc sections (Dhuime et al., 2009; Berger et al., 2011; Dostal et al., 1993). The multi-element diagrams (normalized to NMORB; values from Sun & McDonough, 1989) show a slight enriched LILE (Ba, Rb, K, and Sr) and depleted HFSE (Nb, Ta, and Zr) and HREE (Yb and Lu) contents relative to NMORB composition (Fig. 7-b-d). These patterns are also marked by a strong negative anomaly in Th, slight negative anomalies in Nb-Ta for most samples and variable anomalies in Zr-Hf (Fig. 7). All these features are typical chemical markers attributed to a hydrous magma in subductionrelated environments (e.g., Berly et al., 2006; Dhuime et al., 2007). The similarity in REE and multi-element patterns between hornblende-gabbro and garnet-bearing hornblende-gabbro samples suggests that they originated from the same magmatic source and that high pressure mineral assemblage grew subsequently in a closed chemical system. In comparison, garnetrich felsic veins have similar silica content but very low Mg# (< 36.5 %) with high Al contents (> 21 wt% Al₂O₃) compared to host mafic rocks. They show higher LREE contents and much higher HREE contents (Fig. 7) suggesting accumulation of peritectic garnet in the veins.
4.2 Intrusive hornblendite

Intrusive hornblendites display clustered major and trace elements bulk-rock compositions. They show low-silica contents (between 49.7 and 51.2 wt%) for very high Mg# ranging from 76.2 to 81.7 %, high MgO (14-5-17.3 wt%) and low Al₂O₃ (<8.6 wt%). They also show low Ti compositions (TiO₂ < 0.64 wt%) and low alkali contents (Na₂O + K₂O < 1.70 wt%) but high Ca (CaO > 10.4 wt%) (Fig. 6). All the hornblendite samples fall in the calk-alkaline field defined by Miyashiro (1973) (Fig. 6-f). REE patterns are relatively flat (Fig. 7-e) with a slight enrichment in LREE ([La/Lu]_N > 1.61) and a progressive depletion from Nd to Lu ([Sm/Yb]_N between 1.3 and 2.2). Multi-elements patterns show Nb, Ta and HREE negative anomalies and slight negative anomalies in Ti while significant enrichments in Rb, Ba, Th (no negative anomaly of Th value) compared to NMORB (Fig. 7-f). These cumulative fingerprints are in contrast with the intrusive nature of these rocks, a common feature of hornblendites and pyroxenites found in accreted arc roots near the crust to mantle transition (Kohistan arc: Dhuime et al., 2007; Garrido et al., 2006; Jagoutz et al., 2013; Amalaoulaou arc: Berger et al., 2011). In comparison to these hornblendites from accreted arcs, Bougmane hornblendites display similar MgO values but higher REE content with flatter REE pattern. Nonetheless, these REE and multi-element patterns are parallel to those found in oceanic arc basalts from active arc settings (Lesser Antilles and Marianna IAB; Fig. 7-e-f) and locally, albeit lower concentrations, are similar to Bougmane hornblende-gabbroic trace elements trends. This suggests that both intrusive magmas probably crystallized from similar arc-related melts.

4.3 Intrusive leucogranodiorite

Intrusive felsic rocks in Bougmane (samples ASL5, ASL6, ASL35p) are low K (<1.40 wt% K₂O), Na-rich (6.8-7.4 wt% Na₂O) leucogranodiorites (dacitic SiO₂ content: 62-71 wt%) and very low FeO and MgO contents (<0.6 and 0.2 respectively; Fig. 6). The aluminium saturation

index (ASI = AI / [Ca – 1.67 x P + Na + K] on molar basis; Shand, 1943) ranges from 1.17 to 1.28 pointing to slightly peraluminous composition. Such felsic magma compositions implies a mafic sources after Ellis & Thompson (1986) and Frost *et al.* (2001). REE contents are low compared to host mafic rocks (Fig. 7-g) and LREE are strongly enriched compared to HREE (13 < (La/Lu)_N < 26). The three samples display positive Eu anomaly (1.6 < Eu/Eu* < 4.4) and very low subchondritic HREE contents, typical of most leucogranites emplaced in the middle to lower crust of accreted oceanic arc complexes (Fig. 7-g; Garrido *et al.*, 2006; Rioux *et al.*, 2010; Greene *et al.*, 2006; Berger *et al.*, 2011) and correlated with melting of a REE-depleted mafic source in presence of garnet. Multi-elements patterns are marked by enrichment of LILE elements (Rb, Ba, Th, K and Sr) compared to NMORB values (Fig. 7-h) and notable Nb-Ta and

Zr negative anomalies which are probably an inherited arc-signature from the parental mafic rock (Peace, 1984). They are also marked by low Ti, Y normalized abundances consistent with garnet residual phase probably accompanied with a Ti-rich accessory phases (Fig. 7-h).

4.4 Host granodioritic gneiss

Host granodioritic gneisses (samples ASL3, BO19, BZ1A) show dacitic composition, with moderate K- (1.1 – 3.3 wt% K₂O), high Na- (5.4 – 7.2 wt% Na₂O) and relatively low Fe- and Mg-contents (1.1-1.9 and 0.7 – 1.2 wt% respectively; Fig. 6). Aluminium saturation index are spread from 1.22 to 1.32, pointing to a peraluminous composition. They portray major element content similar to other accreted arc granitoids for equivalent SiO₂ values, except for CaO content which is probably related to Ca mobilization due to plagioclase albitization (Fig. 6). As for intrusive leucogranodiorite, they show highly fractionated REE but with higher Σ REE values ([La]_N : 11 to 86; 11 < [La/Lu]_N < 50). Two samples show slightly positive Eu anomaly (Eu/Eu*: 1.3 – 1.8; Fig. 7-g). Their low abundances in discriminant incompatible elements (Ta < 0.17 ppm; Rb <42 ppm; Yb < 0.3 ppm; Y < 3 ppm and Nb < 10 ppm) compared to felsic magmas produced in oceanic ridges (*i.e.* plagiogranite) or post-collisional settings (*i.e.* craton/continental

contamination; Pearce *et al.*, 1984; 1989) suggest that they are most likely evolved felsic igneous products derived from a volcanic arc setting. Multi-elements patterns show a general enrichment in LILE (Rb, Ba, Th and K) and LREE (Fig. 7-h), as well as slight depletion in HFSE (Nb, Sr, Zr, Ti and Y) compared to NMORB content. These trace elements signature are typical of arc-related magmas, also consistent with tonalitic and granodioritic rocks typically forming the middle crust of Talkeetna (Rioux *et al.*, 2010) and Kohistan (Garrido *et al.*, 2006) accreted oceanic arcs (Fig. 7-h).

5. In situ U-Pb dating

Zircons from one sample of the Bougmane garnet-rich leucogabbroic rock (sample ASL17C; see location on Fig. 2) were extracted via heavy liquid and magnetic separation. Individual optic cathodoluminescence (CL, see Appendix A) images were captured to select spots location for LA-SF-ICP-MS analyses (see Appendix A for analytical methods and procedure). Sample ASL17C is a garnet-rich leucogabbro that is typically found at the contact with hornblenditic intrusions. The sample comes from the core of the Bougmane mafic unit at the northern side of the hornblendite massif (UTM29N-WGS84: X 725867 m - Y 3368800 m). Zircons are 100 to 210 µm long, prismatic, squat, colourless showing euhedral to subhedral shape with rounded edges. They are relatively homogeneous in terms of luminescence and show regular oscillatory zoning (Fig. 8-c) suggesting magmatic crystallization (Corfu et al., 2003). Results point to a Neoproterozoic age and show no inheritance from older Neoproterozoic or Paleoproterozoic grains. The 2-sigma ellipses are slightly spread (MSWD = 0.93, n = 22) likely due to a lead loss episode. The isotopic data show a clear alignment yielding an upper intercept age (calculated with Isoplot; Ludwig, 2003) of 706 ± 9 Ma (Fig. 8-a; Table B7). Elemental Th/U ratios are low, ranging between 0.29 and 0.70 with a mean of 0.41 (standard deviation = 0.078). Trace elements concentrations were also determined for five zircons from the same set (Table B5) to constrain the nature of phases in equilibrium during their crystallization. Normalized REE patterns (Fig. 8-b) are typical of magmatic zircons with a positive anomaly in Ce and high content in HREE. A slight negative Eu anomaly (0.53 < Eu/Eu* < 0.72) is observed and no significant fractionation between HREE have been detected ([Gd/Yb]_N < 0.14; Fig. 8-b). Both observations point to crystallization in the presence of plagioclase but without garnet (mean of $[Gd/Yb]_N > 0.3$; Rubatto et al., 2002; Orejana et al., 2011). Accordingly, the zircons have crystallized in a typical gabbroic assemblage predating the growth of garnet.

Rutiles from the garnet-hornblende-gabbro (sample BO10B; location UTM29N-WGS84: X 724892 m - Y 3368990 m) and the fresh hornblenditic sample (ASL22B; location UTM29N-WGS84: X 726041 m - Y 3368260 m) were dated directly on polished thick sections. They were identified using optical microscope in reflected light. Back-scattered electron (BSE) images confirmed their chemical homogeneity and the absence of ilmenite needles in analysed grains. BO10B is a fresh sample of garnet-bearing hornblende-gabbro. This rock is not affected by partial melting (*i.e.* no leucosome has been observed). Rutiles are abundantly found in the hornblende-gabbroic matrix and few rare rounded inclusions were observed at the rims of garnet porphyroblasts. They are relatively coarse for accessory mineral, ranging between 100 and 180 µm with rare cleavages and an orange-brown colour. In the hornblende-gabbro matrix, they typically form subhedral crystals that grew later at primary crystals joints/boundaries. U-Pb age data were collected by in situ ablation of rutile using a LA-SF-ICP-MS (see Appendix A for laser, sample cell and SF-ICP-MS analytical conditions and isotopic data reduction) and R10 rutile standard (Luvizotto et al., 2009; Zack et al., 2011). The amount of common Pb (Pb_c) is variable between each analysed grains. As most of analysed rutiles show very low Th content (<0.017 ppm) and low Th/U ratio (< 0.018), Pb_c can be accurately estimated using measured ²⁰⁸Pb content (Zack et al., 2011) and Pb isotopic ratios from Stacey and Kramers (1975) crustal model. Results yield a Neoproterozoic age, with most corrected analyses concordant and clustered on Concordia (Fig. 8-h; Table B8). Calculated concordant age points to 658 ± 7 Ma $(2\sigma; n = 37 \text{ analysed rutile; MSWD of concordance} = 0.47; Fig. 8-h).$

ASL22B is a sample of medium-grained hornblendite. Such rocks intrude the hornblendegabbroic rocks and are intimately related to granodioritic to tonalitic melt as described in the 'Field relations' section (*cf.* sample location on Fig. 2). Rutile crystals are frequent and occur as single crystals or as small clusters (Fig. 8-e). They form 100 to 180 μ m size crystals that crystallized at hornblende grain boundaries. Small occasional needles of ilmenite have been observed in rutiles (Fig. 8-g). They were carefully avoided for LA-SF-ICP-MS analyses by mapping each rutile in BSE. All analysed rutiles show very low Th content (< 0.03 ppm) and very low Th/U ratio (< 0.004). Pb_c corrections using ²⁰⁸Pb can therefore be applied as for BO10B sample (Table B9). Results yield a Neoproterozoic age, with most corrected analyses concordant and moderately spread along the concordia (Fig. 8-d) giving an age of 686 ± 6 Ma (2σ ; n = 22 analysed rutile; MSWD of concordance = 2.9; Fig. 8-d). Weighted mean age of the 206Pb/238U concordant ages were also calculated using Isoplot software (Ludwig, 2003) yielding an age of 689 ± 8 Ma, more consistent with the spreading of the data (MSWD = 1.4; Fig. 8-f).

6. Discussion

6.1 The Bougmane complex or the building of an intraoceanic arc

The Bougmane complex consists of an igneous petrological patchwork that has been built through several magmatic events, separated by phases of magmatic quiescence and/or metamorphism and deformation event. Based on new field, petrological, geochemical and geochronological investigation as well as geological records from the literature (*see references below*), we propose a working scenario that link the evolution of the Neoproterozoic Bougmane complex with main magmatic events of the Pan-African orogeny in the Moroccan Anti-Atlas (Fig. 11).

6.1.1 The first igneous arc event (760-730 Ma)

The Bougmane host orthogneisses are mainly composed of granodioritic rocks intermingled with minor amphibolites which gave a protolithic age of 745 Ma (Admou *et al.*, 2013). We showed that these magmas are characterized by typical arc-related geochemical signature and thus, most likely represent evolved igneous products derived from intra-arc differentiation processes (*i.e.* fractional crystallization of a parental basaltic arc magma or partial melting of cumulative mafic rock from middle to lower crustal section of the paleo-arc).

The western extent of this gneissic unit is exposed in the Tazigzaout complex (still in the Bou Azzer inlier; Fig. 1). D'Lemos *et al.* (2006) gave a similar protolithic age range of 752-753 Ma for the Tazigzaout amphibolites and related felsic gneisses. These authors showed that these rocks were igneous products derived from a Neoproterozoic juvenile source ((ϵ Nd)_t values from +4.9 to +6.0) hence, formed in an oceanic arc setting. In the Sirwa window, gneissic oceanic arc remnants, namely the Tachakoucht and Tourtit gneisses, show comparable

protolithic ages (~745-730 Ma; Thomas *et al.*, 2004; Triantafyllou *et al.*, 2016) and similarly to Bougmane case study, played the role of hosting units for subsequent arc-related magmas (Triantafyllou *et al.*, 2016).

This first episode of arc construction (753-730 Ma) is also accompanied by the formation of a back-arc spreading centre, represented in the Sirwa window by the Khzama ophiolite dated at ~762 Ma (Samson *et al.*, 2004). Even if no radiometric age has been provided yet, the Bou Azzer ophiolite most likely belongs to the same back-arc marginal setting based on their similar subduction affinity (Bodinier *et al.*, 1984) as well as their ductile structures (Bousquet *et al.*, 2008; El Hadi *et al.*, 2010) that are also recorded by the oceanic arc gneissic units. Thereafter, a tectonic and metamorphic episode strictly affected these older arc-related units and can thus be constrained in time between the youngest protolithic age dated around ~730 Ma (Triantafyllou *et al.*, 2016) and the oldest age of undeformed igneous rocks emplaced during a subsequent magmatic event at ~706 Ma (D'lemos *et al.*, 2006; this study). In the Sirwa window, this episode is responsible for the burying of Tachakoucht meta-andesites up to 8 kbar of pressure conditions and the southward thrust of back-arc ophiolitic sequence onto these old arc units (Triantafyllou *et al.*, 2016).

6.1.2 The second intrusive igneous arc event (705 - 690 Ma)

A second event is represented in the Bougmane complex by three igneous components intruding the orthogneissic unit: a main body of hornblende (\pm garnet) gabbros, hornblendite plugs and leucogranodioritic dykes. Field relations showed that hornblendite bodies and leucogranodiorites intruded the hornblende-gabbros at sub-magmatic temperatures, hence, these three lithologies have likely been emplaced during the same magmatic pulse. Geochronological data confirm these observations. Indeed, garnet-hornblende leucogabbros yielded zircons that crystallized at 706 \pm 9 Ma which is indiscernible from the zircons age of 697 \pm 8 Ma on a garnet-free gabbro obtained by EI Hadi *et al.* (2010) in the same area. Zircons were not recovered in other lithologies but U-Pb isotopic data on rutiles from hornblendite yielded a slightly younger cooling age of 689 \pm 8 Ma. As the closure temperature for Pb diffusion

in rutile is around ~650°C (Schärer & Labrousse, 2003), this new age can thus be interpreted as the crystallization age shortly after the emplacement and cooling of the hornblenditic rocks. The intrusive leucogranodiorites dykes were dated by Blein et al. (2014) at 705 ± 3 Ma (zircon U-Pb dating) which is also consistent with a synchronous emplacement with the other gabbroic and hornblenditic magmas. We interpret the Bougmane gabbroic magmas as chilled mafic arc rocks due to their geochemical similarity with typical IAB from active settings (Lesser Antilles arc; Fig. 7) and melt-like rocks found in deep section of accreted paleo-arcs (cf. Kohistan, Amalaoulaou and Talkeetna arcs; Dhuime et al., 2007; Berger et al., 2011; Greene et al., 2006) as well as their chemical signature attributed to a hydrous magma in subduction-related environments (Berly et al., 2006; Dhuime et al., 2007). Bougmane hornblendites form crystal segregates in small plugs that are most likely derived from the same parental arc magma as for hornblende-gabbroic rocks. The intrusive leucogranodiorites also show volcanic arc-related geochemical signature and are thought to be derived by partial melting of deep mafic in the garnet stability field. Their significance and genesis conditions will be discussed further/in details in the next section. In the Bou Azzer inlier, the 700 Ma igneous event has been recognized for the first time by D'Lemos et al., (2006) in the Tazigzaout complex. These authors established that these magmas were derived from a juvenile source ($(\varepsilon Nd)_t$ values from +5.0 to +5.5) also compatible with an oceanic arc setting.

The 697 Ma age (U-Pb on zircon) obtained on the Bougmane hornblende-gabbros by El Hadi et al (2010) has been interpreted as the age of the northern ophiolitic sequence itself. According to our new field and chemical data, we do not support this interpretation. Firstly, the Bou Azzer ophiolite forms a metamorphosed tectonic melange made of serpentinites (derived from mantle harzburgites; Ahmed *et al.*, 2005), garnet-free layered and isotropic metagabbros and metabasalts (e.g., Leblanc, 1985; Saquaque *et al.*, 1989; Bousquet *et al.*, 2008) which is not consistent with the setting of Bougmane hornblende-gabbros intruding 745 Ma banded gneisses. Plus, the nature of spatially associated lithologies (hornblendites and garnet-bearing hornblende gabbro) and their respective geochemical signatures are very distinctive from ophiolitic gabbroic (cumulates) and basaltic (melts) rocks (Bodinier *et al.*, 1984) but more

comparable to lower crustal section of accreted arcs (e.g., DeBari & Coleman, 1989; Garrido *et al.*, 2006; Burg *et al.*, 2011; Ducea *et al.*, 2015).

6.1.3 Third igneous arc event (660 - 640 Ma)

The 660-640 Ma igneous arc event is marked by the emplacement of several dioritic plutons in the Bou Azzer window within the northern ophiolitic unit and the northern part of Tazigzaout and Oumlil arc complexes (Inglis *et al.*, 2005; El Hadi *et al.*, 2010; Walsh *et al.*, 2012). These diorites have high epsilon Nd values (ϵ Nd from +4.2 to +7.5; Mrini, 1993) and geochemical characteristics of arc magmas (Beraaouz *et al.*, 2004). The thermal impact of this igneous event has been recorded in Bougmane garnet-rutile bearing mafic rocks as attested by rutile U-Pb age of 658 ± 7 Ma. The Pb system of these youngest rutiles was most likely reopened during a subsequent thermal pulse between 700 Ma and 658 Ma. It is worth to note that this later thermal pulse had only local effects and did not reheated the whole Bougmane unit as attested by unaffected older age of hornblendite rutiles.

In the Sirwa window, this third igneous event is also marked by the emplacement of hornblendite plugs (Triantafyllou *et al.*, 2016) which induced remelting of older arc units, namely the Tachakoucht gneisses, and leaded to the production of leucogranitic melts. These leucogranites from Sirwa and the dioritic plutons from Bou Azzer windows both intrude respective back-arc ophiolitic sequences (El Hadi *et al.*, 2010; Triantafyllou *et al.*, 2016) attesting that arc-back-arc pile was already stacked before the 650 Ma magmatic event.

6.1.4 The closure of the oceanic domain

In the Moroccan Pan-African belt, the collision between oceanic arc terranes and the West African Craton (WAC) is very unlikely to occur before 630 Ma as attested by the strongly juvenile signature of all pre-640 Ma arc magmas (see references above). In addition, Triantafyllou *et al.*, (2016) showed that in the Sirwa inlier, the migmatitization event of the

oceanic arc complex was not related to a collisional high thermal event, as previously proposed by Thomas *et al.*, (2002), but rather to the last igneous oceanic arc episode dated at 660-640 Ma which is also reported in the Bou Azzer inlier. The only evidences of the implication of the WAC into arc magmatic activity is attested by 580-590 Ma Bleïda intrusive diorites in the SE part of Bou Azzer inlier (Inglis *et al.*, 2004; Admou *et al.*, 2013; Fig. 1-b) which clearly show inheritance in their Nd isotopic signature (ENd +1.0 - +2.1; Beraaouz *et al.*, 2004; Mrini, 1993). Such WAC-imprint on the genesis of magmas is also observed in the Sirwa window, by the emplacement of several post-collisional high-K calc-alkaline granitoids of the Assarag (615 – 580 Ma; Aït Malek *et al.*, 1998; De Wall *et al.*, 2001; Thomas *et al.*, 2002) and the Amassine suites (580 - 550 Ma; Toummite *et al.*, 2012; Errami *et al.*, 2009). This is an important consideration as it means that at least all the pre-615 Ma peaks of magmatic activity and intercalated episodes of quiescence or deformation, including Bougmane history, must be explained in an intra-oceanic setting without direct implication of a cratonic or a continental margin.

6.2 Bougmane arc thickening and maturation processes

We have demonstrated that the Neoproterozoic Moroccan oceanic paleo-arc, including Bougmane arc complex, grew via three successive magmatic pulses and was affected by a major tectonic and metamorphic event that likely occurred between 730 and 705 Ma. The intrusive mafic unit in Bougmane was emplaced within the orthogneissic unit during the ~700 Ma magmatic event. We investigated the Bougmane igneous unit emplaced within the orthogneissic unit during the ~700 Ma magmatic event. This helped assessing the crustal structure and thickness of the arc prior to subsequent arc-related magmatic supply.

6.2.1 HP dehydration reactions in response to successive magmatic pulses

Relatively high pressure conditions are estimated for all the mafic and ultramafic rocks in Bougmane, with weighted means of ~ 9 kbar for hornblende-gabbro, ~ 10 kbar for garnetbearing gabbro (i.e. garnet -hornblende gabbro and -leucogabbros) and ~ 8 kbar for brownish amphiboles from the intrusive hornblendites (Fig. 5 & Fig. 10). However, moderate temperature conditions are evidenced, with weighted means values ranging from 690°C for hornblendegabbro to 770°C for garnet-bearing gabbros and 700°C for the hornblendites (Fig. 5 & Fig. 10). The lowest temperatures are linked to exsolutions of Fe-Ti oxides in amphiboles and partial reequilibration with surrounding phases during cooling, a classical drawback of amphibole thermometry (Ernst and Liou, 1998; Lopez and Castro, 2001). Garnet-bearing rocks show higher temperature conditions suggesting that amphiboles from these assemblages have been reequilibrated as a consequence of heat advection through ascending magmas or fluids. Garnet-bearing reaction zones particularly occur near hornblendite intrusions and formed by subsolidus dehydration reactions of host amphibole-bearing mafic rocks under sufficiently high pressure conditions (> 10 kbar in the stability field of garnet; Lopez & Castro, 2001; Fig. 10-b). Locally, suprasolidus dehydration reactions (Fig. 10-c) occurred. They are marked by the formation of leucosomes rich in peritectic garnets in the form of localized haloes (Fig. 4-a-b) or as segregated felsic veins (Fig. 4-c-d). Such garnet-bearing dehydration reaction zones are particularly well documented in the deep crustal arc section (see Burg et al., 2005; Garrido et al., 2006; Berger et al., 2009) under high temperature and pressure conditions (> 850°C and > 10 kbar). These assemblages are also well reproduced in petrological experiments for similar P-T conditions and similar amphibolitic chemical bulk compositions (Rapp and Watson, 1995; Johannes & Holtz, 2012; Lopez and Castro, 2001).

6.2.2 HP isobaric cooling

The growth of abundant accessory rutiles in Bougmane hornblende-(garnet) gabbro and hornblendite is also a marker of HP metamorphic reactions. Indeed, according to experimental data (Ernst et al., 1998) and recent phase diagram calculation (Palin et al., 2016) for similar bulk rock composition, rutile is stable at relatively high pressure conditions (> 12 kbar) for medium to high temperature conditions (>700°C) and ilmenite becomes the stable Ti-rich phase at similar temperature conditions but lower pressure conditions (< 10 kbar). Calculated temperatures for garnet-hornblende gabbros rutiles (~720 °C) as well as their microtextural relation (at crystal joints and as inclusions in the garnets rims) suggest that these rocks underwent an isobaric cooling path after the emplacement of hornblendite-related parental magma. This interpretation is also supported by chemical profiles of constitutive garnets (Fig. Supp-Mat-2). Garnet from garnet-bearing gabbros, leucogabbros and felsic veins show relatively flat patterns in their cores but also narrow rims with abrupt variations in their major elements compositions (respectively to the rim: xAlm and xGrs increase, xPrp decrease, xSps constant to slightly - and Fe# increase). Similar garnet patterns have been reported by Ringuette et al. (1999) in garnet-granulite facies from the deep section of the Kohistan arc (Jijal sequence). As suggested by these authors through thermodynamic reactions involving garnet formation in the granulite field, increase in grossular content can be interpreted as pressure increase or nearly isobaric cooling (Spear et al., 1989) under sufficiently high pressure conditions to maintain rutile stability (Fig. 10-d).

All these results point to a deep emplacement of the mafic magmas from the Bougmane ~700 Ma intrusive unit, estimated to occur around 30 km depth. Hence, this means that a significant crustal thickening occurred prior to the 700 Ma magmatic event (Fig. 10). These results are also in agreement with the deep crustal conditions estimated for the genesis of intrusive leucogranodioritic magmas (see below); interpreted as a probable product of HP partial melting of an unexposed cumulative gabbronorite from the deep arc crust. Such a protracted magmatic activity has punctuated the thermal regime of the arc with several granulitic reactions more or less localized as typically observed in deep environment related to

mature arc root (e.g., Garrido *et al.*, 2006 ; Otamendi *et al.*, 2008 ; Berger *et al.*, 2011 ; Stowell *et al.*, 2014).

6.2.3 Origins of Bougmane intermediate magmas

The lack of magmas with intermediate composition related to the Bougmane intrusive leucogranodiorite is not consistent with a fractional crystallization link between the Bougmane basaltic rocks and the leucogranodiorites. It is however more coherent with an origin by partial melting of deep mafic rocks in the garnet stability field.

As shown in the previous section, the leucogranodiorites likely consist of partial melts from a REE-poor mafic source at pressure equal or exceeding 10 kbar. We tried to model these melts using a non-modal batch melting equation for trace elements (Shaw, 1970; Fig. 9). Forming a melt with low REE content implies a source with even less REE concentration. No mafic rocks from Bougmane have lower REE content than leucogranodiorites and we were unable to reproduce the leucogranodiorite REE measured composition through partial melting of Bougmane hornblendites or hornblende-gabbros. REE-poor cumulative gabbronorites are however common in the deep cumulative section of accreted oceanic arcs (e.g., Hacker et al., 2008; Jagoutz et al., 2013). Mean chemical compositions and modal proportions of cumulative mafic (Talkeetna basal gabbronorite; see Greene et al., 2006) and ultramafic rocks (Kohistan pyroxenite and garnet-pyroxenite; see Garrido et al., 2006) from accreted oceanic arc sections were tested to reproduce the composition of Bougmane leucogranodiorite by partial melting of deep cumulative sources using realistic melting conditions. Mineral/melt partition coefficients used are from Taylor et al. (2015) for garnet, from Dunn & Sen (1994) for plagioclase, from Klein et al. (1997) for amphibole, from Hauri et al. (1994) for clinopyroxene. Orthopyroxene was not included in the calculation because of its low impact on model's interpretation due to very low Kd values. We were not able to reproduce matching melt composition starting with ultramafic cumulates due to the high fractionation of ultramafic cumulates that is mirrored by targeted melt. However, modelled melts showed acceptable fitting values (correlation coefficient ~ 0.97; Fig. 9) starting with cumulative gabbronorite REE compositions. Initial assemblage is thus a gabbronorite with clinopyroxene (40) + amphibole (20) + plagioclase (40) (vol. %) (*cf.* basal gabbronorite sample from Greene *et al.*, 2006). Plagioclase is the main reactant phase as suggested by very high positive Eu anomaly observed in analysed leucogranodioritic samples, particularly for ASL6 sample. Garnet plus clinopyroxene are both residual products of the partial melting reaction. LREE are mainly controlled by melt fraction F (best fit of F is ranging between 5 and 11 %). HREE abundances are essentially controlled by a proportion of garnet as a residual product of partial melting (best fit 5 to 30 vol.% garnet). Major element contents of leucogranodiorite are in agreement with the composition of melts from HP experimental petrology experiments (Lopez & Castro, 2001; Rapp & Watson, 1995; Beard & Lofgren, 1991; *cf.* Fig. Suppl. Mat. 3). This source composition is not observed on the field but could form the deeper but unexposed mafic cumulative part of the arc. This conclusion support magma-driven high temperature reworking in the Bougmane arc, similarly to high grade metamorphic reactions observed in the root of mature arcs (e.g., Garrido *et al.*, 2006; Otamendi *et al.*, 2008; Berger *et al.*, 2011; Stowell *et al.*, 2014).

6.3 Geodynamic feasibility of the Moroccan paleo-arc building processes

We showed through this study and geological background that the magmatic activity related to the building of the Moroccan oceanic paleo-arc spans over 120 Ma during the Cryogenian. This period has been marked by three successive magmatic flare-ups (~750 Ma, ~700 Ma and ~650 Ma) interspersed by a shortening-thickening tectonic event which occurred between 730 and 700 Ma. This event is thought to be responsible for the intra-oceanic dismembering and stacking of the intra-oceanic arc system (IOAS). In this section, we aim at assessing the geodynamic feasibility of such a singular evolution by comparison with active settings, paleo-arc and geodynamic models.

6.3.1 Arc magmatism flare-ups in an intra-oceanic setting

The long-lived magmatic history of Moroccan paleo-arc and its apparent rhythmicity are very singular characteristics of intra-oceanic arc settings. Another particularity concerns the containment of its magmatic activity that is specifically attested in the Bougmane complex. The intrusive contacts between each magmatic units (D'Lemos *et al.*, 2006; Inglis *et al.*, 2004; Triantafyllou *et al.*, 2016; this study) suggest that the production of arc magmas was centralized/concentrated within a restricted portion of the oceanic crust overriding the active intra-oceanic subduction zone. Although the available paleo-geodynamic constraints for the Moroccan case study are minor (*i.e.* subduction polarity, convergence velocity, nature of implied oceanic plates, etc.), two distinct geodynamic schemes can be considered in order to explain such long-lived magmatic activity and rhythmicity:

 Single subduction evolution. The duration of the arc-related magmatic activity formed in a single subduction zone may be particularly long. The 120 Ma duration of the Moroccan paleo-arc is comparable to that of the Kohistan arc (~100 Ma) prior to its obduction onto the Eurasian plate (Schaltegger *et al.*, 2003 ; Bouilhol *et al.*, 2011 ; 2013 ; Bosch *et al.*, 2011). Among the active arc settings, Aleutian and Tonga-Kermadec oceanic arcs are characterized by relatively long (~50 Ma) period of magmatic activity (Holbrook *et al.*, 1999; Jicha et Jagoutz, 2015; Whattam *et al.*, 2008). However, both accreted and active arc complexes seem to be built via continuous magmatic supply lacking the rhythmicity of magmatic production rate (Paterson & Ducea, 2015; Jicha & Jagoutz, 2015) recorded for the Neoproterozoic Moroccan paleoarc.

Arc-related magmatic tempo has already been evidenced in the evolution of the Cordilleran continental arc (Paterson & Ducea, 2015; Ducea and Barton, 2007; DeCelles *et al.*, 2009). This one took place during the Mesozoic and is characterized by a similar 60 Ma long rhythmicity showing three successive magmatic flare-ups. Although the nature of the processes is still debated, it could be attributed to local

variation of the subduction regime (Ducea & Barton, 2007; DeCelles *et al.*, 2009) or to larger scale reorganization of tectonic plates (Matthew *et al.*, 2012). Moroccan case study could reflect a similar evolution but in an intra-oceanic arc setting.

Multiple subductions evolution. An IOAS can be built via several successive intraoceanic subduction zones which can lead to portions of composite oceanic crust in terms of petrological composition and geochronological records. The evolution of the Lesser Antilles oceanic arc provides an example of such composite context. This 40 Ma active arc (Reymer and Schubert, 1984) would have been partially built in its northern side within an older pre-existing Cretaceous oceanic arc (Bouysse *et al.*, 1983; 1988). This kind of geodynamic scheme is thought to be comparable for the evolution of New Hebrides, New Britain and Solomon island arcs (Woodhead *et al.*, 1998; Smith *et al.*, 2006; Pysklywec *et al.* 2003 and references included). These ones have undergone several phases of crustal reorganization triggered by temporal variations of the subduction regime (and hence, magmatism production rates) marked by inversion of subduction polarity (Smith *et al.*, 1997; Cooper & Taylor, 1985; Fitton *et al.*, 2004).

6.3.2 IOAS deformation, shortening and tectonic thickening

It was established above that the growth of the Neoproterozoic paleo-arc in Morocco has been driven by successive magma supplies interspersed by ~50 Ma. Two realistic geodynamic schema were considered to meet the observations: via a single subduction with intrinsic variations of related magmatic regime or, via multiple subductions that relayed successively under a restricted portion of oceanic crust. In addition to its particular magmatic records, the evolution of the Moroccan paleo-arc is also characterized by an intense tectonic and metamorphic event that affected the paleo-arc structure between 730 and 700 Ma. This one recorded a phase of tectonic shortening and thickening of the IOAS marked by the thrust of the back-arc ophiolitic sequence onto the oceanic arc *s.s.* (Triantafyllou *et al.*, 2016; El Hadi *et al.*, 2010). The deformation and burying of the oceanic arc *s.s.* is also recorded down to upper

amphibolite metamorphic facies conditions (8 to 10 kbar minimum; Triantafyllou *et al.*, 2016; this study).

Shortening tectonics are relatively rare in modern IOAS. Most of intra-oceanic subduction zones are rather characterized by extensive strains within the overriding crust (*cf.* Marianna, Tonga, Kermadec arc systems) or by a stable subduction regime (*cf.* Aleutian arc system). None of these IOAS imply in their respective geodynamic context a sufficient strain accumulation in the overriding crust to result in significant deformation of the arc itself and/or a tectonic stacking in an intra-oceanic domain. The Moroccan case study could therefore represent a specific, uncommon mode of subduction regime. From this perspective, several geometric (Lallemand *et al.*, 2008, Heuret *et al.*, 2005), numerical (Arcay *et al.*, 2008 ; Sizova *et al.*, 2010 ; Baitsch *et al.*, 2014 ; Tetreault & Buiter, 2012) and analogue (Boutelier *et al.*, 2003 ; Heuret *et al.*, 2007) models focused on the potential variations of the tectonic regime related to intra-oceanic subduction zone. It can provide several possible approaches and identify parameters that control the shortening tectonic regime and the deformation of IOAS.

- Subduction zone geometry and plates velocities. For an intra-oceanic subduction zone, it is established that the stress accumulation in the overriding plates can be correlated to kinematic parameters and the geometry of the plates involved in the subduction (Heuret *et al.*, 2005; Lallemand *et al.*, 2005; 2008). For example, the dip of the slab (*i.e.* the subducting lithospheric panel) is thought to be well correlated with the amount of stress accumulated in the upper crust (Lallemand *et al.*, 2005; 2008). Low dipping slabs would infer stress accumulation in the overriding crust (Heuret *et al.*, 2005) and oppositely, high dipping slabs (> 50°), as observed for most of the active intra-oceanic subduction zones (*cf.* Marianna arc system), would infer extensive tectonic regime in the upper crust and hence, back-arc spreading. Another crucial parameter is the ability of trench migration. Migrating trenches in active subduction setting is frequent (*cf.* South Sandwich arc as an endmember) and allows the equilibration of all the kinematic vectors related to the evolution of each lithospheric component in the subduction zone. If this migration is prevented due to deep slab anchoring, mantle flows or the involvement of a buoyant crustal component (Heuret *et al.*, 2005 ; Lallemand *et al.*, 2008), high horizontal compressional stresses can be accumulated in the upper crust. Even if most of modern intra-oceanic subduction settings do not show any evidence of tectonic stacking and/or arc deformation similar to the Moroccan paleo-arc geodynamic scenario, compressional strains are recorded in the back-arc region of several IOAS (e.g., Malavieille *et al.*, 2002).

- Crustal weakness and plates coupling. Several petro-thermo-mechanical numerical models (Sizova et al., 2010; Baitsch et al., 2014) highlighted the important role of weakness zones at the scale of the IOAS. These can consist of fluids, magmatic melt related to back-arc spreading or highly hydrated massifs alike serpentinite massifs typically found in the forearc (Fryer et al., 1992; Hyndman & Peacock, 2003). In convergent regimes, lithospheric weaknesses can preferably concentrate deformation inferred from tectonic shortening and thus, strongly impact and modify the subduction regime (Billen, 2010; Boutelier and Chemenda, 2011; Baitsch et al., 2014). In the absence of such weakness zones (causing a strong plates coupling; cf. 'advancing subduction' scenario in Baitsch et al., 2014), the arc s.s. and its great petrological and thermal stratified structure (e.g., Takahashi et al., 2007; Debari & Greene, 2011; Tetreault & Buiter, 2012) could become the weakest crustal component of the IOAS and may thus deform in response to tectonic shortening, as proposed for the Moroccan case study. Arc deformation is not commonly observed due to scarcity of their exposures. However, even if the tectonic setting appears totally different, Burg et al. (2005) described in details intense shear zones and strain localization in the deep to middle crustal section of the Kohistan paleo-arc.
- Specific geodynamic settings. This last point highlights the importance of geodynamic parameters external to intra-oceanic subduction dynamics. The vicinity of intra-oceanic arc settings and continental plates is a common features in modern plate tectonics (Leat & Larter, 2003; Schellart *et al.*, 2007). However, most island arcs are not

accreting. In some cases, this temporary position could reflect a specific geodynamic setting of 'island arc jamming' (Gerya, 2011) or pre-accretion stage of the arc. Such context is remarkably evidenced for the active intra-oceanic arcs that surround the north-eastern and the eastern side of the Australian continental plate (New Britain, New Hebrides, Solomon and Tonga-Kermadec oceanic arcs). In these settings, oceanic plateaus, namely Lord Howe and Queensland plateaus, probably prevent the direct accretion and obduction of these arcs onto the Australian continent. However, in an arc-continent convergent setting, these oceanic plateaus could transfer crustal stress accumulations to the arc crust, due to their high buoyancy compared to 'normal' oceanic crust (Cloos, 1993; Kerr *et al.*, 2005; Mason *et al.*, 2010). This would prevent arc obduction prior to the closure of the oceanic domain but allowing arc deformation in an –still – intra-oceanic setting.

Acknowledgments

We would like to thank the Belgian FRS – FNRS for its financial support (AT is a FRIA– FNRS fellow). We also want to thank Prof. Dr. Boutaleb for its great contribution on the field and his logistical support as well as the Faculty of Sciences at the Université Chouaïb Doukkali (El Jadida, Morocco). We also want to thank local people from Bougmane region for their hospitality. This study has been partially funded by an INSU-SYSTER project. We thank Th. Zack for providing rutile SRM. Ch. Doucet for its help in lab.

Appendix A. analytical procedures

A1. EPMA analyses conditions

Mineral major elements analyses were conducted at the University of Mons using a Cameca SX51 WDS electron microprobe (EPMA). Beam conditions were 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current and ~1 µm spot size. Counting times were set to 10 s for peaks and 10 s for backgrounds. The detection limit is around 0.1 wt.%. EPMA data can be found in Tables B2-B3-B4.

A2. Optic-cathodoluminescence

Zircon crystals were identified and characterized under cold-cathode optical cathodoluminescence (CL) at the University of Mons using a Cambridge Image Technology model 8200 Mk5CL system. Operating conditions were 15 kV accelerating voltage, 500 µA beam current, a *ca.* 5mm² defocussed beam and helium atmosphere.

A3. LA-ICP-MS analytical procedures

a. In situ trace elements analyses

Rutile trace elements. Rutile is a very common accessory phase in Bougmane mafic and ultramafic lithologies. We performed *in situ* analyses of trace elements in the same set of rutile that are investigated for U-Pb dating (samples of garnet-bearing hornblende-gabbro: BO10B and of hornblendite: ASL22B). Trace element analyses were carried out with a single collector double-focusing sector field Element XR (eXtended Range) ICP-mass spectrometer coupled with a Geolas (Microlas) automated platform composed of an ArF 193 nm Compex 102 laser

from LambdaPhysik (LA-SF-ICP-MS, at Montpellier II University). Each sample analysis lasts 3" of signal acquisition, with 1'45" devoting for the gas blank (laser disabled) and 1'15" for the analysis during rutile ablation (laser enabled). The laser was fired at a frequency of 6 Hz in static mode. Each samples were pre-ablated with a 77 µm spot size to clean surface impurities and with a spot of 52 µm for the analysis. ⁴⁹Ti has been measured in each analysis in order to use it as an internal standard; TiO2 content is set to 99.3 and 99.8 wt% for BO10B and ASL 22B respectively (depending on the mean of TiO2 contents of rutile measured by EPMA for each sample). Bulk analyses were calibrated against the NIST standard reference materials (SRM) 610 glass. Reference values were gathered from GeoReM database (http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/; Jochum *et al.*, 2005). Accuracy of the data was also tested and validated by analysing as 'known unknown' of the R10b rutile SRM (Luvizotto *et al.*, 2009). Data were reduced and element concentrations calculated using the 'GLITTER' software

(Griffin *et al.*, 2008; Table B6).

Zircon trace element. We performed *in situ* analyses of trace elements in the same set of zircons that are investigated for U-Pb dating (sample of garnet-bearing hornblende-gabbro: ASL17C). Trace element analyses were carried out with the same LA-ICP-MS apparatus and the same analytical procedure described for rutile trace element analyses. Si content has been used as an internal standard and defined by stoichiometry (zircon ~31.5 wt% SiO₂). Bulk analyses were calibrated against the NIST standard reference materials (SRM) 610 glass. Reference values as for rutile analyses. Accuracy of the data was also tested and validated by analysing as 'known unknown' of the zircon 91500 SRM (Wiedenbeck *et al.*, 1995). Data were reduced and element concentrations calculated using the 'GLITTER' software (Griffin *et al.*, 2008; Table B5).

b. U-Pb dating – in situ isotopic analyses

U-Pb dating were carried out for constitutive zircons and rutiles for hornblende-gabbro (ASL17C: Table B7; BO10B: Table B8) and hornblenditic (ASL22B: Table B9) samples with the same LA-SF-ICP-MS instrument using similar analytical conditions. Laser ablation (LA-)

ICP-MS analyses have been performed at the Montpellier II University using a single collector double-focusing sector field Element XR (eXtended Range) ICP-MS, coupled with a Geolas (Microlas) automated platform composed of an ArF 193 nm Compex 102 laser from LambdaPhysik. Each zircon and rutile crystal was analysed devoting 15 seconds for the blank (laser disabled), and 50 seconds for signal acquisition during mineral ablation (laser enabled). Before each analysis, the targeted zone is cleaned with 10 laser pulses with a spot size twice higher than the one used for the isotopic analysis (52 μ m for zircons and 71 μ m for rutiles at ~ 0.1 μ m/ablation pulse).

For zircons. The laser was fired at a frequency of 3 Hz in static mode with a spot size of 26 µm. Zircon SRM 91500 was used as an external standard (Wiedenbeck *et al.*, 1995) and every five unknowns analyses were followed by two analyses of 91500 zircon standard.

For rutiles. The laser was fired at a frequency of 4 Hz in static mode with a spot size of 51 µm. Rutile SRM R10b was used as an external standard (Zack *et al.*, 2011 ; Luvizotto *et al.*, 2009) and every five unknowns analyses were followed by two analyses of R10 rutile standard.

U-Th-Pb isotopic data (in counts per second) were then manually reduced using the GLITTER software (Griffin *et al.*, 2008) by carefully selecting which ranges of time to integrate for instrument/gas blank and analysis calculation (avoiding inclusions or fractures effects). We discarded spectra that show significant irregularities of the isotopic ratios *vs* time, suggesting that the analysis spot met a heterogeneous area of the analysed mineral (*i.e.* core – rim boundary, inclusions). Each uniform spectrum provide for each spot, U-Pb-Th isotopic ratios usable for age determination. Isotopic ratios for zircons are directly imported in a spreadsheet and U-Pb age are calculated using Isoplot software (Ludwig, 2003). Rutile isotopic data must be firstly corrected from common lead (*Pb_c*). Initial common lead correction was applied treating measured ²⁰⁸Pb as initial common lead. This is possible due to very low Th concentrations and low Th/U ratios (lower than 0.004 and 0.018 respectively) in all analysed rutiles, ensuring no ²⁰⁸Pb is radiogenic. The isotope ratios for the common Pb were calculated using the evolution model for terrestrial Pb by Stacey and Kramers (1975; propagating an uncertainty of 2%) and

²⁰⁸Pb-corrected isotopic ratios were calculated using *Eq. 1* and *Eq. 2* found in Zack *et al.* (2011; Table B8 and B9).

A4. Whole rock analysis

Major elements on bulk samples have been dosed either by X-Ray Fluorescence (XRF) at the ICP-MS Laboratory of Central Analytical Facilities (CAF; Stellenbosch University, South Africa) and by ICP-AES at the SARM (CRPG-CNRS, Nancy, France). Rock powders have been mixed with lithium tetraborate and heated at 1000°C during two hours. For XRF, glass beads were made in a platinum mold while for ICP-AES, the molten mixture has been diluted in 2% HNO₃. Calibration was made using a set of natural and artificial reference materials. Detailed methods and accuracies can be found in Carignan *et al.* (2001) for the SARM certified procedure.

Trace elements on bulk samples have been analysed at the ICP-MS laboratory of the University of Montpellier II using a quadrupole ICP-MS (Agilent 7700x). Rock powders have been dissolved by two successive acid attack: adding a HF/HClO4 mixture (3/1 ml and 1/1 ml successively) to rock powder in a Teflon recipient, heating it for 48h at 120°C and evaporating. The dissolved residues have been diluted in HNO₃ suprapur 65% and H₂O milliQ. Two internal standard are added to each solution to correct instrument derivation (Indium and Bismuth at 10 ppb). Two chemical blanks and two SRM powders (BE-N and UBN; Jochum *et al.*, 2005) have been prepared and analysed with the same analytical procedure as for samples. External standards were analysed to validate the reproducibility and quality of analyses and unknowns analyses were calibrated using artificial home-made calibration solution (see Godard *et al.*, 2000 for more details about detection limits and calibration procedure). Geochemical data can be found in Table B1.

A5. Calculation for a garnet-bearing closed system

The modal proportions of each phase were estimated in the paleosome (39% amphibole + 61% plagioclase) and the neosome (34% garnet + 58% plagioclase + 7.5% quartz) by image analysis. A bulk composition of each migmatitic component (*i.e.* paleosome, neosome) has been calculated by summing phase mode and mean major contents (EPMA) and were then compared together to bulk rock geochemistry. As shown on Fig. Supp-Mat-2, the good fitting between each calculated bulk and measured bulk compositions attests that the chemical system remained close during the production of incipient melt.

Appendix B. Supplementary materials (data tables)

- B.1. Bulk rock geochemical data
- B.2. EPMA garnet data
- B.3. EPMA amphibole data
- B.4. EPMA feldspar data
- B.5. Zircon trace element data
- B.6. Rutile trace element data
- B.7. Zircon U-Pb data (ASL17C)
- B.8. Rutile U-Pb data (BO10B)
- B.9. Rutile U-Pb data (ASL22B)

Appendix C. Georeferenced supplementary materials

Google Earth files:

- BougmaneComplex_GeologicalMap_Triantafyllou.KMZ
- UPbages_BougmaneComplex_Triantafyllou.KMZ

References

Admou, A., Fekkak, A., Razin, Ph., Egal, E., Youbi, N., Soulaimani, A., Blein, O., Baudin, T., Chèvremont, Ph., 2013. Carte géologique au 1/50 000), feuille Aït Ahmane. Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc 533, 154.

Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M., & Rahimi, A. (2005). Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 138(3), 225-234.

Anderson, J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Geological Society of America Special Papers*, 315, 125-138.

Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.

Arcay, D., Lallemand, S., & Doin, M. P. (2008). Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).

Baitsch-Ghirardello, B., Gerya, T. V., & Burg, J. P. (2014). Geodynamic regimes of intra-oceanic subduction: Implications for arc extension vs. shortening processes. *Gondwana Research*, *25*(2), 546-560.

Beard, J. S., & Lofgren, G. E. (1991). Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, *32*(2), 365-401.

Behn, M. D., & Kelemen, P. B. (2006). Stability of arc lower crust: Insights from the Talkeetna arc section, south central Alaska, and the seismic structure of modern arcs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).

Beraaouz, E. H., Ikenne, M., Mortaji, A., Madi, A., Lahmam, M., & Gasquet, D. (2004). Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton. *Journal of African Earth Sciences*, *39*(3), 285-293.

Berger, J., Caby, R., Liégeois, J. P., Mercier, J. C. C., & Demaiffe, D. (2011). Deep inside a neoproterozoic intraoceanic arc: growth, differentiation and exhumation of the Amalaoulaou complex (Gourma, Mali). Contributions to Mineralogy and Petrology, 162(4), 773-796.

Berger, J., Caby, R., Liégeois, J. P., Mercier, J. C. C., & Demaiffe, D. (2009). Dehydration, melting and related garnet growth in the deep root of the Amalaoulaou Neoproterozoic magmatic arc (Gourma, NE Mali). *Geological magazine*, *146*(02), 173-186.

Berly, T. J., Hermann, J., Arculus, R. J., & Lapierre, H. (2006). Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*, *47*(8), 1531-1555.

Billen, M. I. (2010). Slab dynamics in the transition zone. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 183(1), 296-308.

Blein, O., Baudin, T., Chevremont, P., Soulaimani, A., Admou, H., Gasquet, P., <u>A. Cocherie</u>, <u>E. Egal</u>, <u>N. Youbi</u>, <u>f</u>, <u>P. Razin</u>, <u>P. Gombert</u> & Bouabdelli, M. (2014). Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (Central Anti-Atlas Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, *99*, 287-306.

Blundy, J. D., & Holland, T. J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, *104*(2), 208-224.

Bodinier, J. L., Dupuy, C., & Dostal, J. (1984). Geochemistry of precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contributions to Mineralogy and Petrology*,87(1), 43-50.

Bosch, D., Garrido, C. J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J. L., Padròn-Navarta, J. A., & Galland, B. (2011). Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters*, *309*(3), 268-279.

Bouilhol, P., Jagoutz, O., Hanchar, J. M., & Dudas, F. O. (2013). Dating the India–Eurasia collision through arc magmatic records. *Earth and Planetary Science Letters*, *366*, 163-175.

Bouilhol, P., Schaltegger, U., Chiaradia, M., Ovtcharova, M., Stracke, A., Burg, J. P., & Dawood, H. (2011). Timing of juvenile arc crust formation and evolution in the Sapat Complex (Kohistan–Pakistan). *Chemical Geology*, *280*(3), 243-256.

Bousquet, R., El Mamoun, R., Saddiqi, O., Goffé, B., Möller, A., & Madi, A. (2008). Mélanges and ophiolites during the Pan-African orogeny: the case of the Bou-Azzer ophiolite suite (Morocco). *Geological Society, London, Special Publications*, 297(1), 233-247.

Boutelier, D., & Chemenda, A. (2011). Physical Modeling of Arc–Continent Collision: A Review of 2D, 3D, Purely Mechanical and Thermo-Mechanical Experimental Models. In *Arc-Continent Collision* (pp. 445-473). Springer Berlin Heidelberg.

Boutelier, D., Chemenda, A., Burg, J.P., (2003). Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments. Earth Planet. Sci. Lett. 212 (1), 31–45.

Bouysse, P., & Guennoc, P. (1983). Donnees sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste-Lucie et Anguilla. *Marine Geology*, *53*(1), 131-166.

- Bouysse, P., Mascle, A., Mauffret, A., De Lepinay, B. M., Jany, I., Leclere-Vanhoeve, A., & Montjaret, M. C. (1988). Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc recent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelee, nordouest de la Guadeloupe). *Marine geology*, *81*(1), 261-287.
- Burg, J. P. (2011). The Asia–Kohistan–India collision: review and discussion. In *Arc-Continent Collision* (pp. 279-309). Springer Berlin Heidelberg.
- Burg, J. P., Arbaret, L., Chaudhry, N. M., Dawood, H., Hussain, S., & Zeilinger, G. (2005). Shear strain localization from the upper mantle to the middle crust of the Kohistan Arc (Pakistan). *Geological Society, London, Special Publications*, 245(1), 25-38.
- Caddick, M. J., Konopásek, J., & Thompson, A. B. (2010). Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. *Journal of Petrology*, *51*(11), 2327-2347.
- Calvert, A. J. (2011). The seismic structure of island arc crust. In *Arc-continent collision* (pp. 87-119). Springer Berlin Heidelberg.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., & Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, *25*(2-3), 187-198.
- Carlson, W., & Schwarze, E. (1997). Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: an example from the Llano Uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, *15*(5), 631-644.
- Cloos, M. (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6), 715-737.
- Condie, K. C. (1997). Contrasting sources for upper and lower continental crust: the greenstone connection. *The Journal of Geology*, *105*(6), 729-736.
- Cooper, P. A., & Taylor, B. (1985). Polarity reversal in the Solomon Islands arc.Cooper, P., & Taylor, B. (1987). Seismotectonics of New Guinea: A model for arc reversal following arc-continent collision. *Tectonics*, 6(1), 53-67.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- D'Lemos, R. S., Inglis, J. D., & Samson, S. D. (2006). A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. *Precambrian Research*, 147(1), 65-78.
- Dale, J., Holland, T., & Powell, R. (2000). Hornblende–garnet–plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *140*(3), 353-362.
- De Wall, H., Kober, B., Greiling, R.O., Errami, E., Ennih, N., (2001). Age and structural setting of the grantoid emplacement in the area of Imiter (Eastern Saghro). Abstract, 2nd Coll. 3M. Marrakech, p.19.
- DeBari, S. M., & Coleman, R. G. (1989). Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *94*(B4), 4373-4391.
- DeBari, S. M., & Greene, A. R. (2011). Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections. In *Arc-continent collision* (pp. 121-144). Springer Berlin Heidelberg.
- Debret, B., Nicollet, C., Andreani, M., Schwartz, S., & Godard, M. (2013). Three steps of serpentinization in an eclogitized oceanic serpentinization front (Lanzo Massif–Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, *31*(2), 165-186.
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., & Zandt, G. (2009). Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4), 251-257.
- Dhuime, B., Bosch, D., Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Bruguier, O., Hussain, S. S., & Dawood, H. (2007). Multistage evolution of the Jijal ultramafic–mafic complex (Kohistan, N Pakistan): implications for building the roots of island arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, *261*(1), 179-200.
- Dhuime, B., Bosch, D., Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Bruguier, O., Hussain, S. S., & Dawood, H. (2009). Geochemical architecture of the lower-to middle-crustal section of a paleo-island arc (Kohistan Complex, Jijal– Kamila area, northern Pakistan): implications for the evolution of an oceanic subduction zone. *Journal of Petrology*, egp010.
- Dostal, J., Dupuy, C., & Caby, R. (1994). Geochemistry of the Neoproterozoic Tilemsi belt of Iforas (Mali, Sahara): a crustal section of an oceanic island arc. *Precambrian Research*, *65*(1-4), 55-69.
- Ducea, M. N., & Barton, M. D. (2007). Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. Geology, 35(11), 1047-1050.
- Ducea, M. N., Paterson, S. R., & DeCelles, P. G. (2015). High-volume magmatic events in subduction systems. *Elements*, 11(2), 99-104.
- Dunn, T., & Sen, C. (1994). Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: a combined analytical and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(2), 717-733.
- El Hadi, H., Simancas, J. F., Martínez-Poyatos, D., Azor, A., Tahiri, A., Montero, P., Fanning, C.M., Bea, F. & González-Lodeiro, F. (2010). Structural and geochronological constraints on the evolution of the Bou Azzer Neoproterozoic ophiolite (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, *18*2(1), 1-14.
- El Hadi, H., Tahiri, A., Simancas, J. F., González-Lodeiro, F., Azor, A., & Martínez-Poyatos, D. (2011). Geoheritage in Morocco: the Neoproterozoic Ophiolite of Bou Azzer (Central Anti-Atlas). *Geoheritage*, *3*(2), 89-96.
- Ellis, D. J., & Thompson, A. B. (1986). Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess CaO+ MgO+ Al2O3+ SiO2+ H2O system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*, 27(1), 91-121.
- Ernst, W. G., & Liu, J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, *83*(9-10), 952-969.

- Errami, E., Bonin, B., Laduron, D., & Lasri, L. (2009). Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghro area (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, *55*(1), 105-124.
- Ewing, T. A., Hermann, J., & Rubatto, D. (2013). The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *165*(4), 757-779.
- Féménias, O., Mercier, J. C. C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., & Demaiffe, D. (2006). Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist*, 91(1), 73-81.
- Fitton, J. G., Mahoney, J. J., Wallace, P. J., & Saunders, A. D. (2004). Origin and evolution of the Ontong Java Plateau: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 229(1), 1-8.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*,42(11), 2033-2048.
- Fryer, P., Pearce, J. A., & Stokking, L. B. (1992). 36. A synthesis of Leg 125 drilling of serpentine seamounts on the Mariana and Izu–Bonin forearcs. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 125, pp. 593-614).
- Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Burg, J. P., Zeilinger, G., Hussain, S. S., Dawood, H., Chaudhry & Gervilla, F. (2006). Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the Kohistan paleo-arc complex (Northern Pakistan): implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust. *Journal of Petrology*, *47*(10), 1873-1914.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dhuime, B., Bosch, D., Chanefo, I., Bruguier, O., Hussain, S.S., Dawood, H., Burg, J.P., (2007). Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal differentiation of island arcs: Evidence from the Jijal complex (Kohistan complex, northern Pakistan). *Geology*, *35*(8), 683-686.
- Gazel, E., Hayes, J. L., Hoernle, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W. S., Hauff, F., van den Bogaard, P., Vance, E., Chu, S., Carr, M., Yogodzinski, G. & Calvert, A. J. (2015). Continental crust generated in oceanic arcs. *Nature Geoscience*, *8*(4), 321-327.
- Gerya, T. V. (2011). Intra-oceanic subduction zones. In *Arc-Continent Collision* (pp. 23-51). Springer Berlin Heidelberg.
- Godard, M., Jousselin, D., & Bodinier, J. L. (2000). Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, *180*(1), 133-148.
- Gower, R. J., & Simpson, C. (1992). Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology*, 14(3), 301-313.
- Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., & Clift, P. D. (2006). A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc section, south–central Alaska. *Journal of Petrology*, *47*(6), 1051-1093.
- Griffin, W. L., Powell, W. J., Pearson, N. J., & O'reilly, S. Y. (2008). GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser Ablation-ICP-MS in the earth sciences. Mineralogical association of Canada short course series, 40, 204-207.
- Hacker, B. R., Mehl, L., Kelemen, P. B., Rioux, M., Behn, M. D., & Luffi, P. (2008). Reconstruction of the Talkeetna intraoceanic arc of Alaska through thermobarometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B3).
- Hauri, E. H., Wagner, T. P., & Grove, T. L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, *117*(1-4), 149-166.
- Hawkins, J. W., & Ishizuka, O. (2009). Petrologic evolution of Palau, a nascent island arc. *Island Arc*, 18(4), 599-641.
- Heuret, A., & Lallemand, S. (2005). Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1), 31-51.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., & Lallemand, S. (2007). Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3), 473-483.
- Holbrook, W. S., Lizarralde, D., McGeary, S., Bangs, N., & Diebold, J. (1999). Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth. *Geology*, *27*(1), 31-34.
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphiboleplagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, *116*(4), 433-447.
- Hyndman, R. D., & Peacock, S. M. (2003). Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3), 417-432.
- Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Samson, S. D., & Admou, H. (2005). Geochronological Constraints on Late Precambrian Intrusion, Metamorphism, and Tectonism in the Anti-Atlas Mountains. *The Journal of geology*, *113*(4), 439-450.
- Inglis, J. D., MacLean, J. S., Samson, S. D., D'Lemos, R. S., Admou, H., & Hefferan, K. (2004). A precise U–Pb zircon age for the Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *Journal of African Earth Sciences*, *39*(3), 277-283.
- Jagoutz, O., Schmidt, M. W., Enggist, A., Burg, J. P., Hamid, D., & Hussain, S. (2013). TTG-type plutonic rocks formed in a modern arc batholith by hydrous fractionation in the lower arc crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *166*(4), 1099-1118.
- Jicha, B. R., & Jagoutz, O. (2015). Magma production rates for intraoceanic arcs. *Elements*, 11(2), 105-111.

- Jochum, K. P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B., & Hofmann, A. W. (2005). GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(3), 333-338.
- Johannes, W., & Holtz, F. (2012). Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks (Vol. 22). Springer Science & Business Media.
- Kelemen, P. B., Yogodzinski, G. M., & Scholl, D. W. (2003). Along-Strike Variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of High Mg# Andesite and Implications for Continental Crust. *Inside the subduction factory*, 223-276.
- Kerr, A. C., & Tarney, J. (2005). Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33(4), 269-272.
- Klein, M., Stosch, H. G., & Seck, H. A. (1997). Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*, *138*(3), 257-271.
- Kohn, M. J., & Spear, F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.
- Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).
- Lallemand, S., Heuret, A., Faccenna, C., & Funiciello, F. (2008). Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, 27(3).
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivochev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N., Whittaker, E.J., (2004). Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, *68*(1), 209-215.

Leat, P. T., & Larter, R. D. (2003). Intra-oceanic subduction systems: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 219(1), 1-17.

- Leblanc, M. (1981). The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): evidence for Pan-African plate tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, *4*, 435-451.
- Leblanc, M., & Billaud, P. (1978). A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of upper Proterozoic age; Bleida (Anti-Atlas, Morocco). *Economic Geology*, 73(6), 1101-1111.
- Leblanc, M., PhD thesis 1975. Ophiolites précambriennes et gites arséniés deCobalt (Bou Azzer, Maroc). Centre géologique et géophysique de Montpellier,pp. 329.
- López, S., & Castro, A. (2001). Determination of the fluid–absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar. *American Mineralogist*, *86*(11-12), 1396-1403.
- Ludwig, K. R. (2003). Isoplot/Ex: Special Publication No. 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California.
- Luvizotto, G. L., & Zack, T. (2009). Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: an example from the lvrea–Verbano Zone. *Chemical Geology*, *261*(3), 303-317.
- Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C. Y., Liu, C. S., P. Schnürle & ACT Crew, (2002). Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. *Special Papers-Geological Society of America*, 187-211.
- Malek, H. A., Gasquet, D., Bertrand, J. M., & Leterrier, J. (1998). Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 327(12), 819-826.
- Mason, W. G., Moresi, L., Betts, P. G., & Miller, M. S. (2010). Three-dimensional numerical models of the influence of a buoyant oceanic plateau on subduction zones. *Tectonophysics*, 483(1), 71-79.
- Miller, D. J., & Christensen, N. L. (1994). Seismic signature and geochemistry of an island arc: A multidisciplinary study of the Kohistan accreted terrane, northern Pakistan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B6), 11623-11642.
- Miyashiro, A. (1973). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, *19*(2), 218-224.
- Mrini, Z. (1993). Chronologie (Rb–Sr, U–Pb), traçage isotopique (Sr–Nd–Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. *Unpubl thesis, Marrakech Univ, Morocco*.
- Müntener, O., & Hermann, J. (2001). The role of lower crust and continental upper mantle during formation of nonvolcanic passive margins: evidence from the Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1), 267-288.
- Müntener, O., & Ulmer, P. (2006). Experimentally derived high-pressure cumulates from hydrous arc magmas and consequences for the seismic velocity structure of lower arc crust. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Naidoo, D. D., Bloomer, S. H., Saquaque, A., & Hefferan, K. (1991). Geochemistry and significance of metavolcanic rocks from the Bou Azzer-El Graara ophiolite (Morocco). *Precambrian Research*, *53*(1), 79-97.
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V., & Connolly, J. A. (2008). Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1), 336-356.
- Orejana, D., Villaseca, C., Armstrong, R. A., & Jeffries, T. E. (2011). Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under central Spain. *Lithos*, *124*(1), 103-116.
- Otamendi, J. E., Tibaldi, A. M., Vujovich, G. I., & Viñao, G. A. (2008). Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil–La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, *25*(3), 313-335.Stowell *et al.*, 2014
- Palin, R. M., White, R. W., Green, E. C., Diener, J. F., Powell, R., & Holland, T. J. (2016). High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Paterson, S. R., & Ducea, M. N. (2015). Arc magmatic tempos: gathering the evidence. *Elements*, 11(2), 91-98.

- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Plissart, G., Diot, H., Monnier, C., Mărunțiu, M., & Berger, J. (2012). Relationship between a syntectonic granitic intrusion and a shear zone in the Southern Carpathian-Balkan area (Almăj Mountains, Romania): Implications for late Variscan kinematics and Cherbelezu granitoid emplacement. *Journal of structural geology*, *39*, 83-102.
- Pysklywec, R. N., Mitrovica, J. X., & Ishii, M. (2003). Mantle avalanche as a driving force for tectonic reorganization in the southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(1), 29-38.
- Rahimi, A., Saidi, A., Baroudi, Z., Saquaque, A., & Arboleya, M. L. (1998). Analyse pétrostructurale des mylonites de la zone de cisaillement de Bougmane (Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas Maroc). *Annales-Société Géologique du Nord*, *6*, 143-148.
- Rapp, R. P., & Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, *36*(4), 891-931.
- Reymer, A., & Schubert, G. (1984). Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, *3*(1), 63-77.
- Ringuette, L., Martignole, J., & Windley, B. F. (1999). Magmatic crystallization, isobaric cooling, and decompression of the garnet-bearing assemblages of the Jijal sequence (Kohistan terrane, western Himalayas). *Geology*, *27*(2), 139-142.
- Rioux, M., Mattinson, J., Hacker, B., Kelemen, P., Blusztajn, J., Hanghøj, K., & Gehrels, G. (2010). Intermediate to felsic middle crust in the accreted Talkeetna arc, the Alaska Peninsula and Kodiak Island, Alaska: An analogue for low-velocity middle crust in modern arcs. *Tectonics*, *29*(3).
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1), 123-138.
- Rudnick, R. L. (1995). Making continental crust. Nature, 378(6557), 571-577.
- Rudnick, R.L., Gao, S., (2003). Composition of the continental crust. Treatise Geochem. 3, 1–64.
- Samson, S. D., Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Admou, H., Blichert-Toft, J., & Hefferan, K. (2004). Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research*, 135(1), 133-147.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., & Reuber, I. (1989). Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, *17*(12), 1107-1110.
- Sawyer, E. W., & Brown, M. (Eds.). (2008). Working with migmatites (Vol. 38). Mineralogical Assn of Canada.
- Schaltegger, U., Frank, M., & Burg, J. P. (2003, April). A 120 million years record of magmatism and crustal melting in the Kohistan Batholith. In EGS-AGU-EUG Joint Assembly (Vol. 1, p. 6816).
- Schärer, U., & Labrousse, L. (2003). Dating the exhumation of UHP rocks and associated crustal melting in the Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(6), 758-770.
- Schellart, W. P. (2007). The potential influence of subduction zone polarity on overriding plate deformation, trench migration and slab dip angle. *Tectonophysics*, 445(3), 363-372.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites.* J. Wiley & sons, Incorporated.
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243.
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Perchuk, L. L. (2010). Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments. *Lithos*, *116*(3), 209-229.
- Smith, I. E., Worthington, T. J., Price, R. C., Stewart, R. B., & Maas, R. (2006). Petrogenesis of dacite in an oceanic subduction environment: Raoul Island, Kermadec arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(3), 252-265.
- Spear, F. S. (1991). On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4), 379-388.
- Stacey, J. T., & Kramers, 1. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth* and planetary science letters, 26(2), 207-221.
- Stern, R. J. (2010). The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 338(1), 7-34.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, *42*(1), 313-345.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Klemperer, S. L., Tatsumi, Y., Kaneda, Y., & Suyehiro, K. (2007). Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc. *Geology*, *35*(3), 203-206.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., & Kogiso, T. (2008). Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B2).
- Taylor, R. J. M., Harley, S. L., Hinton, R. W., Elphick, S., Clark, C., & Kelly, N. M. (2015). Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt: a key to understanding high-T crustal processes. *Journal of Metamorphic Geology*, *33*(3), 231-248.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.
- Tetreault, J. L., & Buiter, S. J. H. (2012). Geodynamic models of terrane accretion: Testing the fate of island arcs, oceanic plateaus, and continental fragments in subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B8).

- Tetreault, J. L., & Buiter, S. J. H. (2014). Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments. *Solid Earth*, *5*(2), 1243.
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglington, B.M., Armstrong, R.A., de Beer, C.H., Martini, J.E.J., de Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., (2002). Precambrian evolution of the Sirwa window, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research*, *118*(1), 1-57.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., Liégeois, J.P., (2004). A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, *39*(3), 217-226.
- Tischendorf, G., Förster, H. J., Gottesmann, B., & Rieder, M. (2007). True and brittle micas: composition and solidsolution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285-320.
- Tomkins, H. S., Powell, R., & Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 703-713.
- Toummite, A. (2012). Les grannitoïdes du protérozoïque terminal de la vallée de Tifnoute (anti-Atlas Central): Un exemple d'un magmatisme post-collisionnel d'origine juvénile dans un contexte métacratonique: Géochimie-Géochronologie-Isotopes Sr-Nd.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J. M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguier, O., Spagna, P. & Vandycke, S. (2016). The Tachakoucht–Iriri–Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny. *Journal of Geodynamics*, 96, 81-103.
- Vogt, K., & Gerya, T. V. (2014). From oceanic plateaus to allochthonous terranes: numerical modelling. *Gondwana Research*, *25*(2), 494-508.
- Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harrison, R.W., Yazidi, A., Burton, W.C., Quick, J.E., Saadane, A., (2012). Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou Azzer—El Graara inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, *216*, 23-62.
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions* to *Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413-433.
- Whattam, S. A., Malpas, J., Ali, J. R., & Smith, I. E. (2008). New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9*(3).
- Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., ... & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, *19*(1), 1-23.
- Woodhead, J. D., Eggins, S. M., & Johnson, R. W. (1998). Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes. *Journal of Petrology*, *39*(9), 1641-1668.
- Zack, T., Stockli, D. F., Luvizotto, G. L., Barth, M. G., Belousova, E., Wolfe, M. R., & Hinton, R. W. (2011). In situ U– Pb rutile dating by LA-ICP-MS: 208Pb correction and prospects for geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *16*2(3), 515-530.

Figures & Captions

Figure 1



Figure 1 (a) Schematic map of the Precambrian inliers exposed in the Moroccan Anti-Atlas orogeny (modified after Gasquet *et al.*, 2008; *basemap is Aster GDem 2.0 topographic data*) (b) Regional schematic geological map of the plutonic rocks exposures in the Bou Azzer-El Graara inlier with Bougmane, Tazigzaout, Oumlil and Bou Azzer Mine complexes (modified after Leblanc, 1975 and El Hadi *et al.*, 2010). Geochronological data on plutonic and high-grade metamorphic/crystalline rock are gathered from literature and expressed in *Ma* (*see text for details*; *basemap is a Landsat 7 ETM*+ *enhanced (7-3-1 RGB) multispectral composition*).

Figure 2



Figure 2 (a) Schematic geological map of the Bougmane complex. Doted symbols portray selected samples for petrological and geochemical analyses. Dark squares are for new geochronological data (Z is for U-Pb dating on zircons – ASL17C and R is for U-Pb dating on rutiles – BO10B-ASL22B) and white squares for literature ages (Z1 is U-Pb on zircon from a metagabbro dated at 697 \pm 8 Ma (El Hadi *et al.*, 2010) and Z2 is for U-Pb on zircon from tonalitic intrusion dated at 702 \pm 5 Ma; Admou *et al.*, 2014). (b) NE-SW cross-section through Bougmane complex. Metamorphic foliations are black (from this study) and grey (from literature; Leblanc, 1980).

Figure 3



Figure 3 Field pictures of the banded orthogneiss unit. (a) Foliated granodioritic gneiss (*cf.* Paleosome). (b1) Bimodal gneiss sampled to the north of Bougmane complex showing a probable relic of mingling texture that has been transposed in the deformation. (b2) Sketch of dashed zone of b1 picture showing that fabrics are subparallel
to melanocratic lenses. (c) Sharp enclaves of foliated amphibolite and granodioritic gneisses found within the intrusive hornblende-gabbro (melano-Gn is for melanocratic gneiss, leuco-Gn for leucocratic gneiss) with secant foliation to enclaves boundaries and partial melting reactions of the gneiss similar to migmatitic leucosome. (d) Migmatitic structure within the host gneiss near the contact with intrusive mafics (leucocratic/felsic (*cf. Leuco-*) and melanocratic (*cf. Melano-*) bands in the direct vicinity of the paleosome (*cf. Paleo-*). (e) Field pictures of the intrusive hornblendite and leucogranodiorite and their relations with the host hornblende-gabbro. (f) Irregular contact between the hornblendite and the granodiorite showing mingling of both lithologies. The contact is sharp but smooth and frequently lobate (*see white dashed line*). The impact of the hornblendite intrusion is also underlined by the formation of garnet-rich leucogabbro at the contact between both lithologies (*The sledgehammer is 40 cm long for scale; Hbl is for hornblendite, Grd for leucogranodiorite, Hgb for hornblende-garnet gabbro and Lgb for garnet-leucogabbro).*



Figure 4 Field pictures of garnet-bearing assemblages related to felsic melt. (a) Incipient melting reaction with coarse garnets surrounded by felsic halo. (b) Microphotograph in PPL zooming on a peritectic garnet plus felsic leucosome halo made of quartz-feldspar assemblage. (c) Development of an interconnected network of felsic component between garnet blasts. (d) Felsic vein associated to a garnetite layer suggesting melt loss/segregation and an accumulation layer of residual phase (*i.e.* garnetite). This vein assemblage is surrounded by a plagioclase poor zone in the 'host' hornblende-gabbro evidencing a progressive plagioclase 'sinking' to the vein (*the sledgehammer is 40 cm long for scale*).





Figure 5 P-T diagram and frequency histograms displaying the calculated pressure and temperature for pargasitic amphiboles in hornblende-gabbro (*light green squares*), garnet-hornblende gabbro (*red squares*) and hornblendite (*dark green squares*) samples as well as the temperatures estimated from rutile thermometry (*yellow field*; *Solidus and garnet-in lines are from Lopez Castro, 2001*).



Figure 6 Major element diagrams for mafic rocks of the Bougmane complex: hornblende-gabbro and garnetbearing hornblende-gabbro (*green diamond*), hornblendite (*green square*), garnet-rich felsic veins (*red diamonds*). The geochemical data are compared to mafic rocks from (i) other oceanic accreted arcs (*grey to white diamonds*)

data are gathered from Garrido et al., 2006; Dhuime et al., 2009 for Kohistan arc; from Greene et al., 2006; Debari, Rioux et al. for Talkeetna arc and from Berger et al., 2008; 2011 for Amalaoulaou arc) and (ii) modern intra-oceanic arc lava (*light grey dots*) from Izu-Bonin, Marianna, Lesser Antilles and Tonga-Kermadec active arc settings (data are gathered from the PetDB database). Tholeiitic-Calk alkaline transition (*thight black dashed line*) is from Miyashiro (1974).



Figure 7 REE (*on the left*) and extended trace elements (*on the right*) diagrams of the main lithologies of the Bougmane complex: (a-b) hornblende-gabbros, (c-d) garnet-hornblende gabbros and garnet-rich felsic veins, (e-f) hornblendites, (g-h) intrusive leucogranodiorites and host granodioritic orthogneiss. These geochemical trends are compared to deep gabbroic and chilled mafic rocks from Kohistan oceanic arc (*light grey line on (a) and (b)*), to Lesser Antilles oceanic arc basalts – 40 to 57 wt% SiO₂ (*blue field on (a) and (b)*), to Cascade continental arc basalts (*red field on (a) and (b)*; data are gathered from GEOROC database; Sarbas & Nohl, 2008) to Kohistan deep arc hornblendites (*dark grey on (e)*; Garrido *et al.*, 2006) and to intrusive granitoids from accreted oceanic arc (*grey lines on (g) and (h)*; Berger *et al.*, 2011; Garrido *et al.*, 2006; Rioux *et al.*, 2010). Both IAB fields on (a) and (b) cover 80%

of the data spread around the median value. Mean of the NMORB REE pattern displayed on (a) (*dashed red line*) is from Sun & McDonough, 1989. REE data are normalized to Chondrite value from McDonough & Sun, (1995) and extended trace elements to NMORB values from Sun & McDonough, (1989).



Figure 8. Geochronological data Bougmane lithologies. Zircon dating on garnet-rich leucogabbroic sample (ASL17C): (a) Concordia diagram with linear regression and upper intercepts calculated with Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003). (b) REE diagram of analysed zircons showing a weak Eu negative anomaly and the absence of HREE fractionation by garnet (grey field is from Rubatto *et al.*, 2002; Orejana *et al.*, 2011; de Araujo *et al.*, 2014). (c) Optic CL (cathode-luminescence) microphotographs of analysed zircons showing typical homogeneous oscillatory zoning. Rutile dating on hornblendite sample (ASL22B): (d) Concordia diagram calculated with Isoplot software (Ludwig, 2003) showing Pb208-corrected isotopic ratios for analysed rutiles and their 2σ ellipse errors. (e) Microphotographs in PPL of rutiles cluster in the ASL22B hornblendite sample. (f) Calculated age of 689 ± 8 Ma using a weighted mean of 206Pb/238U isotopic ratio for the same rutile dataset (dashed red line is calculated weighted mean and light red area highlights the 95% confidence range). (g) Back-scattered electronic (BSE) image zooming on a rutile crystal. This image shows small ilmenite needles that were avoided during LA-SF-ICP-MS analyses and titanite rimming the rutile. Geochronological data for rutiles from garnet-bearing hornblende-gabbro sample (BO10B): (h) Concordia diagram calculated with Isoplot software (Ludwig, 2003) showing ²⁰⁸Pb -corrected isotopic ratios for analysed rutiles and their 2σ ellipse errors. Grey ellipses represent data that were removed for the calculated age due to high Th content (*see text for data selection and treatment*).



Figure 9. REE composition of felsic melts (*dashed grey lines and blue dots*) and residue (*blue squares*) calculated via a non-modal batch melting model of a gabbronoritic source (mean composition of gabbronorites from the basal cumulative section of Talkeetna oceanic arc; *black squares*; Greene *et al.*, 2006). Fitting values and model constraints (e.g., modal proportions, partition coefficients) are further discussed in the discussion section of the paper. REE data are normalized to Chondrite value from McDonough & Sun, (1995)



Figure 10. P-T petrological model showing records the magmatic/metamorphic evolution of the 700 Ma event in Bougmane complex. (a) Emplacement and HP-crystallization of 700 Ma hornblende-gabbro (*green polygon*) and related formation of contact migmatitic textures in the host orthogneissic unit. (b) Subsequent magmatic pulse marked by the emplacement of hornblendites (*grey star*) and intrusive leucogranodiorite into the hornblendegabbros. This HT event is marked by subsolidus dehydration reaction (*parg* + *plg* = *grt* + *plg* + *parg*) in the host hornblende-gabbroic assemblage (*red polygon*). (c) This same event also led to localised partial melting via suprasolidus dehydration melting reactions (*grt* + *plg* + *parg* = *grt* + *melt*) marked by the formation of peritectic garnet-rich felsic veins (*red circle*). (d) Post-pulse isobaric cooling path marked by variation in garnets rim composition and rutile growth (*P-T calculated weighted means only are displayed for more clarity. See Fig. 5 for raw P-T data*).



Figure 11. Schematic illustration of a possible scenario for the magmatic, tectonic and metamorphic evolution of the Neoproterozoic Moroccan paleo-island arc. On the left, a frequency histogram of U-Pb ages displays the three magmatic flare-ups of oceanic arc-related activity discussed in the manuscript (U-Pb data are from this study and from Thomas *et al.*, 2002; 2004; El Hadi *et al.*, 2010; Samson *et al.*, 2004; Inglis *et al.*, 2004; 2005; Admou *et al.*, 2013; Blein *et al.*, 2014; Walsh *et al.*, 2012; Triantafyllou *et al.*, 2016).

Supplementary material

Figure Supp-Mat-1



Figure Supp-Mat-1. Main Bougmane lithologies under the microscope. (a) Microphotograph in XPL (crossed polars) of typical hornblende-gabbro hypidiomorphic microstructures showing coarse subhedral plagioclases surrounded by less coarse pargasitic amphiboles. (b) Schematic illustration of hornblende-gabbro microtextures. (c) Microphotograph in XPL in a retrogressed hornblendite, showing the retrogression of primary pargasite into hornblende at its rim and to actinolite at hornblendes' rims. (d) Microphotograph in XPL of garnet-hornblende

gabbros, showing retrogression of plagioclase into epidote *s.s.* in the form of symplectitic microtexture. (e) Microphotograph in PPL of garnet, pargasite and plagioclase assemblage showing typical magmatic amphibole twin. (f) Microphotograph in XPL in the sample garnet-hornblende gabbro sample showing the porphyroblastic texture of garnet marked by abundant pargasitic amphiboles inclusions (*grt is for garnet, plg for plagioclase, ab for albite, ep for epidote and parg for pargasite, hbl for hornblende, act for actinote, ap for apatite).*

Figure Supp-Mat-2



Figure Supp-Mat-2. Garnet-rich leucogabbro sample showing garnet with leucosome halo microstructure (*cf.* Fig. 4) (a) Microphotograph in PPL of a coarse almandine garnet surrounded by a qtz-feldspar leucosome and estimation of modal proportion of each constitutive phases by image analysis. (b) Major elements chemical profile of the garnet from core to rim (*xAlm: almandine; xGrs: grossular; xPrp: pyrope and xSps: spessartine*) showing multiple step patterns. (c) Calculation of bulk chemical composition for each migmatitic component (*i.e. paleosome, neosome*) by summing phase mode and mean major contents (EPMA). The good fitting between each calculated bulk and measured bulk compositions suggests that the chemical system remained close during the production of incipient melt (*grt is for garnet, plg for plagioclase, qtz for quartz and amp for amphibole*).

Figure Supp-Mat-3



Figure Supp-Mat-3. Garnet core-to-rim major elements composition for garnet-hornblende gabbro (*on the left*) and garnet-rich leucogabbro (*on the right*). Garnets profiles from the four analysed samples show similar chemical trends marked by a relatively homogeneous core composition and an abrupt shift in composition located at the garnets' rim (*xAlm: almandine; Fe#: Fe-number; xGrs: grossular; xPrp: pyrope and xSps: spessartine; r is for garnet radius*).



Figure Supp-Mat-4

Figure Supp-Mat-4. Major elements contents for Bougmane intrusive leucogranodiorite (ASL5, ASL6, ASL35p; yellow circles) and host granodioritic orthogneiss (ASL3, BO19, BZ1A; orange circles). These data are compared to arc-related granitoids sampled in the deep- (Kohistan as white circles and Amalaoulaou as black circles; Garrido *et al.*, 2006; Berger *et al.*, 2011, respectively) and middle-levels (Talkeetna as grey circles; Rioux *et al.*, 2010) of respective paleo-arc sections. Light grey field cover the compositions of experimental melts produced by high pressure dehydration melting of amphibolitic bulk rock (Lopez and Castro, 2001; Rapp and Watson, 1995).

Chapitre V. Caractérisation géochimique, géochronologie et signature isotopique

Ce chapitre présente les données géochimiques multi-élémentaires et isotopiques qui font l'objet d'une publication en cours de préparation (*Triantafyllou et al., in prep.*).

Les données géochimiques sont consultables dans l'annexe B. La localisation précise des échantillons et les différentes cartes géologiques associées sont également consultables via Google Earth (*cf.* clé usb en annexe).

V.1 Problématique et objectifs de l'étude

Les différentes reliques magmatiques formant la paléosuture intra-océanique néoprotérozoïque marocaine ont fait l'objet de plusieurs études géochimiques et isotopiques ponctuelles à ce jour (e.g., Admou *et al.*, 2013 ; Inglis *et al.*, 2004 ; Inglis *et al.*, 2005 ; Beraaouz *et al.*, 2004 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Mrini, 1993 ; Triantafyllou *et al.*, 2016). Cette étude vient apporter de nouvelles données en vue de caractériser la signature géochimique de chacun des complexes étudiés. Pour ce faire, deux approches sont utilisées : *(i)* la composition géochimique sur roche totale des éléments majeurs et traces et *(ii)* les rapports isotopiques en Nd. Les détails concernant la procédure utilisée pour la préparation des roches, la minéralisation des poudres, la séparation chromatographique et l'analyse aux spectromètres de masse sont donnés dans l'Annexe A ('*Matériel, méthodes et compétences*'). Cette étude comprend trois objectifs:

(1) Caractériser la signature géochimique des roches étudiées et l'origine des protolithes magmatiques, via l'utilisation de marqueurs géochimiques propres aux contextes de subduction (*cf.* le chapitre 1) et les comparer avec la composition de roches décrites dans la littérature. La signature isotopique du Nd sera également utilisée afin d'estimer la nature des sources à l'origine des roches analysées et d'identifier d'éventuels processus de contamination crustale. Les rapports isotopiques initiaux et les valeurs d' ɛNd sont calculés sur base des âges fournis dans cette étude ou dans la littérature.

- (2) Décrire les processus magmagénétiques à l'origine des roches étudiées et identifier d'éventuels liens pétrogénétiques entre les roches d'un même complexe, ainsi qu'à plus grande échelle, entre les différents complexes de la paléosuture océanique marocaine.
- (3) Analyser comparativement l'ensemble des résultats et les intégrer aux contraintes géochronologiques évoquées dans les chapitres précédents en vue d'une reconstruction paléo-géodynamique.

V.2 Caractérisation géochimique multi-élémentaire et isotopique

V.2.1 La boutonnière du Sirwa

La boutonnière du Sirwa comporte deux complexes témoignant de l'activité magmatique en domaine intra-océanique au Néoprotérozoïque Supérieur : le complexe ophiolitique de Khzama au Nord et le complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht (-Tourtit) au Sud. Ceux-ci sont délimités à l'Ouest par les coulées pyroclastiques et les laves associées au volcanisme cénozoïque du volcan du Sirwa et ailleurs, par les dépôts des formations volcanosédimentaires tardi- à fini-panafricaines (Fig. V-1). Le complexe d'Iriri-Tachakoucht affleure au Sud de la séquence ophiolitique de Khzama. Celui-ci est composé de trois lithologies principales (Fig. II-13): *(i)* les *gneiss de Tachakoucht, (ii)* les plutons intrusifs *d'hornblendite* associés à des dykes de *gabbros à hornblende* de l'unité d'Iriri et *(iii)* de faciès intermédiaires migmatitiques représentés par *les leucosomes de Tachakoucht (cf.* la discussion du chapitre III du complexe d'Iriri-Tachakoucht). Associé à cette unité, **le métagranite de Tourtit** affleure au cœur de la séquence ophiolitique de Khzama et présente de nombreuses similitudes pétrographiques avec les leucosomes de l'unité de Tachakoucht. Celui-ci est donc représenté par un *massif métagranitique* associé à plusieurs enclaves plurimétriques d'hornblendite moyennement à grossièrement grenues : *les hornblendites de* *Tourtit* (Fig. V-1). Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés à la caractérisation géochimique et isotopique de chacune des lithologies formant le complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit introduit ci-dessus.

Située plus au Nord, la séquence ophiolitique de Khzama est charriée sur le complexe d'Iriri-Tachakoucht suite à un événement tectonique précoce à vergence Sud (cf. modèle d'évolution géodynamique présenté dans le chapitre 3). Celle-ci a été étudiée par Chabane (1991) et Boukhari et al., (1992) qui ont décrit une séquence ophiolitique complète et idéalisée. Celle-ci est composée de roches ultramafigues affleurant sous forme de lentilles à ténues, composées d'harzburgites serpentinisées associées des massifs métapyroxénitiques (Fig. V-1). Le reste du massif est composé de roches métagabbroïques ainsi que de divers amas massifs de roches métabasaltiques, interprétés comme la partie filonienne de la séquence (Boukhari et al., 1992; Admou & Juteau, 1998). Les contacts entre les différents termes ophiolitiques sont principalement tectoniques. La formation de cette lithosphère océanique a été datée à 762 ± 2 Ma (méthode U-Pb sur zircon) sur base des âges isotopiques fournis par des dykes plagiogranitiques intrusifs (Samson et al., 2004).



V.2.1.1 Le complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit

Figure V-1 Carte géologique schématique des complexes de Khzama et d'Iriri-Tachakoucht dans la boutonnière du Sirwa. Localisation des échantillons pour la caractérisation géochimique du complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit. Les étoiles rouges représentent des âges (U-Pb sur zircon) issus de la littérature (Samson *et al.*, 2004 ; Thomas *et al.*, 2002).



Figure V-2 Diagrammes de Harker pour les roches du complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit (*i.e.* gneiss de Tachakoucht, gabbros à hornblende et hornblendites d'Iriri et de Tourtit, leucosomes de Tachakoucht et métagranite de Tourtit). La limite calco-alcalin/tholéiitique est définie d'après Miyashiro (1974). (Mg# = 100 x MgO/[MgO + FeO_{total}] sur base molaire). Les compositions des laves d'arcs océaniques modernes sont issues de la compilation PetDB. Les compositions des roches mafiques et felsiques des arcs océaniques fossiles sont respectivement issues de Garrido *et al.*, (2006) ; Greene *et al.*, (2006) ; Rioux *et al.*, (2010).

L'unité des gneiss de Tachakoucht

Éléments majeurs. Les gneiss de Tachakoucht sont caractérisés par des compositions variables allant de basaltes à des dacites (51 à 73 wt% SiO₂; moyenne à 64 wt%) avec une majorité d'échantillons de composition andésitique à dacitique. Ces roches montrent des compositions assez similaires à celles des laves issues des systèmes d'arcs océaniques modernes (*PetDB : Petrological DataBase of the Ocean Floor*; Lehnert *et al.*, 2001; Fig. V-2) pour des teneurs en silice comparables, excepté pour les teneurs en Ca qui sont légèrement plus appauvries pour les échantillons les plus felsiques (> 57 wt% SiO₂; Fig. V-2). Cette tendance reflète probablement la fréquente albitisation des plagioclases, abondants dans les termes felsiques (52 – 62 vol. % de plagioclase). Les gneiss montrent des compositions riches en Al (> 14 wt% Al₂O₃) et pauvres en Ti (< 0.9 wt% TiO₂), en Mg (< 7.1 wt% MgO) ainsi qu'en K (< 2.6 wt% K₂O). Les termes les plus différenciés des gneiss de Tachakoucht montrent des teneurs comparables aux roches felsiques issues des arcs océaniques fossiles de Talkeetna (Greene *et al.*, 2006 ; Rioux *et al.*, 2010) et du Kohistan (Garrido *et al.*, 2006 ; Fig. V-2).

Éléments en traces. Les gneiss de Tachakoucht sont caractérisés par des spectres en REE⁴ variables plutôt enrichis ([La]_N > 18 et [Yb]_N > 7⁵; Fig. V-3A). L'ensemble des spectres de REE est marqué par un enrichissement significatif en LREE⁶ par rapport aux MREEs⁷ ([La/Sm]_N compris entre 1.4 et 3.0) et un spectre en HREE plus aplati montrant toutefois un appauvrissement en HREE⁸ par rapport aux MREEs ([Gd/Yb]_N entre 1.0 et 1.9). Les anomalies en Eu sont variables et semblent évoluer de légèrement positives pour les spectres les plus pauvres en REE vers une anomalie négative pour les spectres les plus enrichis (Eu/Eu^{*} entre 0.7 et 1.2). Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement notable en LILE⁹ (Rb, Ba, K, Sr) ainsi qu'en LREE, des teneurs variables parfois appauvries en HFSE¹⁰ (Nb, Ta, Zr, Hf) et un appauvrissement en HREE par

⁴Terres Rares ('Rare Earth Elements')

⁵ [X]_{N:} Teneur de l'élément X normalisée aux chondrites (McDonough & Sun, 1995)

⁶ LREE : Terres Rares légères ('Light Rare Earth Elements') : La, Ce, Pr, Nd

⁷ MREE : Terres Rares moyennes ('Middle Rare Earth Elements') : Sm, Eu, Gd

⁸ HREE : Terres Rares lourdes ('Heavy Rare Earth Elements') : Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu

⁹ LILE : éléments lithophiles à large rayon ionique ('Large Ion Lithophile Elements') : K, Rb, Sr, Ba, les Terres Rares légères

¹⁰ HFSE : éléments à fort potentiel ionique ('High Field Strength Elements') : Zr, Hf, Nb, Ta, Ti

rapport au NMORB¹¹ (Fig. V-3B). Les diagrammes multi-élémentaires montrent un bon recouvrement avec les laves de compositions basaltique-andésitiques et dacitiques issues de l'arc actif des Petites Antilles. Les anomalies en Sr semblent être corrélées avec celles en Eu reportées sur le spectre des REEs, suggérant un fractionnement de plagioclase. La similitude des spectres de terres rares ainsi que les anomalies positives en Eu pour les spectres pauvres en REE et inversement pour les spectres riches en REE (Fig. V-3) suggèrent que les gneiss de Tachakoucht résulteraient d'un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un liquide magmatique parental d'arc commun. Cette hypothèse est également supportée par la corrélation négative entre les valeurs de Mg# et l'importance du fractionnement des LREEs par rapport aux HREEs ainsi qu'entre le Mg# et l'intensité du pic en Eu.



Figure V-3 Distributions des éléments en traces des gneiss de l'unité de Tachakoucht. A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des roches volcaniques de la partie supérieure de l'arc de Talkeetna sont issues de Greene *et al.* (2006). Les compositions des laves basaltiques-andésitiques à dacitiques de l'arc océanique des Petites Antilles sont issues de la base de données GEOROC.

Les gabbros à hornblende intrusifs de l'unité d'Iriri

Éléments majeurs. Les gabbros à hornblende intrusifs d'Iriri sont caractérisés par des compositions basiques (de 44.1 à 50.7 wt% SiO₂ ; moyenne à 47 wt%) plus ou moins évoluées (Mg# : de 63 à 45) pour des teneurs en Mg variables (MgO : 4.3 - 11.1 wt%). Ces roches gabbroïques présentent des teneurs modérées en Al (9.9 – 13.1 wt% Al₂O₃), en Fe

¹¹ NMORB : composition moyenne des basaltes issus des contextes de rides médio-océaniques 'normale' ('Normal Mid Ocean Ridge Basalt' ; Sun & McDonough, 1989).

 $(8.9 - 11.7 \text{ wt\% FeO}_T)$ et en alcalins (~4.7 wt% Na₂O+K₂O ; Fig. V-2) ainsi que des teneurs en Ca élevées (5.4 - 10.3 wt% CaO).

Éléments en traces. Les gabbros à hornblende intrusifs d'Iriri sont caractérisés par des spectres en REE assez homogènes et bien groupés à travers l'unité. Les teneurs en REE sont relativement enrichies (20 à 30 fois les valeurs chondritiques : [Gd]_N : 21-28 ; Fig. V-4A). Les spectres montrent un léger appauvrissement en LREE par rapport aux MREEs pour la plupart des échantillons ([La/Sm]_N compris entre 0.6 et 1.4) ainsi qu'un appauvrissement en HREE par rapport aux MREEs ([Gd/Yb]_N entre 1.4 et 1.7). La forme des spectres se définit comme un bombement convexe vers les valeurs hautes (Fig. V-4A) et montre fréquemment une légère anomalie négative en Eu (Eu/Eu* entre 0.74 et 0.97). Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement significatif en LILE (Rb, Ba, K) et variable en Sr et en LREE par rapport au NMORB (Fig. V-4B). Les spectres sont également marqués par une légère anomalie négative en Nb, en Ta, en Zr et en Th et variable en Ti par rapport au NMORB, typiques des magmas hydratés formés en contexte de subduction, associés à l'activité d'un arc (Berly *et al.*, 2006).



Figure V-4 Distributions des éléments en traces des magmas mafiques intrusifs (gabbros à hornblende) de l'unité d'Iriri (Boutonnière du Sirwa). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des roches gabbroïques de la partie profonde de l'arc du Kohistan sont issues de Garrido *et al.* (2006) et Dhuime *et al.* (2009) et celles des roches mafiques figées de l'arc de Talkeetna sont issues de Greene *et al.* (2006).

Ces compositions en éléments majeurs et en éléments incompatibles montrent de grandes similitudes avec celles des gabbros à hornblende intrusifs analysés dans le complexe de Bougmane (*cf.* chapitre 4 ou zone grisée sur la Fig. V-4), mais aussi pour les gabbros hydratés qui composent les parties profondes à moyennes de la section crustale de

l'arc fossile du Kohistan (Dhuime, 2009 ; Garrido *et al.*, 2006 ; *cf.* traits bleus sur la Fig. V-4).

Les hornblendites de l'unité d'Iriri

Éléments majeurs. Les massifs hornblenditiques d'Iriri montrent les compositions les plus primitives du complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit (Mg# : 50.5 - 72.1 ; Fig. V-2). Elles présentent des compositions ultrabasiques (38.5 et 50.2 wt% SiO₂ ; moyenne 42.8), riches en Mg (6.4 – 14.7 wt% MgO), en Ti (1.0 à 2.2 wt% TiO₂), en Ca (6.9 – 12.7 wt% CaO), modérées et variables en Al (10.5 – 20.8 wt% Al₂O₃) et pauvres en alcalins (~2.7 wt% Na₂O+K₂O).

Eléments en traces. Les hornblendites d'Iriri sont caractérisées par des spectres en REE relativement bien groupés et homogènes (Fig. V-5A). Les teneurs en REE normalisées montrent des spectres plus appauvris ([Gd]_N : ~17.8) que ceux des gabbros à hornblende. Ils montrent un appauvrissement notable en LREE ([La/Sm]_N compris entre 0.4 et 0.6) ainsi qu'en HREE ([Gd/Yb]_N entre 1.2 et 2.0) par rapport aux MREEs, ayant une forme concave vers les valeurs basses, plus marquée que pour les gabbros à hornblende décrits plus haut. Les spectres d'hornblendites montrent également de légères anomalies négatives en Eu (Eu/Eu* : 0.67 – 0.97), suggérant que ces roches ont été à l'équilibre avec du plagioclase lors de leur cristallisation. Celui-ci a probablement été ségrégé de la matrice hornblenditique lors de la dernière phase de cristallisation des hornblendites comme l'atteste la présence de veines plagioclasiques interstitielles observées sur le terrain (*cf.* chapitre 3 sur le complexe d'Iriri-Tachakoucht).

Ce type d'assemblages et la tendance de ces spectres sont typiques des cumulats ultramafiques hydratés issus des sections crustales profondes des arcs fossiles (DeBari *et al.*, 1987 ; Burg *et al.*, 2005 ; Garrido *et al.*, 2006 ; Dhuime *et al.*, 2007). Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement notable en Rb, Ba, K et en Sr par rapport au NMORB et un appauvrissement significatif pour les autres éléments du spectre (Fig. V-5B). Compte tenu de l'absence d'anomalie positive en Eu, les anomalies positives en Sr ne sont probablement pas liées à l'accumulation du plagioclase mais plutôt à la composition du magma parent. Ces caractéristiques témoignent vraisemblablement de la signature enrichie ('de subduction') du magma parent. Comparées aux hornblendites riches en grenats de la racine crustale du Kohistan (Garrido *et al.*, 2006 ; *cf.* zone grisée sur Fig. V-5), les hornblendites d'Iriri sont marquées par des teneurs en REE 6 à 7 fois supérieures. Cela suggère que ces dernières n'ont vraisemblablement pas été affectées par des épisodes

de fusion-déshydratation ultérieurs comme c'est le cas pour les roches du Kohistan et qui ont tendance à abaisser les spectres en diminuant les teneurs en REE.



Figure V-5 Distributions des éléments en traces des hornblendites intrusives de l'unité d'Iriri (Boutonnière du Sirwa) A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des roches hornblenditiques de l'arc océanique fossile du Kohistan sont issues de Garrido *et al.*, (2006).

Les leucosomes de Tachakoucht et le métagranite de Tourtit

Éléments majeurs. Les leucosomes de Tachakoucht et le métagranite de Tourtit montrent des compositions très similaires en éléments majeurs. Ils sont marqués par des compositions granitiques (69.0 - 73.4 wt% SiO₂ et 7.4 – 11.5 wt% Na₂O + K₂O ; Fig. V-2). Ces roches felsiques montrent des teneurs en Al relativement élevées (15.9 - 16.5 wt% Al₂O₃), comparables à celles des gneiss de Tachakoucht décrits plus haut. Les valeurs d'Aluminium Saturation Index (ASI = Al/[Ca-1.67*P]+ Na + K sur base molaire ; Frost et Frost, 2008) et le Modified Alkali-Lime Index (MALI = Na₂O + K₂O – CaO wt% ; Frost et Frost, 2008) pointent vers des compositions légèrement peralumineuses (ASI : 1.1 - 1.3) et calcoalcalines (MALI : 6-11 wt%). Les leucosomes de Tachakoucht et le métagranite de Tourtit sont caractérisés par des teneurs basses en Ti (< 0.06 wt% TiO₂), en Fe (< 0.7 wt% FeO_T), en Mg (< 0.3 wt% MgO) et en Ca (< 1.6 wt% CaO ; Fig. V-2).

Éléments en traces. Les leucosomes de Tachakoucht et le métagranite de Tourtit sont caractérisés par des teneurs en éléments en traces très similaires entre eux (Fig. V-6). Les teneurs en REE sont relativement basses ([Gd]_N : ~0.8), montrant un enrichissement des LREEs par rapport aux MREEs ([Ce/Yb]_N entre 2.8 et 20.9) et aux HREEs, particulièrement basses, subchondritiques (Fig. V-6A). L'ensemble des échantillons montre une anomalie positive en Eu marquée (Eu/Eu^{*} : 3.8 - 6.2). Les spectres étendus aux éléments

incompatibles montrent un enrichissement significatif en Rb, Ba, K et Sr (et variable en Ti) ainsi qu'un appauvrissement en HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), LREE et en HREE par rapport au NMORB (Fig. V-6B). Leurs faibles teneurs en éléments incompatibles : Nb (< 0.6 ppm), Y (< 1.5 ppm), Ta (< 0.03 ppm), Yb (< 0.2 ppm), Rb (< 44 ppm) par rapport aux compositions des magmas felsiques produits dans les contextes de rides océaniques (*i.e.* plagiogranites) ou dans les contextes post-collisionels (*i.e. High-K Calc-alcaline suite*), suggèrent qu'ils aient été produits dans un contexte d'arc volcanique (Pearce *et al.*, 1984 ; 1989). En outre, la similitude des signatures géochimiques en éléments majeurs et en traces des deux groupes de roches suggère un lien cogénétique (*cf.* discussion sur la signification des roches felsiques du complexe Iriri-Tachakoucht-Tourtit dans le chapitre 3). Ces magmas seraient issus d'une source de composition mafique à intermédiaire commune. Les spectres des éléments en traces sont comparés à ceux des leucogranodiorites intrusives du complexe de Bougmane (boutonnière de Bou Azzer ; zone jaunâtre de la Fig. V-6) et montrent une forte similitude entre les deux roches magmatiques felsiques, en particulier pour les faibles teneurs en REE.



Figure V-6 Distributions des éléments en traces des leucosomes de l'unité des gneiss de Tachakoucht et du métagranite de Tourtit (Boutonnière du Sirwa). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).

Les enclaves d'hornblendites de l'unité de Tourtit

Éléments majeurs. Les enclaves d'hornblendites au sein du métagranite de Tourtit montrent des compositions comparables aux hornblendites d'Iriri affleurant dans la partie Sud de l'ophiolite de Khzama. Elles présentent des compositions ultrabasiques (40.4 et 42.9

wt% SiO₂), riches en Mg (4.7 – 12.0 wt% MgO), en Ti (1.4 à 1.7 wt% TiO₂), en Ca (9.3 – 10.9 wt% CaO), modérées et variables en Al (14.5 – 21.0 wt% Al₂O₃) et pauvres en alcalins (2.6 – $3.8 \text{ wt\% Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; Fig. V-2).

Éléments en traces. Les enclaves d'hornblendite de Tourtit sont caractérisées par des teneurs en REE ([Gd]_N : ~15.7) similaires à celles des hornblendites d'Iriri (*cf.* zone turquoise sur la Fig. V-7A). Celles-ci montrent un léger appauvrissement en LREE ([La/Sm]_N compris entre 0.66 et 0.71) ainsi qu'en HREE ([Gd/Yb]_N entre 2.2 et 2.8) par rapport aux MREEs, présentant une forme concave vers les valeurs basses, similaire aux gabbros à hornblende et aux hornblendites décrits plus haut. Les spectres ne montrent pas d'anomalie en Eu. Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement en LILE (Rb, Ba, K et Sr) ainsi qu'un léger appauvrissement en Nb, Ta, Zr et HREE par rapport au NMORB (Fig. V-7B). Ces spectres montrent également de fortes similitudes avec ceux des hornblendites d'Iriri.



Figure V-7 Distribution des éléments en traces pour les enclaves d'hornblendites échantillonnées au sein du métagranite de Tourtit (Boutonnière du Sirwa). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).

Signature isotopique des lithologies de l'unité d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit

Les rapports isotopiques initiaux calculés et les valeurs d' ϵ Nd correspondantes sont fortement positifs pour l'ensemble des lithologies du complexe d'arc d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit. Les gneiss de Tachakoucht (âge protolithique : 730 – 745 Ma, ϵ Ndt 5.0 - 10.1), les gabbros à hornblende d'Iriri (âge protolithique : 641 – 651 Ma, ϵ Ndt 4.3 – 6.3), les hornblendites d'Iriri (âge protolithique : 641 – 651 Ma, ϵ Ndt 5.8 – 5.9) et les hornblendites de Tourtit (âge protolithique : 641 – 651 Ma, ϵ Ndt - 6.5) montrent des signatures isotopiques

comparables. La signature isotopique des intrusions mafiques hydratées d'Iriri et de Tourtit témoigne que le magma parent est issu d'une source mantellique appauvrie. Ceux-ci sont probablement dérivés d'un liquide magmatique généré par fusion partielle d'un manteau appauvri de type océanique, au Néoprotérozoïque. Les gneiss de Tachakoucht, de composition plus évoluée (~ andésitique), présentent également des valeurs en ɛNdt très positives. Leur nature plus felsique suggère une différenciation à partir d'un magma parent de composition mafique (*i.e.* processus de différenciation d'un basalte d'arc), lui-même antérieurement extrait d'une source mantellique appauvrie.

V.2.2 La boutonnière de Bou Azzer – El Graara

Comme introduit précédemment (cf. le contexte géologique introduit au chapitre 2 ; Saquaque et al., 1989 ; Bousquet et al., 2008), la boutonnière de Bou Azzer – El Graara comprend un assemblage tectono-métamorphique composé de plusieurs blocs tectonisés et empilés, représentant les reliques d'une zone de subduction intra-océanique. Ceux-ci sont délimités par les dépôts des formations fini-néoprotérozoïques et infracambriennes susjacentes montrant localement des contacts discordants avec le socle Cryogénien (Leblanc, 1981). On y distingue trois ensembles lithologiques associés à l'activité magmatique précollisionelle (Fig. V-8): (1) les complexes plutoniques et métamorphiques d'arc affleurant principalement dans la bordure Sud de la boutonnière (*i.e.* les complexes de Bou Azzer Mine, d'Oumlil, de Tazigzaout et de Bougmane), (2) la séquence ophiolitique d'Aït Ahmane exposée dans la partie Nord et centrale de la boutonnière et (3) les plutons dioritiques à granodioritiques intrudant la séquence ophiolitique ainsi que les complexes d'arcs évoqués plus haut (Fig. V-8). Nous nous intéresserons dans la suite de ce chapitre à caractériser la signature géochimique multi-élémentaire et isotopique des roches magmatiques et métamorphiques des complexes d'arc de Tazigzaout et de Bougmane ainsi que des granitoïdes intrudant l'ensemble de la séquence.



Figure V-8 Carte géologique schématique de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara montrant les quatre complexes plutono-métamorphiques jalonnant sa limite Sud (Complexes de Bou Azzer mine, d'Oumlil, de

Tazigzaout et de Bougmane) ainsi que les plutons dioritiques et granodioritiques intrudant le cœur de la boutonnière sur l'ensemble de son étendue.

V.2.2.1 Le complexe de Tazigzaout

Le complexe de Tazigzaout se situe au cœur de la boutonnière de Bou Azzer (Fig. V-8). Il est composé de trois unités distinctes géochronologiquement : (i) une unité orthogneissique composée du Nord au Sud par : un massif *d'orthogneiss œillés*, un massif *d'amphibolites* intrudées antérieurement par des *roches granodioritiques* également gneissifiées (Fig. V-9). Ces unités intensément déformées ont fourni des âges protolithiques de ~ 752 Ma (D'Lemos *et al.*, 2006). (ii) Une unité intrusive felsique principalement représentée par des roches granitiques intrusives dans la partie Sud du complexe et sous forme de dykes recoupant l'unité amphibolitiques pluri-métriques sont exposés au sein de l'unité amphibolitique. Les roches granitiques ont fourni des âges protolithiques compris entre 701 et 705 Ma (D'Lemos *et al.*, 2006). (iii) Une unité dioritique affleure dans la partie Nord du complexe de Tazigzaout intrusive au sein des orthogneiss œillés (Fig. V-9). Ces diorites ont été datées à 650 Ma (Walsh *et al.*, 2012).



Figure V-9 Carte géologique schématique du complexe plutono-métamorphique de Tazigzaout (boutonnière de Bou Azzer-El Graara). Localisation des échantillons sélectionnés pour la géochimie multi-élémentaire et isotopique des roches du complexe de Tazigzaout. Les étoiles grises représentent les âges (U-Pb sur zircon) issus de la littérature (D'Lemos *et al.*, 2006).



Figure V-10 Diagrammes de Harker pour les roches du complexe de Tazigzaout (*i.e.* gneiss granodioritiques, granitiques et amphibolites datées à 745 Ma ; D'Lemos *et al.*, 2006 ; et magmas intrusifs granitiques datés à ~705 Ma ; D'Lemos *et al.*, 2006 ; et hornblendites). Limite calco-alcalin/tholéiitique d'après Miyashiro (1974). Les

compositions des laves d'arcs océaniques modernes sont issues de la compilation PetDB. Les compositions des roches mafiques et felsiques des arcs océaniques fossiles sont respectivement issues de Garrido *et al.*, (2006) ; Greene *et al.*, (2006) ; Rioux *et al.*, (2010).

Les orthogneiss œillés de Tazigzaout

Éléments majeurs. Les orthogneiss œillés du complexe de Tazigzaout montrent des compositions en éléments majeurs similaires aux gneiss granodioritiques décrits plus haut. De composition granitique ($65.6 - 69.5 \text{ wt}\% \text{ SiO}_2$ et $8.9 - 9.9 \text{ wt}\% \text{ Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; Fig. V-10), ces roches présentent des teneurs en Al relativement élevées ($14.4 - 15.5 \text{ wt}\% \text{ Al}_2\text{O}_3$), comparables à celles des gneiss de Tachakoucht décrits plus haut. Les valeurs d'*ASI* et de *MALI* pointent vers des compositions peralumineuses (*ASI* : 1.07 - 1.13) et calco-alcalines (*MALI* : 6.9 - 8.8 wt%). Les orthogneiss sont caractérisés par des teneurs relativement riches en Fe (3.8 - 4.9 wt% FeOt), basses en Ti (< 0.37 wt% TiO₂) et en Mg (< 0.6 wt% MgO) et modérée en Ca (1.0 - 1.9 wt% CaO ; Fig. V-10).



Figure V-11 Distributions des éléments en traces des orthogneiss œillés du complexe de Tazigzaout (Boutonnière de Bou Azzer). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendus aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Le spectre composé de petits cercles rouges est issu de la littérature (Admou *et al.*, 2013). Les compositions des roches felsiques des arcs océaniques fossiles sont respectivement issues de Garrido *et al.*, (2006) ; Greene *et al.*, (2006) ; Rioux *et al.*, (2010) et Berger *et al.* (2011).

Eléments en traces. Les orthogneiss granitiques de Tazigzaout montrent un fractionnement marqué des LREEs par rapport aux MREEs ([La/Sm]_N entre 3.0 et 3.6) et aux HREEs ([Ce/Yb]_N entre 6.0 et 10.1), pour des teneurs en REEs relativement élevées ([Gd]N ~ 17.2 ; Fig. V-11A). L'anomalie en Eu est très légère à inexistante. Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un enrichissement marqué en LILE (Rb, Ba, Th, K) et en LREE par rapport au NMORB (Fig. V-11B). Les spectres sont également

marqués par une anomalie négative en Nb, Ta et en Ti. Comme les roches felsiques (gneiss granodioritique et granite intrusif) décrites ci-dessus, les orthogneiss granitiques sont caractérisés par des teneurs en Nb (< 9.9 ppm), Y (< 14.3 ppm), Ta (< 0.3 ppm), Yb (< 2.4 ppm) et Rb (< 104 ppm) relativement basses, typiques des contextes d'arcs volcaniques (Pearce *et al.*, 1984 ; 1989).

Les amphibolites encaissantes

Éléments majeurs. Les amphibolites de Tazigzaout montrent des teneurs en SiO₂ basses (41.3 – 53.3 SiO₂ wt% ; compositions basaltiques) et relativement élevées en Al (12.5 – 18.5 wt% Al₂O₃) et en Ca (7.7 – 14.8 wt% CaO). Les teneurs en Mg (5.1 – 8.8 wt% MgO), en Ti (wt% TiO₂) et en alcalins (2 – 6 wt% Na₂O + K₂O) recouvrent le champ de composition des laves issues des systèmes d'arcs océaniques modernes (Fig. V-10).

Éléments en traces. Les spectres de REE des amphibolites de Tazigzaout montrent un fractionnement modéré des LREEs par rapport aux MREEs ([La/Sm]_N : 1.57 - 1.62) et une distribution des HREEs plus aplatie à légèrement pentue ([Ce/Yb]_N entre 2.34 et 2.73) pour des teneurs en REE variables ([Gd]N ~ 7.8 – 21.3 ; Fig. V-12A). Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Th, K et en Sr) par rapport au NMORB (Fig. V-12B). Compte tenu de l'absence d'anomalie en Eu, les anomalies positives en Sr ne seraient pas liées à l'accumulation de plagioclase, mais plutôt à la composition du magma parent. Les spectres montrent également un appauvrissement en Nb, Ta et HREE par rapport au NMORB ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta et en Ti. Ces caractéristiques géochimiques sont typiques des magmas produits en contexte de subduction (Berly *et al.*, 2006). Les teneurs en éléments majeurs et en traces recouvrent les compositions des laves basaltiques issues de l'arc océanique des Petites Antilles (base de données GEOROC ; Sarbas & Nohl, 2008), mais aussi des gabbros échantillonnés dans la section crustale moyenne à profonde de l'arc fossile du Kohistan (Garrido *et al.*, 2006 ; Dhuime, 2009 ; Fig. V-10 et V-12).


Figure V-12 Distributions des éléments en traces des amphibolites du complexe de Tazigzaout (Boutonnière de Bou Azzer) A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des roches gabbroïques de la partie profonde de l'arc du Kohistan sont issues de Garrido *et al.* (2006) et Dhuime *et al.* (2009). Les compositions des laves basaltiques de l'arc océanique des Petites Antilles sont issues de la base de données GEOROC.

Les orthogneiss et les granites intrusifs

Éléments majeurs. Les orthogneiss felsiques et les intrusions granitiques de Tazigzaout montrent des compositions comparables en éléments majeurs. De composition granitique $(73.9 - 74.4 \text{ wt\% SiO}_2 \text{ et } 7.3 - 7.7 \text{ wt\% Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; Fig. V-10), ces roches montrent des teneurs en Al relativement élevées $(14.9 - 15.9 \text{ wt\% Al}_2\text{O}_3)$ et plutôt basses en Ti (< 0.06 wt% TiO₂), en Fe (< 0.6 wt% FeOt), en Mg (< 0.3 wt% MgO) et en Ca (< 0.9 wt% CaO ; Fig. V-10). Les valeurs d'*ASI* et de *MALI* pointent vers des compositions peralumineuses (*ASI* : 1.2 - 1.3) et calco-alcalines (*MALI* : 6.4 - 6.9 wt%).

Éléments en traces. Les orthogneiss et les granites intrusifs de Tazigzaout sont caractérisés par des teneurs en REE relativement basses ([Gd]_N : 1.1 pour les gneiss et 0.2 pour le granite ; Fig. V-13A). Les deux échantillons montrent un fractionnement des LREEs par rapport aux MREEs ([La/Sm]_N entre 2.1 et 3.7) et aux HREEs. Une légère anomalie positive se marque pour l'échantillon orthogneissique (Eu/Eu* : 1.2) et plus marquée pour l'échantillon granitique (Eu/Eu* : 2.8). Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un léger enrichissement en Rb, Ba, Th ainsi qu'un appauvrissement en REE par rapport au NMORB (Fig. V-13B). Comme les gneiss andésitiques de Tachakoucht décrits plus haut, les faibles teneurs des deux roches felsiques en Nb (< 2.0 ppm), Y (< 1.5 ppm), Ta (< 0.19 ppm), Yb (< 0.18 ppm) et Rb (< 45 ppm) par rapport aux compositions des magmas felsiques produits dans les contextes de rides océaniques (*i.e.* plagiogranites) ou

dans les contextes post-collisionels (*i.e. High-K Calc-alkaline suite*), suggèrent que ces roches aient été produites dans un contexte d'arc volcanique (Pearce *et al.*, 1984 ; 1989).



Figure V-13 Distributions des éléments en traces des orthogneiss de Tazigzaout et d'un granite intrusif au Sud du complexe de Tazigzaout (Boutonnière de Bou Azzer). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).

Les massifs hornblenditiques

Éléments majeurs. Les hornblendites de Tazigzaout présentent des compositions basaltiques (44.3 – 49.7 wt% SiO₂) pour des teneurs en Al basses (10.9 – 11.4 wt% Al₂O₃ ; Fig. V-10). Celles-ci sont pauvres en alcalins (< 2.7 wt% Na₂O + K₂O), en Ti (< 0.6 wt% TiO₂) et relativement riches en Ca (CaO : 9.1 – 12.4 wt%), en Mg (MgO : 12.2 – 17.1 wt%) et en Fe (9.1 – 10.1 wt% FeO_T) pour des valeurs en Mg# élevées (70.5 – 75.1).

Éléments en traces. Les spectres de REE des hornblendites de Tazigzaout montrent un appauvrissement des LREEs par rapport aux MREEs ([La/Sm]_N : 0.35 - 0.65) et une tendance relativement aplatie pour les HREEs (Fig. V-14A). Les teneurs en REE sont assez basses ([Gd]N ~ 2.6) par rapport aux hornblendites analysées dans le complexe de Bougmane ou dans celui d'Iriri. Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement très léger en Rb, Ba et Th et un appauvrissement en REE, Nb, Ta, Zr, Hf et Ti par rapport au NMORB (Fig. V-14B).



Figure V-14 Distributions des éléments en traces des hornblendites de Tazigzaout (Boutonnière de Bou Azzer). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multiélémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).

Signature isotopique des lithologies du complexe de Tazigzaout

Les données isotopiques et les âges magmatiques (U-Pb sur zircons) disponibles pour le complexe de Tazigzaout sont issues de la littérature (D'Lemos *et al.*, 2006). Ces auteurs ont calculé des valeurs d' $\mathcal{E}Nd$ fortement positives pour l'ensemble des lithologies du complexe d'arc de Tazigzaout. Les orthogneiss oeillés (âge protolithique : 753 Ma, $\mathcal{E}Nd_t$ ~4.9), les amphibolites (âge protolithique : 752 Ma, $\mathcal{E}Nd_t \sim 6.0$) et les intrusions granitiques (âge protolithique : 701 - 705 Ma, $\mathcal{E}Nd_t$ 5.0 – 5.5) montrent des signatures isotopiques comparables malgré les 50 Ma qui séparent les deux épisodes magmatiques. La signature isotopique des amphibolites témoigne que le magma parent provient d'une source mantellique appauvrie de type océanique, au Néoprotérozoïque. Les gneiss de composition granitique présentent également des valeurs en $\mathcal{E}Nd_t$ très positives, suggérant qu'ils sont issus de la fusion partielle d'une roche mafique ou de la différenciation d'un magma basaltique d'arc dérivé d'une source mantellique également appauvrie.

V.2.2.2 Le complexe de Bougmane

Le complexe de Bougmane est composé de deux sous-unités : (i) **Une unité** orthogneissique qui est majoritairement représentée par des gneiss de composition granodioritique associés, dans une moindre mesure, à des lentilles d'amphibolite similaires aux amphibolites du complexe de Tazigzaout (Fig. V-15). Le protolithe de ce complexe a été daté à 745 \pm 5 Ma par Admou *et al.*, (2014). (ii) **Une unité mafique intrusive** composée de gabbros à hornblende (datés à 697 \pm 8 Ma par U-Pb sur zircons ; El Hadi *et al.*, 2010), de gabbros à hornblende et à grenat (datés à 706 \pm 9 Ma par U-Pb sur zircons ; *cf.* le chapitre

4), d'*hornblendites* (datées à 686 ± 6 Ma par U-Pb sur rutiles ; *cf.* le chapitre 4) et de *leucogranodiorites intrusives* (Fig. V-15). Bien que la caractérisation géochimique multiélémentaire de ces roches ait déjà fait l'objet du chapitre précédent, nous en rappellerons les principaux éléments afin de faciliter la comparaison entre les différents complexes étudiés et en vue de lier les résultats de la géochimie multi-élémentaire aux données isotopiques.



Figure V-15 Carte géologique schématique du complexe plutono-métamorphique de Bougmane (boutonnière de Bou Azzer-El Graara) et localisation des échantillons sélectionnés pour la géochimie multi-élémentaire et isotopique.



Figure V-16 Diagrammes de Harker pour les roches du complexe de Bougmane (*i.e.* gneiss granodioritiques, gabbros à hornblende et à grenat, veines felsiques à grenat, hornblendites, leucogranodiorites intrusives). La limite calco-alcalin/tholéiitique est établie d'après Miyashiro (1974). Les compositions des laves d'arcs océaniques modernes sont issues de la compilation PetDB. Les compositions des roches mafiques et felsiques des arcs océaniques fossiles sont respectivement issues de Garrido *et al.*, (2006) ; Greene *et al.*, (2006) et Rioux *et al.*, (2010).

Les roches granodioritiques (gneiss granodioritiques et leucogranodiorites intrusives) du complexe de Bougmane

Eléments majeurs. Les deux roches montrent des compositions en éléments majeurs très similaires. De composition dioritique à granodioritique ($62 - 72 \text{ wt}\% \text{ SiO}_2$), ces roches sont particulièrement riches en Al ($14.7 - 22.2 \text{ wt}\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) et en alcalins ($6.5 - 9.1 \text{ wt}\% \text{ Na}_2\text{O} + K_2\text{O}$) et relativement pauvres en Mg (< 1.2 wt% MgO), Ti (< $0.35 \text{ wt}\% \text{ TiO}_2$), Fe (< 1.9 wt% FeO_T) et Ca (< 4.5 wt% CaO; Fig. V-16). Les valeurs d'*ASI* et de *MALI* pointent vers des compositions peralumineuses (*ASI* : 1.17 - 1.32) et calco-alcalines (*MALI* : 3.9 - 7.9 wt%). Ces teneurs sont par ailleurs similaires à celles des laves les plus différenciées issues des contextes d'arcs océaniques modernes (base de données *PetDB* ; Fig. V-16), mais aussi des roches felsiques des sections d'arcs océaniques accrétés (arcs de Talkeetna, Rioux *et al.*, 2010 ; et du Kohistan, Garrido *et al.*, 2006).

Éléments en traces. Similairement aux roches felsiques du complexe de Tazigzaout, les orthogneiss granodioritiques et les leucogranodiorites intrusives de Bougmane sont tous deux caractérisés par des teneurs en Nb (< 10.1 ppm), Y (< 3.1 ppm), Ta (< 0.17 ppm), Yb (< 0.29 ppm) et Rb (< 41.8 ppm) relativement basses, typiques des contextes d'arcs volcaniques (Pearce et al., 1984; 1989). Les teneurs en éléments traces des deux types de roches sont comparées dans la figure V-18. Celles-ci montrent un fractionnement important des LREEs par rapport aux HREEs ([Ce/Yb]N: 8.8 – 19.6 pour les leucogranodiorites contre 8.0 – 47.6 pour les gneiss). Les spectres REE montrent des teneurs plus importantes pour les gneiss granodioritiques ([Gd]_N ~ 5.4 ; Fig. V-17A) que pour les leucogranodiorites ([Gd]_N ~ 0.8 ; Fig. V-17A). Les spectres présentent une anomalie positive en Eu modérée pour les gneiss (Eu/Eu^* : 0.9 – 1.8) et plus importante pour les leucogranodiorites (Eu/Eu^* : 1.6 – 4.4). Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un enrichissement marqué en LILE (Rb, Ba, Th, K) pour les deux groupes de roches (Fig. V-17B). Les spectres des leucogranodiorites montrent une anomalie positive marquée en Sr corrélée avec celles en Eu, suggérant une accumulation forte en plagioclase. Ces roches sont également caractérisées par un appauvrissement notable des HREEs par rapport au NMORB. Les spectres des gneiss granodioritiques montrent un enrichissement des LREEs et un appauvrissement en Y par rapport au NMORB (Fig. V-17B).



Figure V-17 Distribution des éléments en traces pour les gneiss granodioritiques (ronds oranges) et les leucogranodiorites intrusives (ronds jaunes) du complexe de Bougmane (Sud de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles, normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des roches felsiques des arcs océaniques fossiles sont respectivement issues de Garrido *et al.*, (2006) ; Greene *et al.*, (2006) ; Rioux *et al.*, (2010) et Berger *et al.* (2011).

Les gabbros à hornblende (et à grenat)

Éléments majeurs. Les gabbros à hornblende sans et avec grenat sont caractérisés par des compositions en éléments majeurs et en traces très similaires et seront décrits ensemble dans cette section. Les gabbros hydratés de l'unité mafique intrusive de Bougmane sont de composition basaltique ($44.1 - 50.3 \text{ wt}\% \text{ SiO}_2$; Fig. V-18). Ces roches sont caractérisées par des teneurs élevées en Al ($9.1 - 17.8 \text{ wt}\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) et en Ti ($0.7 - 3.1 \text{ wt}\% \text{ TiO}_2$) pour des teneurs plus modérées en Fe (9.0 - 11.7 wt% FeOT) et variables en Mg (4.7 - 16.2 wt% MgO). Ces compositions en éléments majeurs sont typiques des magmas d'arc (Kelemen *et al.*, 2003) dont les teneurs élevées en Al sont généralement attribuées à leur forte teneur en H₂O (> 2%), retardant la cristallisation du plagioclase (Sisson et Grove, 1993). Les alcalins présentent de légers décalages par rapport aux teneurs des *IAB* (Fig. V-18). Ils sont marqués par un appauvrissement en Ca (5.7 - 11.7 wt% CaO) et un enrichissement en Na (1.6 - 4.8 wt% Na₂O + K₂O), probablement liés à l'intensité de l'albitisation des plagioclases.

Éléments en traces. Les gabbros à hornblende de Bougmane sont caractérisés par des teneurs enrichies en REEs ([Gd]_N : 12 – 25 ; Fig. V-18A). Les spectres montrent un léger fractionnement des LREEs par rapport aux MREEs pour la plupart des échantillons ([La/Sm]_N compris entre 0.5 et 1.7) ainsi qu'un appauvrissement en HREE par rapport aux MREEs ([Gd/Yb]_N entre 1.1 et 2.1). La forme des spectres définit ainsi un bombement convexe vers les valeurs hautes (Fig. V-18A). Ceux-ci sont exempts d'anomalie en Eu malgré l'importante

proportion modale en plagioclase (~40 – 60 %). Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement significatif en LILE (Rb, Ba, K) et variable en Sr par rapport au NMORB (Fig. V-18B). Au vu de l'absence d'anomalie en Eu, l'anomalie positive en Sr reflète probablement un enrichissement lié à la source de la roche magmatique plutôt qu'à une accumulation du plagioclase. Les spectres sont également marqués par des anomalies négatives variables en Nb, en Ta, en Zr et en Th (Fig. V-18B).



Figure V-18 Distribution des éléments en traces pour les gabbros à hornblende du complexe de Bougmane (Sud de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des roches gabbroïques de la partie profonde de l'arc du Kohistan sont issues de Garrido *et al.* (2006) et Dhuime *et al.* (2009). Les compositions des laves basaltiques de l'arc océanique des Petites Antilles sont issues de la base de données GEOROC.

Les compositions en éléments majeurs et en éléments incompatibles de ces roches montrent de grandes similitudes avec (i) celles des gabbros à hornblende intrusifs analysés dans le complexe d'Iriri-Tachakoucht (*cf.* zone grisée sur la Fig. V-4), (ii) avec les magmas basaltiques issus des systèmes d'arcs océaniques modernes ainsi qu'avec (iii) les gabbros hydratés qui composent les parties profondes à moyennes de la section crustale de l'arc fossile du Kohistan (Dhuime *et al.*, 2009 ; Garrido *et al.*, 2006 ; *cf.* traits gris sur la Fig. V-18). Ces différentes signatures géochimiques suggèrent que ces roches représenteraient des liquides magmatiques d'arcs cristallisés en système fermé ('*melt-like gabbro' ou 'chilled gabbro'*) à un niveau donné de la séquence crustale de l'arc.



Figure V-19 Distribution des éléments en traces pour les gabbros à hornblende et à grenat et des veines felsiques riches en grenats du complexe de Bougmane. A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).

Les massifs d'hornblendites de Bougmane

Éléments majeurs. Les hornblendites présentent les compositions les plus primitives du complexe de Bougmane (Mg# : 76 – 82 ; Fig. V-16). De compositions basiques (49.7 – 51.2 wt% SiO₂), elles sont caractérisées par des teneurs élevées en Mg (14.6 – 17.3 wt% MgO), en Ca (10.4 – 13.8 wt% CaO), en Fe (6.9 – 8.3 wt% FeO_T) et par des teneurs particulièrement pauvres en Al (< 8.6 wt% Al₂O₃) et en alcalins (0.9 – 1.7 wt% Na₂O + K₂O ; Fig. V-16).

Éléments en traces. La distribution des REEs des hornblendites de Bougmane est similaire à celle des gabbros à hornblende pour des teneurs en REE moindres ([Gd]_N : ~12.4). Ces roches présentent des spectres en REE relativement plats pour les teneurs en LREE ([La/Sm]_N: 1.1 – 1.4) ainsi qu'un fractionnement des LREEs et des MREEs par rapport aux HREEs (Ce/Yb]_N: 1.9 - 2.7 ; Fig. V-20A). Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un enrichissement modéré en LILE (Ba, Th, Rb, K) et en LREE par rapport au NMORB (Fig. V-20B). Les spectres sont également caractérisés par une anomalie positive variable en Sr ainsi que par des anomalies négatives et des appauvrissements marqués en HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) et en HREE par rapport au NMORB (Fig. V-20B). La signature géochimique des hornblendites de Bougmane diffère fortement de celle des hornblendites d'Iriri et de celle des cumulats ultramafiques issus des sections crustales profondes des arcs (Garrido et al., 2006). Outre les arguments de terrain et les données géochronologiques, la similitude de leur composition en REE avec les gabbros à hornblende et leur plus faible teneur en Al suggèrent que ces roches sont issues d'un magma parental d'arc commun (cf. la discussion des signatures géochimiques des roches du complexe de Bougmane dans le chapitre 4).



Figure V-20 Distribution des éléments en traces pour les hornblendites intrusives du complexe de Bougmane (Sud de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).

Signature isotopique des lithologies du complexe de Bougmane

Les rapports isotopiques initiaux calculés et les valeurs d' ϵ Nd correspondantes sont fortement positifs pour l'ensemble des lithologies du complexe d'arc de Bougmane. Les gneiss granodioritiques (âge protolithique : 745 Ma ; Admou *et al.*, 2013, ϵ Ndt ~3.5), les gabbros à hornblende (âge protolithique : 697 Ma, ϵ Ndt ϵ 3.9, les gabbros à hornblende (âge protolithique : 697 Ma, ϵ Ndt ϵ 3.9, les gabbros à hornblende (âge protolithique : 706 Ma, ϵ Ndt ~ 4.9), les massifs d'hornblendites (âge protolithique : 686 Ma, ϵ Ndt ~ 6.5) et les leucogranodiorites intrusives (âge protolithique : 704 Ma ; Admou *et al.*, 2013, ϵ Ndt ~ 6.2) présentent des signatures isotopiques similaires, excepté pour les gneiss granodioritiques qui montrent des valeurs ϵ Ndt légèrement moins positives, mais toujours comparables aux valeurs obtenues pour les gneiss de Tachakoucht de même âge (Thomas *et al.*, 2002). Les signatures isotopiques des intrusions mafiques hydratées de Bougmane (~700 Ma) représentent un magma d'arc produit par la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie de type océanique.

V.2.2.3 Les granitoïdes intrusifs de Bou Azzer (~650 Ma)

Plusieurs plutons de composition dioritique à granodioritique affleurent dans l'ensemble de la boutonnière de Bou Azzer sous forme de corps magmatiques allongés dans la direction principale des structures panafricaines héritées (~NW-SE). On distingue d'Ouest en Est les complexes intrusifs de Bou Azzer, de Bou Offroukh, de Bou Izbane, d'Ousdrat et d'Aït Ahmane (Fig. V-21). Ceux-ci sont interprétés comme des intrusions syn-cinématiques (Saquaque et al., 1989) montrant des contacts intrusifs, recoupant le cœur de la séquence ophiolitique et la bordure Nord des complexes orthogneissiques du Sud de la boutonnière (Inglis et al., 2005). Plusieurs de ces complexes ont été datés (U-Pb sur zircon) et convergent vers un âge de mise en place bien contraint entre 640 et 660 Ma (Inglis et al., 2005 ; El Hadi et al., 2010 ; Walsh et al., 2012 ; Blein et al., 2014 ; Fig. V-21). Ces roches présentent une texture moyennement grenue, principalement composée de plagioclase sub-automorphe, d'hornblende probablement magmatique, de biotite, de quartz et de rare feldspath potassique. Beraaouz et al. (2004) interprètent la signature géochimique de ces roches comme étant des produits de l'activité d'un arc, marqués par une signature adakitique variable. Cette dernière est interprétée comme la trace de fusion partielle d'une croûte océanique éclogitisée.



Figure V-21 Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara. Localisation des échantillons sélectionnés pour la géochimie multi-élémentaire et isotopique des diorites intrusives. Les âges U-Pb sur zircons sont issus d'El Hadi *et al.* (2010) ; Walsh *et al.*, (2012) ; Admou *et al.* (2013) ; Inglis *et al.* (2004).



Figure V-22 Diagrammes de Harker pour les roches dioritiques intrusives de la boutonnière de Bou Azzer (complexes de Tazigzaout, de Bou Azzer Mine et d'Aït Ahmane). Limite calco-alcalin/tholéiitique d'après Miyashiro (1974). Le champ des teneurs en Mg pour les adakites est issu de Martin *et al.*, (2005). Les compositions des liquides de fusion à HP sont issues de la pétrologie expérimentale (Rapp et Watson, 1995 ;

Lopez & Castro, 2001 ; Rapp *et al.*, 1999). Les compositions des granitoïdes de Bou Azzer tirées de Beraaouz *et al.* (2004) ont été ajoutées pour comparaison (petits cercles bleus). Les compositions des laves d'arcs océaniques modernes sont issues de la compilation PetDB.

Éléments majeurs. Les compositions des granitoïdes intrusifs échantillonnés au sein des complexes d'Aït Ahmane, de Tazigzaout et de Bou Azzer Mine montrent des compositions en éléments majeurs comparables entre elles (Fig. V-22) et très similaires à celles des laves intermédiaires issues des systèmes d'arcs océaniques actifs (*PetDB*; Lehnert *et al.*, 2001), excepté pour les teneurs en Ca. De composition andésitique (54.0 – 63.2 wt% SiO₂), ces roches présentent des teneurs en Al élevées (16.3 – 17.5 wt% Al₂O₃) et relativement pauvres en Mg (MgO < 5.3 wt%) et en Ti (TiO₂ < 0.9 wt%). Elles sont caractérisées par des teneurs en K moyennes (0.8 – 2.2 wt% K₂O), typiques des séries calco-alcalines (Peccerillo and Taylor, 1976).

Eléments en traces. Les teneurs en éléments en traces sont également très similaires entre les diorites des différents complexes étudiés dans ce travail (Nord de Tazigzaout, Aït Ahmane, Bou Azzer Mine), confirmant leur caractère cogénétique (Fig. V-23A-B). Les spectres de REE montrent un fractionnement notable des LREEs par rapport aux HREEs $([Ce/Yb]_N : 2.8 - 7.3)$, surtout marqué entre les LREEs et les MREEs $([La/Sm]_N : 1.7 - 4.0)$ pour des portions de spectres en HREE relativement aplaties à légèrement pentues. Les teneurs en REE sont relativement élevées ([Gd]_N entre 9.7 et 19.6). On distingue une très légère anomalie en Eu positive à négative (Eu/ Eu* compris entre 0.88 et 1.14). Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent un enrichissement significatif en LILE (Rb, Ba, Th, K et Sr) et en LREE ainsi qu'un appauvrissement notable en HREE, en Ti et en Y par rapport au NMORB (Fig. V-23B). Les spectres présentent des anomalies négatives marquées en Nb et en Ta, typiques des magmas générés dans une zone de subduction. L'enrichissement en Sr ne semble pas corrélé avec les teneurs en Eu, suggérant qu'il reflète une signature de la source. Enfin, les éléments en traces des diorites de Bou Azzer montrent des teneurs comparables à celles des basaltes andésitiques de l'arc océanique des Petites Antilles (Fig. V-23; GEOROC database; Sarbas & Nohl, 2008).



Figure V-23 Distribution des éléments en traces pour les diorites intrusives des complexes de Bou Azzer Mine (carrés), de Tazigzaout Nord (cercles) et d'Aït Ahmane (triangles). A. Distribution des REEs normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagramme multi-élémentaire étendu aux éléments incompatibles normalisé au NMORB (Sun & McDonough, 1989). Les compositions des laves basaltiques de l'arc océanique des Petites Antilles sont issues de la base de données GEOROC.

Signature isotopique des granitoïdes intrusifs de la boutonnière de Bou

Azzer

Les nouvelles données isotopiques mesurées pour les granitoïdes dioritiques du complexe d'Aït Ahmane sont présentées ici et sont comparées à celles disponibles dans la littérature (Mrini, 1993 ; Beraaouz *et al.*, 2004) pour les autres complexes dioritiques de la boutonnière de Bou Azzer (*i.e.* les complexes de Bou Azzer Mine, de Tazigzaout, de Bou Izbane et d'Ousdrat). Les rapports isotopiques initiaux calculés et les valeurs d'ENd associées sont fortement positifs pour la totalité des roches dioritiques. Les diorites d'Aït Ahmane (âge protolithique : 658 Ma ; Admou *et al.*, 2013, ENdt 4.7 – 8.1) et les diorites des autres complexes (âges protolithiques compris entre 640 et 660 Ma ; El Hadi *et al.*, 2010 ; Walsh *et al.*, 2012 ; Inglis *et al.*, 2004 : ENdt : 4.2 - 7.6 ; Mrini, 1993) montrent des signatures isotopiques indiscernables entre elles, impliquant une source elle-même issue d'un réservoir mantellique appauvri sub-arc océanique.

V.3 Discussion

V.3.1 760 à 640 Ma : un contexte de subduction(s) intra-océanique(s)

Cette étude a montré que l'ensemble des lithologies analysées présente des caractéristiques géochimiques typiques des zones de subduction (e.g., des rapports La/Sm élevés, des enrichissements en LILE et des appauvrissement HFSE par rapport au NMORB ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta, Zr ; e.g., Kessel et al., 2005 ; Berly et al., 2006). Ces caractéristiques confirment donc que les différents épisodes magmatiques, s'étalant de 760 Ma à 640 Ma, sont bien liés à l'activité magmatique générée dans un contexte de subduction (une ou plusieurs zones de subduction successives ?; cf. discussion du chapitre 4). Cette étude a également montré que l'ensemble des massifs étudiés présente une signature isotopique du Nd particulièrement appauvrie (ENd, principalement compris entre +3 et +9; moyenne : +6.5; Fig. V-24), typique des contextes d'arcs océaniques (DePaolo, 1977). Ces valeurs en ENdt sont particulièrement proches de celles de la composition du manteau appauvri au Cryogénien (Néoprotérozoïque moyen ; $\varepsilon Nd_t \sim +6$; Salters & Stracke, 2004). Bien que certaines roches présentent des valeurs en ENdt plus faibles (+3.5), celles-ci restent proches de la composition du manteau appauvri de l'époque. Cette similitude atteste de la participation très limitée d'une composante radiogénique plus ancienne dans la source des magmas précurseurs des roches gabbroïques et felsiques sensu lato formant la section crustale du paléo-arc marocain au Cryogénien. Par ailleurs, les données isotopiques des différentes complexes sont comparées à celles de l'arc océanique des Mariannes et du système d'arc continental andéen (données issues du catalogue GEOROC ; Fig. V-24). Outre les caractéristiques discriminantes des contextes d'arcs continentaux (*i.e.* signature calco-alcaline, des liquides primaires plus évolués, des teneurs en Rb, K, Th et LREE généralement plus élevées ; e.g. Pearce et al., 1995), ces derniers montrent généralement des valeurs en ɛNd plus faibles ainsi qu'un étalement notable de ces dernières (valeurs d'ENd comprises entre -10 et +7 pour les laves du système d'arc continental andéen ; Fig. V-24). Les valeurs et la distribution étroite des valeurs d' ¿Nd du paléo-arc marocain correspondent typiquement à celles des arcs océaniques telles celles des laves du système d'arc océanique d'Izu-Bonin-Marianne (Fig. V-24 ; valeurs d'ENd comprises entre +4 et +9; cf. Stern et al., 2003).

Dans l'Anti-Atlas marocain, les premiers signes d'une contamination des sources des magmas par un matériel crustal hérité se manifestent par les séries magmatiques calcoalcalines riches en K des suites d'Assarag et d'Amassine dans la boutonnière du Sirwa (Toummite *et al.*, 2013), par le pluton dioritique de Bleïda au SE de la boutonnière de Bou Azzer (Beraaouz *et al.*, 2004 ; Mrini, 1993) et par divers plutons granitiques *s.l.* affleurant plus au Nord, dans la boutonnière du Saghro (Errami *et al.*, 2009). Les âges de mise en place de ces granitoïdes s'étendent de 580 à 545 Ma et montrent des valeurs en ɛNd comprises entre +4 et -5 (Fig. V-24), plus faibles que celles des complexes d'arcs étudiés. Il a été démontré par les auteurs respectifs que ces tendances reflètent l'implication d'une composante radiogénique plus ancienne dans la source de ces magmas, vraisemblablement attribuée aux terrains paléoprotérozoïques qui forment la bordure Nord du Craton Ouest Africain (Fig. V-24 ; Ennih & Liégeois, 2008). D'un point de vue géodynamique, ces résultats attestent donc que le dernier épisode magmatique (660-640 Ma) recensé au cours de cette étude, a bien eu lieu dans un contexte resté intra-océanique au minimum jusqu'à 640 Ma, sans implication du Craton Ouest Africain.



Figure V-24 Diagramme binaire ENd *vs* âge des roches analysées. Les données en couleur sont celles associées aux complexes d'arcs étudiés au cours de cette étude. Les symboles sans bordure reflètent les données issues de la littérature (D'Lemos *et al.*, 2006 ; Beraaouz *et al.*, 2004 ; Mrini, 1993). Les cercles gris représentent les données des suites calco-alcalines riches en K (HKCA) post-collisionelles de l'Anti-Atlas marocain (Toummite *et al.*, 2013 ; Mrini, 1993 ; Errami *et al.*, 2009). Les traits grisés illustrent les signatures isotopiques à 660 Ma du socle paléoprotérozoïque (Ennih & Liégeois, 2008). Les données isotopiques issues des systèmes d'arc actifs sont issues de la base de données GEOROC (la moyenne pondérée est marquée par le trait rouge).

V.3.2 Chronologie des pulses magmatiques et de leur signature géochimique

Les observations de terrain, l'étude pétrologique, les données géochronologiques (*cf.* les chapitres 3 et 4), mais aussi les signatures géochimiques des roches composant le paléoarc néoprotérozoïque marocain, attestent que celui-ci s'est formé via une histoire magmatique polyphasée. Celle-ci semble avoir été rythmée par trois épisodes successifs dont les pics d'activité pointent respectivement à 750 Ma, 700 Ma et 650 Ma. Outre leurs signatures géochimiques attribuées à l'activité d'un arc intra-océanique (voir plus haut), nous discuterons ici de l'impact de l'épaississement crustal de l'arc sur la composition géochimique des magmas qu'il produit. Les différentes interprétations de cette section sont résumées et schématisées sur la figure V-26.

V.3.2.1 Premier pulse magmatique (750 - 730 Ma ; Fig. V-26A)

Ce premier épisode magmatique est représenté à Bou Azzer par la mise en place de magmas mafiques (future amphibolite de Tazigzaout) ainsi que par la formation de plutons granodioritiques à granitiques (futurs orthogneiss granodioritiques de Bougmane et orthogneiss œillés de Tazigzaout Nord). Dans la boutonnière du Sirwa, cet épisode est représenté par la mise en place de magmas de composition évoluée à dominance andésitique-dacitique et par de rares basaltes andésitiques (futurs gneiss de Tachakoucht).

Les roches magmatiques de composition intermédiaires à felsiques présentent des caractéristiques communes (telles que des enrichissements marqués en LILE par rapport au MORB, des anomalies négatives en Nb-Ta ainsi que de faibles teneurs en Y, Yb, Nb et Ta), mais se distinguent néanmoins en deux groupes :

- Un premier groupe comprend les gneiss de Tachakoucht et les orthogneiss œillés de Tazigzaout (Nord). Ceux-ci sont caractérisés par des teneurs en REE relativement élevées (~ 10 fois les valeurs chondritiques), par un fractionnement des REEs accentué entre les LREEs et les MREEs. L'étalement des teneurs en éléments en traces des gneiss de Tachakoucht est interprété comme étant le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée d'un magma d'arc parent de composition basaltique à basalte-andésitique. Les orthogneiss œillés de Tazigzaout présentent de nombreuses similitudes pétrologiques mais aussi géochimiques des éléments en traces avec les roches les plus différenciées des gneiss de Tachakoucht. Ceux-ci pourraient être issus d'un processus de différenciation similaire dont les cumulats de composition intermédiaire ne seraient pas exposés à Tazigzaout. Un deuxième groupe comprend les gneiss granodioritiques de Bougmane et bien que moins représentés, les gneiss granitiques du complexe de Tazigzaout (Sud). Ceux-ci sont caractérisés par des teneurs en REE plus faibles que celles du premier groupe (~ 1 à 3 fois les valeurs chondritiques) par un fractionnement des REEs marqué entre les LREEs et les MREEs mais poursuivi entre les MREEs et les HREEs et par des appauvrissements notables en Y et en Zr. Ces signatures montrent de fortes similitudes avec les roches magmatiques granitiques intrusives des sections crustales de l'arc océanique du Kohistan (Garrido et al., 2006) et de Talkeetna (Rioux et al., 2010 ; Fig. V-18). Deux processus génétiques distincts sont invoqués pour ces deux cas d'étude. Les magmas felsiques de Talkeetna sont interprétés comme des produits évolués de fin de cristallisation fractionnée d'un magma parental d'arc (Greene et al., 2006 ; Rioux et al., 2010) alors que les magmas felsiques du Kohistan seraient issus de la fusion partielle de roches cumulatives situées dans les parties correspondantes aux racines de l'arc (Garrido et al., 2006 ; Dhuime et al., 2009). À Bougmane, l'absence des roches protolithiques et/ou d'éventuels cumulats ultramafiques rend difficile la discrimination de l'un des deux processus magmagénétiques.

L'absence de corrélation entre les variations des teneurs en Nb et des teneurs en Ti suggère que ce dernier a été fractionné par une phase titanifère autre que le rutile. La présence d'une anomalie marquée en Y semble par contre se corréler avec celle en Zr et pourrait refléter un fractionnement de ces éléments par l'amphibole (± pyroxène), accumulée via un processus de cristallisation fractionnée, ou restée dans la phase résiduelle d'un processus de fusion partielle. Bien qu'évoquée pour la source des granitoïdes du Kohistan, la présence de grenat résiduel dans la source des granitoïdes du Kohistan, la présence de grenat résiduel dans la source des granitoïdes de Bougmane est sujet à question. En effet, l'absence d'anomalie marquée en HREE par rapport à celle observée pour l'Y et le Zr suggère un fractionnement élémentaire principalement contrôlé par l'amphibole (± pyroxène). En comparaison, les leucogranodiorites intrusives de Bougmane montrent un fractionnement beaucoup plus marqué en HREE, Zr et Y (10 à 20 fois plus important ; Fig. V-18) et attestent de l'effet drastique d'une quantité même limitée de grenat dans le résidu de fusion ou le cumulat de haute pression.

V.3.2.2 Deuxième pulse magmatique (~705 - 690 Ma; Fig. V-26B)

Le deuxième épisode magmatique est uniquement représenté à Bou Azzer par la mise en place de magmas mafiques (unité intrusive de Bougmane) ainsi que de plusieurs intrusions de compositions plus felsiques (leucogranodiorites de Bougmane et granites intrusifs de Tazigzaout). Cet événement magmatique ne semble pas exposé ou n'a pas encore été décelé dans la boutonnière du Sirwa.

Les roches magmatiques de composition mafique sont principalement composées de gabbros à hornblende (± grenat) et sont interprétées comme résultant de la mise en place et de la cristallisation d'un magma d'arc figé particulièrement hydraté, caractéristique des sections d'arcs profondes à moyennes des arcs océaniques accrétés (cf. les complexes d'arc du Kohistan ; Dhuime et al., 2009, d'Amalaoulaou ; Berger et al., 2011 et de Talkeetna, Greene et al., 2006). Ces faciès gabbroïgues étaient interprétés jusqu'à ce jour, comme une relique du cortège ophiolitique d'Aït Ahmane, affleurant au Nord de la boutonnière (El Hadi et al., 2010). Les nouvelles observations de terrain et la signature géochimique de ces roches (détaillées dans ce chapitre et dans le chapitre 4) remettent en question cette interprétation. Premièrement, le cortège pétrologique entre les deux complexes est clairement distinct : la séquence ophiolitique d'Aït Ahmane forme un mélange tectonique constitué de serpentinites (métaharzburgites, Ahmed et al., 2005), de métagabbros isotropes et lités sans grenat et de métabasaltes (Leblanc, 1985; Saquaque et al., 1989; Bousquet et al., 2008), alors que le complexe de Bougmane est essentiellement constitué de corps magmatiques hydratés, occasionnellement caractérisés par des paragenèses HP et HT, typiques de la croûte profonde des arcs (DeBari & Coleman, 1989; Garrido et al., 2006; Burg et al., 2011; Ducea et al., 2015). Deuxièmement, la nature intrusive de l'unité mafique au sein des gneiss granodioritiques de Bougmane est également en désaccord avec le contexte de mise en place de la séquence ophiolitique.

Les roches magmatiques de composition intermédiaires à felsiques sont principalement représentées dans le complexe de Bougmane par des dykes leucogranodioritiques, synchrones à la mise en place de l'unité mafique. Au vu des résultats de modélisation géochimique présentés dans le chapitre 4, ces roches ne peuvent être issues de la fusion partielle *in situ* des roches gabbroïques hydratées de l'unité mafique de Bougmane. Par ailleurs, ces roches felsiques présentent des compositions qui diffèrent drastiquement des roches felsiques de l'épisode magmatique daté à 750 Ma, introduites plus haut. Elles sont en effet caractérisées par des teneurs en REE particulièrement basses (~ 1 fois les valeurs chondritiques), par un fractionnement notable des REEs marqué entre les LREEs et les MREEs mais aussi entre les MREEs et les HREEs, par des teneurs en HREE et en Y faibles corrélées positivement, des rapports en Sr/Y élevés, suggérant un fractionnement élémentaire du grenat (et dans une moindre mesure de l'amphibole ; Klein *et al.*, 1997 ; Castillo, 2006), dû à son coefficient de partage élevé pour ces éléments. Ces caractéristiques

géochimiques en éléments en traces sont également propres aux magmas adakitiques (Fig. V-25 ; e.g., Defant et Drummond, 1990). Trois hypothèses sont évoquées pour expliquer ces signatures impliquant des sources (source sub-arc *vs* infra-arc) et des processus magmagénétiques (fusion partielle *vs* cristallisation fractionnée) distincts :

- Source adakitique sensu stricto. Ces caractéristiques géochimiques peuvent refléter la contribution d'une composante en provenance de la plaque plongeante (source sub-arc) par fusion partielle d'une roche mafique éclogitisée (Martin *et al.*, 2008) dont le liquide de fusion serait transporté vers la source des magmas d'arcs. Celle-ci est généralement soulignée par des rapports LREE/HREE plus importants. Les teneurs en Mg et les valeurs en Mg# sont vues comme de bons traceurs de l'interaction entre des magmas basaltiques produits par fusion partielle d'une source basaltique (Rapp *et al.*, 1999 ; Smithies, 2000) et les phases minérales riches en Fe-Mg (olivines) du manteau sub-arc. Les valeurs de Mg# d'un liquide primaire produit par fusion partielle d'une source basaltique s'étendent entre 30 et 50 (Rapp & Watson, 1995; Rapp *et al.*, 1999). Ces valeurs ont tendance à augmenter au gré de l'interaction et l'hybridation du liquide magmatique avec le réservoir mantellique (Mg# entre 50 et 70 ; Rapp *et al.*, 1999 ; Smithies, 2000). Or, les teneurs en Mg particulièrement basses pour les leucogranodiorites de Bougmane (< 0.19 wt% MgO) ne concordent pas avec un tel scénario, suggérant plutôt une source intra-arc.
- Source infra-arc par cristallisation fractionnée HP. Plusieurs études de pétrologie expérimentale (Müntener et al., 2001 ; Annen et al., 2006 ; Alonso-Perez et al., 2009) ont montré que dans des conditions relativement oxydantes et hydratées, le grenat (en plus de l'amphibole) peut constituer une phase magmatique primaire sous des conditions de pression typiques de base d'arc (8 15 kbar ; Rodriguez et al., 2007). Néanmoins, l'absence de produit de différenciation de composition intermédiaire semble plutôt en faveur d'un processus de fusion partielle. Par ailleurs, la mise en place synchrone de liquides magmatiques gabbroïques n'ayant aucun lien magmagénétique direct avec les magmas felsiques suggère que ces magmas felsiques sont les produits d'un impact thermique en profondeur (*cf.* discussion du chapitre 4).
- Source infra-arc par fusion partielle HP. La composante adakitique de ces magmas peut également s'expliquer par la fusion partielle de roches mafiques hydratées dans la partie basale des arcs matures (Drummond, 1996 ; Foley *et al.*, 2002). Les faibles teneurs en HREE et en Y suggèrent que ces magmas ont été à l'équilibre avec du

grenat resté dans le résidu (> 10 kbar ; Lopez et Castro, 2001 ; Rapp & Watson, 1995). L'anomalie négative marquée en Ti (Fig. V-18) suggère que ces magmas étaient à l'équilibre avec une phase titanifère restée dans la phase résiduelle. Bien que particulièrement faibles, les variations des teneurs en Nb semblent se corréler positivement avec celles du Ti, suggérant la présence de rutile dans le résidu et par conséquent, une réaction de fusion partielle sous des conditions de pression particulièrement élevées (> 12 – 14 kbar ; Ernst & Liu, 1998 ; Lopez & Castro, 2001). Les très faibles teneurs en REE nécessitent néanmoins l'existance d'une roche source très appauvrie en REE, telles que les roches cumulatives gabbronoritiques formant la section crustale basale des séquences d'arcs océaniques fossiles (*cf.* les gabbronorites 'basales' de l'arc de Talkeetna ; Greene *et al.*, 2006). Cette dernière hypothèse semble la plus probable afin d'expliquer la signature des leucogranodiorites de Bougmane et est en accord avec les modèles de fusion partielle à l'équilibre non-modale présentés dans le chapitre 4.



Figure V-25 Teneurs d'éléments en traces des roches de composition intermédiaire à felsique du cas d'étude marocain comparées aux champs discriminants des adakites et des suites magmatiques typiques des roches d'arcs (*ADG : normal island-arc andesite-dacite-rhyolite suite*; Defant and Drummond, 1990, 1993; Castillo *et al.*, 1999). Le champ grisé représente la composition des roches granitiques de l'arc du Kohistan interprétées par Garrido *et al.* (2006) comme issues de la fusion partielle de roches mafiques de la base de l'arc océanique ('*arc-related HP melts'*).

V.3.2.3 Troisième pulse magmatique (660 – 640 Ma; Fig. V-26C)

Le troisième épisode magmatique est représenté dans la boutonnière du Sirwa par la mise en place de magmas mafiques à ultramafiques hydratés (unité d'Iriri), par la fusion partielle des gneiss encaissants de Tachakoucht ainsi que par la mise en place de plusieurs

intrusions de compositions granitiques (métagranite de Tourtit - Tachakoucht). À Bou Azzer, cet événement est marqué par la mise en place de plusieurs plutons dioritiques à granodioritiques intrusifs dans les complexes d'arc (Sud) ainsi que dans la séquence ophiolitique d Ait Ahmane (Nord).

Les roches magmatiques de composition mafique sont principalement composées de gabbros à hornblende et sont interprétées comme résultant de la mise en place et de la cristallisation d'un magma d'arc figé, particulièrement hydraté. Il est intéressant de noter la forte similarité des compositions en en éléments majeurs et traces des gabbros à hornblende de l'unité d'Iriri avec ceux du complexe de Bougmane. Cela suggère soit que les deux magmas sont issus d'une source parfaitement identique, soit que les gabbros à hornblende de l'unité d'Iriri (non-datés de manière *in situ*) sont synchrones à la mise en place des magmas mafiques intrusifs de Bougmane, datés à ~ 700 Ma.

Les roches magmatiques de composition felsique sont principalement représentées dans la boutonnière du Sirwa et sont composés de magmas granitiques intrusifs (Tourtit et Tachakoucht). Ceux-ci présentent des signatures typiques des produits felsiques des arcs volcaniques (Pearce et al., 1989), distinctes des intrusions plagiogranitiques échantillonnées au sein de la séquence ophiolitique avoisinante (Samson et al., 2004). Ces magmas felsiques d'arc sont caractérisés par des teneurs particulièrement faibles en REE, par un fractionnement notable des LREEs par rapport aux HREEs et par un appauvrissement marqué en HREE et en Y (Fig. V-25). Leur similitude géochimique presque parfaite avec les intrusions leucogranodioritiques de Bougmane (~700 Ma) suggère que les roches felsiques de Tachakoucht-Tourtit (~650 Ma) se sont formées via un processus génétique et un contexte P-T-X similaire (*i.e.* la fusion partielle d'une roche gabbroïque appauvrie en REE dans la partie profonde de l'arc), mais 50 Ma plus jeune. Contrairement aux magmas felsiques du complexe de Bougmane, l'absence d'anomalie négative en Ti (Fig. V-6) suggère l'absence de rutile dans la phase résiduelle lors de la réaction de fusion partielle. Cela pourrait refléter soit un appauvrissement initial en Ti de la roche source - néanmoins peu probable -, soit une différence des conditions de pression - et donc de profondeur auxquelles a eu lieu la réaction de fusion partielle. Pour un système chimique mafique similaire, le rutile est stable au-delà de 12 kbar dans des conditions suprasolidus (Ernst & Liu, 1998). La réaction de fusion à l'origine des magmas felsiques de Tachakoucht-Tourtit aurait lieu entre 10 et 12 kbar. L'héritage géochronologique des zircons issus de ces magmas (740-730 Ma ; cf. chapitre 3) indique par ailleurs que le protolithe appartient au cortège des roches d'arc représenté par les gneiss de Tachakoucht dans le Sirwa et par les unités gneissiques d'arc de même âge exposés dans la boutonnière de Bou Azzer (voir plus haut).

Les plutons de composition dioritiques à granodioritiques affleurent au cœur de la boutonnière de Bou Azzer. L'ensemble de ces roches présente une signature d'arc prononcée, marquée par des teneurs relativement élevées en Al, par un enrichissement notable en LILE ainsi que par des anomalies négatives en Nb et en Ta, similaires aux spectres moyennés des basaltes andésitiques issus des systèmes actifs. La signature adakitique évoquée par Beraaouz et al. (2004) est également observée pour les échantillons affleurant dans le complexe de Bou Azzer Mine (e.g., Defant and Drummond, 1990), mais celle-ci reste néanmoins particulièrement modeste par rapport à celle des magmas felsiques des unités de Bougmane et de Tachakoucht-Tourtit (Fig. V-25). Les faibles teneurs en HREE et en Y de ces échantillons suggèrent en effet que ces magmas ont été à l'équilibre avec une très faible proportion de grenat. Au sein de la boutonnière de Bou Azzer, de telles roches marquées par de telles conditions P-T sont caractéristiques de l'unité mafique du complexe de Bougmane (cf. chapitre 4). Ces roches mafiques hydratées attestent donc de l'état de maturité de l'arc avant 660 Ma et semblent par ailleurs avoir été affectées par des pics successifs de hautes températures, comme l'attestent les réactions de déshydratation et de fusion partielle étudiées dans le chapitre 4 ainsi que l'âge à ~660 Ma (U-Pb sur rutile) obtenu pour un gabbro à hornblende et à grenat de Bougmane. Bien que les traces du magmatisme associé à ce dernier événement thermique n'aient pas été directement observées, ces massifs pourraient néanmoins constituer une source partielle des diorites mises en place

plus haut dans l'empilement crustal à 660 Ma.

224



Figure V-26 Modèle d'évolution magmatique du système intra-océanique fossile marocain au cours du Cryogénien (Néoprotérozoïque moyen). Ce schéma retrace les trois épisodes magmatiques ayant participé à la construction de l'arc océanique. Les lithologies représentées en couleur matérialisent les lithologies étudiées.

TROISIÈME PARTIE : CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

Chapitre VI. Conclusions générales et perspectives

VI.1 Conclusions générales

Cette étude résulte d'une approche multidisciplinaire, alliant observations et cartographie de terrain, pétrologie, géochimie multi-élémentaire et isotopique, et géochronologie *in situ*. Celle-ci a permis de caractériser chimiquement et pétrographiquement plusieurs complexes associés à l'activité d'une zone de subduction intra-océanique au Néoprotérozoïque. Les résultats et discussions qui découlent de ce projet de recherche nous ont permis d'aboutir à une série de conclusions que nous pouvons résumer en 3 points fondamentaux :

(1) Un magmatisme d'arc intra-océanique. Ce travail a montré que l'ensemble des lithologies composant les complexes d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit, de Tazigzaout, de Bougmane et des granitoïdes intrusifs de Bou Azzer sont issues de l'activité d'une zone de subduction intra-océanique et plus spécifiquement, de l'activité d'un arc insulaire. Leurs signatures géochimiques et isotopiques montrent que leurs liquides magmatiques parents résultent d'un mélange entre une composante mantellique appauvrie au Néoprotérozoïque ('mantle wedge component') et une composante de subduction issue du panneau lithosphérique plongeant ('slab fluid-melt component'). Outre l'apport de nouvelles contraintes géochronologiques, la similarité des caractéristiques géochimiques établie entre les roches magmatiques des boutonnières du Sirwa et de Bou Azzer, atteste de processus magmagénétiques comparables et permet d'envisager une évolution magmatique commune pour

l'ensemble des complexes d'arcs néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas central au Maroc.

- (2) Durée de vie et rythmicité de l'arc océanique. L'apport de nouvelles données géochronologiques des lithologies associées à l'activité du paléo-arc marocain a permis de mettre en évidence une durée d'activité magmatique de l'arc particulièrement longue. Celle-ci s'étend sur une période de plus de 120 Ma (de 760 Ma à 640 Ma) et semble avoir été rythmée selon trois pics d'activité, espacés de ~ 50 Ma. Cette longue durée de vie de l'arc est comparable à celle des arcs océaniques ayant atteint un stade de maturité extrême (tel que l'arc du Kohistan). Toutefois, le caractère polyphasé de cette activité fait du cas marocain un exemple de construction d'arc océanique tout à fait atypique. Plusieurs scénarios géodynamiques sont envisagés (subduction monotone vs subductions multiples). Les nouvelles contraintes tectoniques et métamorphiques confirment cependant que l'activité magmatique du paléo-arc océanique marocain ne résulte pas d'une zone de subduction unique et de l'activité continue d'un arc océanique, mais plutôt d'une évolution géodynamique complexe impliquant plusieurs zones de subduction relayées en domaine océanique.
- (3) Épaississement crustal et maturation de l'arc. Les enregistrements pétrologiques et magmatiques témoignent d'une phase d'épaississement crustal considérable au cours de l'évolution du paléo-arc marocain. Outre la croissance crustale liée à l'apport magmatique infra-arc, cette étude a montré qu'une phase de raccourcissement tectonique majeure survenue entre 730 et 705 Ma, a également contribué de manière significative à cet épaississement et ce, en domaine intraocéanique. Celle-ci est marquée par la déformation intense et par l'empilement des éléments crustaux formant la zone de subduction intra-océanique antérieure à 730 Ma. Cet épisode tectonique est responsable du charriage de l'ophiolite d'arrière-arc sur les complexes d'arcs océaniques sensu stricto ainsi que de l'enfouissement des composants de l'arc à des conditions de moyennes à hautes pressions (8 – 10 kbar). Les épisodes magmatiques ultérieurs (de 700 Ma et de 660 Ma) ont ensuite bouleversé le régime thermique de l'arc, entrainant la granulitisation et la fusion partielle des roches encaissantes à plusieurs niveaux crustaux et générant des magmas intermédiaires à felsiques recoupant la section crustale du paléo-arc et de l'ophiolite sus-jacente. La signature géochimique particulière de ces magmas leucocrates (caractérisés par des appauvrissements drastiques en HREE, Y, Ti et

en Nb) attestent de processus magmagénétiques profonds (> 14 kbar) et par conséquent, d'un arc océanique particulièrement épaissi (~40 – 45 km d'épaisseur).

VI.2 Perspectives d'étude

Ce travail a permis d'apporter une dimension nouvelle à l'évolution géodynamique des reliques d'arcs néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas marocain et à la compréhension des processus de croissance et d'édification de l'arc océanique. Malgré des taux de préservation moindres par rapport aux séquences exceptionnelles des arcs océaniques fossiles du Kohistan et de Talkeetna, ce travail montre que l'activité magmatique, tectonique et métamorphique de tels objets laisse des traces ponctuelles qu'il nous est possible d'étudier et d'interpréter. Dans cette optique, plusieurs perspectives d'étude sont envisagées.

VI.2.1 Étude géochronologique fine sur phases minérales clés

Les contraintes géochronologiques constituent des informations essentielles dans la démarche de reconstruction géodynamique des terrains anciens, résultants d'une histoire magmatique complexe et polyphasée. Par ailleurs, de nombreux progrès ont été apportés cette dernière décennie dans le domaine de la géochronologie *in situ* tant du point de vue analytique que du développement de standards de référence, permettant la datation de diverses phases minérales d'intérêt (e.g., zircon, rutile, sphène, apatite, allanite) et ce, avec des précisions et une reproductibilité de plus en plus pointues. Dans cette optique, plusieurs projets de datations U-Pb permettraient d'affiner les contraintes paléo-géodynamiques associées à l'évolution du paléo-arc marocain :

Datation de la phase collisionelle 'Arc-WAC'. De nombreuses structures mylonitiques à ultramylonitiques de moyennes à basses températures (Fig. VI-1A) recoupent et transposent les structures ductiles de hautes températures des orthogneiss (750 – 730 Ma) des complexes d'arcs de Tachakoucht (Sirwa), de Tazigzaout et de Bougmane (Bou Azzer). La cinématique de ces structures correspond à la phase d'exhumation des complexes d'arcs lors de leur accrétion et de leur obduction sur le craton ouest africain (WAC ; El Hadi et al, 2010 ; Triantafyllou *et al.*, 2016). Les bandes mylonitiques à ultramylonitiques sont particulièrement riches en allanites (épidotes riches en LREE ; Fig. VI-1B-D) syn-cinématiques. Ces dernières ont déjà fait l'objet de plusieurs séances d'analyses isotopiques *in situ* au LA-SF-ICP-MS dans le cadre de ce projet de recherche et semblent converger vers des âges U-Pb prometteurs (612 \pm 14 Ma pour les gneiss mylonitisés de Tachakoucht, 615 \pm 32 Ma pour les gneiss mylonitisés de Bougmane ; Fig. VI-1C). Ces nouvelles contraintes géochronologiques pourraient nous permettre de préciser la dynamique collisionelle des complexes d'arcs océaniques avec le Craton Ouest Africain, à ce jour supposées entre 640 et 580 Ma (e.g., Gasquet *et al.*, 2008 ; Toummite *et al.*, 2013).



Figure VI-1 Données préliminaires de datation de la phase collisionelle '*Arc-WAC*'. A. Bandes mylonitiques à ultramylonitiques des gneiss de Tachakoucht riches en allanites syn-cinématiques (Microphoto en LPNA ; échelle : la largeur de la photo mesure 2 cm). B. Zoom sur la microphoto en LPA sur un cristal d'allanite et sa couronne d'épidote s.s. rétrograde. C. Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg représentant les données isotopiques préliminaires obtenues pour les allanites syn-cinématiques de Tachakoucht. D. Spectre EDS du cœur d'une allanite.

Datation de la séquence ophiolitique de Bou Azzer. Cette dernière comporte les caractéristiques d'une ophiolite de zone de suprasubduction (Bodinier et al., 1984 ; Ahmed et al., 2006) et est interprétée sur base d'arguments structuraux peu contraints, comme l'homologue de l'ophiolite de Khzama (dans la boutonnière du Sirwa), datée à 762 Ma (Samson et al., 2004). Nous avons montré au cours de ce travail l'interaction tectonique et magmatique forte qui existe entre les terrains ophiolitiques d'arrière-arc au Nord et les complexes d'arcs océaniques au Sud des boutonnières. En vue de confirmer notre modèle géodynamique qui prévoit l'empilement de la zone d'arrière-arc sur la zone d'arc s.s. en domaine intraocéanique, il serait particulièrement intéressant de fournir un âge protolithique aux roches qui forment le cortège ophiolitique. Dans cette perspective, l'étude de terrain nous a permis d'échantillonner des roches gabbroïques issues de la séguence ophiolitique d'Aït Ahmane (Bou Azzer). Ces roches sont caractérisées par une signature géochimique 'ophiolitique' et présentent des textures pegmatitiques, généralement favorables à la croissance de zircons (et/ou de baddeleyites ; ZrO₂). L'extraction de ces phases minérales et leur analyse au LA-SF-ICP-MS nous permettraient de contraindre précisément l'âge de développement d'une zone extensive d'arrière-arc. Plus largement, cette démarche nous permettrait d'affiner les schémas géodynamiques actuels et d'évaluer l'implication d'une activité d'arrièrearc sur l'évolution de la dynamique de la zone de subduction (cf. discussion du chapitre 4).

VI.2.2 Géochimie des magmas felsiques : traceur d'épaississement des arcs

Au travers du cas d'étude marocain, nous avons pu observer une évolution de la signature géochimique des éléments en traces de plusieurs roches magmatiques de compositions intermédiaires et felsiques, au gré de l'épaississement de la section crustale de l'arc (*cf.* chapitre 5). Ces magmas particuliers présentent des teneurs singulièrement pauvres en REE ainsi que des appauvrissements plus ou moins marqués en HREE, Zr, Y, Ti et en Nb. Ces signatures attestent de la présence de grenat (\pm rutile \pm amphibole ? ; Davidson *et al.*, 2007 ; Tiepolo *et al.*, 2000 ; Müntener & Ulmer, 2006) dans la source de ces magmas, propre aux processus magmagénétiques profonds (> 10 – 14 kbar). Ces signatures sont également typiques des magmas adakitiques. Le terme 'adakitique' reste cependant imprécis dans les contextes crustaux particuliers associés aux arcs matures, car celui-ci peut

traduire plusieurs processus magmagénétiques distincts de hautes pressions (Castillo, 2006). Parmi ces mécanismes, on distingue *(i)* la fusion partielle des roches mafiques éclogitisées appartenant au panneau plongeant (adakite *sensu stricto*; e.g., Defant & Drummond, 1990; Martin *et al.*, 2005), *(ii)* des processus de cristallisation fractionnée à HP survenant dans la partie basale de la croûte de l'arc et/ou à proximité de la transition manteau-croûte (e.g., Müntener *et al.*, 2001; Grove *et al.*, 2002; 2003; Annen *et al.*, 2006; Rodriguez *et al.*, 2007; Alonso-Perez *et al.*, 2009) ou encore, *(iii)* des processus de fusion partielle via des mécanismes de fusion-déshydratation d'une roche mafique hydratée de la base de la croûte de l'arc (Rapp & Watson, 1995; Chappell & White, 2001; Lopez & Castro, 2001; Garrido *et al.*, 2006).

Dans cette problématique, plusieurs perspectives peuvent être envisagées telles que l'utilisation des teneurs en éléments majeurs et traces sur roche totale pour déceler l'état de maturité d'un arc océanique, ou encore, le développement de *proxy* géochimiques qui permettraient de distinguer les différentes sources 'adakitiques' évoquées plus haut. Des données préliminaires sont présentées dans les figures VI-2 et VI-3 comparant la signature des magmas felsiques issus de contextes d'arcs océaniques actifs présentant des épaisseurs crustales variables (~ 15 km ; arc de Scotia-South Sandwich ; Leat *et al.*, 2003 ; arc des Aléoutiennes ; Shillington *et al.*, 2004 ; arc des Mariannes ; Takahashi *et al.*, 2007 ; les données géochimiques sont issues de la base de données GEOROC). Ces résultats préliminaires semblent prometteurs mais nécessitent d'être approfondis et appliqués à un catalogue de données plus large.



Figure VI-2 Diagrammes multiélémentaires des éléments en trace pour les roches intermédiaires à felsiques des systèmes d'arcs océaniques modernes (base de données GEOROC), comparés aux roches felsiques du cas d'étude marocain pour chaque épisode magmatique (*cf.* spectres grisés sur les bords de la figure). A. Distributions des REE normalisées aux valeurs chondritiques (McDonough & Sun, 1995). B. Diagrammes multiélémentaires étendus aux éléments incompatibles normalisés au NMORB (Sun & McDonough, 1989).



Figure VI-3 Diagrammes binaires illustrant les modifications de rapports élémentaires par fractionnement de phases minérales (grenat + amphibole + rutile) restées dans le résidu de fusion ou la phase cumulative. Appliqués aux compositions des roches intermédiaires et felsiques d'arcs océaniques modernes, ils pourraient nous renseigner sur le stade de maturation et sur l'épaisseur crustale de l'arc. Les données géochimiques des systèmes d'arcs océaniques modernes sont issues de la base de données GEOROC.

VI.2.3 Raccourcissement crustal et épaississement tectonique intraocéanique

Le modèle géodynamique du paléo-arc océanique marocain proposé au terme de cette étude, suggère qu'une phase de raccourcissement tectonique majeure et qu'un épaississement crustal significatif aient eu lieu en domaine intra-océanique, entre 730 et 705 Ma (*cf.* chapitres 3 et 4). Cet épisode tectonique aurait profondément bouleversé la structure du système d'arc océanique de l'époque, en charriant les terrains ophiolitiques d'arrière-arc sur les complexes d'arcs océaniques *sensu stricto* et en enfouissant des portions de l'arc *sensu stricto* à des conditions de moyennes à hautes pressions (8 – 10 kbar). Un tel scénario associé à une zone de subduction intra-océanique est cependant un phénomène assez rare dans le contexte de tectonique des plaques actuel. La majorité des zones de subduction océaniques actives sont en effet couplées à une composante extensive au sein de la plaque supérieure (*cf.* la zone de subduction des Mariannes ; Lallemand *et al.,* 2008) ou sont caractérisées par un régime tectonique stable (*cf.* la zone de subduction des Aléoutiennes). Or, aucun de ces cas de figure n'implique une accumulation des contraintes tectoniques suffisante pour déformer et empiler tectoniquement les composantes d'un système de

subduction océanique en domaine intra-océanique. Comme conclu dans le chapitre 4, le cas d'étude marocain pourrait représenter un mode de régime de subduction tout à fait singulier, mais dont la faisabilité géodynamique reste à établir. Dans cette perspective, plusieurs cas de figures potentiellement favorables à un tel régime sont évoqués (*i.e.* multiples subductions, subduction monotone ancrée, impacts de plateaux océaniques à forte flottabilité, etc.). Ces derniers pourraient faire l'objet d'une étude de faisabilité au travers de modèles géodynamiques analogiques (*cf.* les modes opératoires de Boutelier *et al.*, 2003 ou Heuret *et al.*, 2007) et/ou numériques (*cf.* les codes de modèlisations utilisés par Baitsch *et al.*, 2014 ou Tetreault *et* Buiter, 2012). Ces modèles permettraient de contraindre les paramètres favorables et limitants de l'épaississement tectonique des arcs en domaine intra-océanique et in fine, de discuter de leur impact sur les mécanismes de croissance crustale.
Références bibliographiques

- Abati, J., Aghzer, A. M., Gerdes, A., & Ennih, N. (2010). Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, *181*(1), 115-128.
- Abe, N., Arai, S., & Yurimoto, H. (1998). Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *107*(1), 233-248.
- Admou, A., Fekkak, A., Razin, P., Egal, E., Youbi, N., Soulaimani, A., & Chèvremont, P. (2014). Carte géologique au 1/50 000), feuille Aït Ahmane. *Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc*, 533, 154.
- Admou, A., Fekkak, A., Razin, Ph., Egal, E., Youbi, N., Soulaimani, A., Blein, O., Baudin, T., Chèvremont, Ph., (2013). Carte géologique au 1/50 000), feuille Aït Ahmane. Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc 533, 154.
- Admou, H. (2000). Structuration de la paléo suture ophiolitique panafricaine de Bou Azzer-Siroua (Anti-Atlas central, Maroc). *Thèse de doctorat d'état. Faculté des Sciences. Marrakech.*
- Admou, H., & Juteau, T. (1998). Discovery of a fossil oceanic hydrothermal system in the Late Precambrian Khzama ophiolite (Siroua massif, Anti-Atlas range, Morocco). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science, 5(327), 335-340.
- Ahmed, A. H., Arai, S., & Ikenne, M. (2009). Mineralogy and Paragenesis of the Co-Ni Arsenide Ores of Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco. *Economic Geology*, *104* (2), 249-266.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M., & Rahimi, A. (2005). Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 138(3), 225-234.

Allègre, C. (2005). Géologie isotopique. Belin.

- Almqvist, B. S. G., Burg, J. P., Berger, J., & Burlini, L. (2013). Seismic properties of the Kohistan oceanic arc root: Insights from laboratory measurements and thermodynamic modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(6), 1819-1841.
- Alonso-Perez, R., Müntener, O., & Ulmer, P. (2009). Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. *Contributions to Mineralogy* and Petrology, 157(4), 541-558.
- Álvaro, J. J., Bellido, F., Gasquet, D., Pereira, M. F., Quesada, C., & Sánchez-García, T. (2014b). Diachronism in the late Neoproterozoic–Cambrian arc-rift transition of North Gondwana: A comparison of Morocco and the Iberian Ossa-Morena Zone. *Journal of African Earth Sciences*, 98, 113-132.
- Anderson, J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Geological Society of America Special Papers*, *315*, 125-138.
- Anderson, J. L., & Smith, D. R. (1996). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, *80*(5-6), 549-559.
- Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, *47*(3), 505-539.
- Arbaret, L., Burg, J. P., Zeilinger, G., Chaudhry, N., Hussain, S., & Dawood, H. (2000). Pre-collisional anastomosing shear zones in the Kohistan arc, NW Pakistan. *Geological Society, London, Special Publications*, 170(1), 295-311.
- Arcay, D., Lallemand, S., & Doin, M. P. (2008). Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9*(5).

- Arndt, N. T., & Goldstein, S. L. (1989). An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, *161*(3), 201-212.
- Baitsch-Ghirardello, B., Gerya, T. V., & Burg, J. P. (2014). Geodynamic regimes of intra-oceanic subduction: Implications for arc extension vs. shortening processes. *Gondwana Research*, 25(2), 546-560.
- Barbero, L., Jabaloy, A., Gómez-Ortiz, D., Pérez-Peña, J. V., Rodríguez-Peces, M. J., Tejero, R., & Asebriy, L. (2011). Evidence for surface uplift of the Atlas Mountains and the surrounding peripheral plateaux: Combining apatite fission-track results and geomorphic indicators in the Western Moroccan Meseta (coastal Variscan Paleozoic basement). *Tectonophysics*, *502*(1), 90-104.
- Barbey, P., Oberli, F., Burg, J. P., Nachit, H., Pons, J., & Meier, M. (2004). The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification. *Journal of African Earth Sciences*, *39*(3), 239-245.
- Barnes, J. D., Sharp, Z. D., & Fischer, T. P. (2008). Chlorine isotope variations across the Izu-Bonin-Mariana arc. *Geology*, 36(11), 883-886.
- Beard, J. S., & lofgren, G. E. (1991). Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, *3*2(2), 365-401.
- Beck, S. L., & Zandt, G. (2002). The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B10).
- Behn, M. D., & Kelemen, P. B. (2006). Stability of arc lower crust: Insights from the Talkeetna arc section, south central Alaska, and the seismic structure of modern arcs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).
- Belkacim, S., Gasquet, D., Liégeois, J. P., Arai, S., Gahlan, H. A., Ahmed, H., & Ikenne, M. (2016). The Ediacaran volcanic rocks and associated mafic dykes of the Ouarzazate Group (Anti-Atlas, Morocco): Clinopyroxene composition, whole-rock geochemistry and Sr-Nd isotopes constraints from the Ouzellarh-Siroua salient (Tifnoute valley). *Journal of African Earth Sciences*.
- Benziane, F. (2007). Lithostratigraphie et évolution géodynamique de l'anti-Atlas (Maroc) du paléoprotérozoïque au néoprotérozoïque: exemples de la boutonnière de Tagragra Tata et du Jebel Saghro (Doctoral dissertation, Chambéry).
- Beraaouz, E. H., Ikenne, M., Mortaji, A., Madi, A., Lahmam, M., & Gasquet, D. (2004). Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3), 285-293.
- Berger, J., Caby, R., Liégeois, J. P., Mercier, J. C. C., & Demaiffe, D. (2009). Dehydration, melting and related garnet growth in the deep root of the Amalaoulaou Neoproterozoic magmatic arc (Gourma, NE Mali). *Geological magazine*, 146(02), 173-186.
- Berger, J., Caby, R., Liégeois, J. P., Mercier, J. C. C., & Demaiffe, D. (2011). Deep inside a neoproterozoic intra-oceanic arc: growth, differentiation and exhumation of the Amalaoulaou complex (Gourma, Mali). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(4), 773-796.
- Berly, T. J., Hermann, J., Arculus, R. J., & Lapierre, H. (2006). Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*, *47*(8), 1531-1555.
- Billen, M. I. (2008). Modeling the dynamics of subducting slabs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *36*, 325-356.
- Billen, M. I. (2010). Slab dynamics in the transition zone. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 183(1), 296-308.
- Blein, O., Baudin, T., Chevremont, P., Soulaimani, A., Admou, H., Gasquet, P., & Bouabdelli, M. (2014). Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (Central Anti-Atlas Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 99, 287-306.
- Blundy, J. D., & Holland, T. J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, *104*(2), 208-224.
- Bodinier, J. L., Dupuy, C., & Dostal, J. (1984). Geochemistry of precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87(1), 43-50.

Bons, P. D., & Druguet, E. (2006). Some misleading boudin-like structures.

- Bons, P. D., Druguet, E., Hamann, I., Carreras, J., & Passchier, C. W. (2004). Apparent boudinage in dykes. *Journal of Structural Geology*, 26(4), 625-636.
- Bosch, D., Garrido, C. J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J. L., Padròn-Navarta, J. A., & Galland,
 B. (2011). Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3), 268-279.
- Bouilhol, P., Jagoutz, O., Hanchar, J. M., & Dudas, F. O. (2013). Dating the India–Eurasia collision through arc magmatic records. *Earth and Planetary Science Letters*, *366*, 163-175.
- Bouilhol, P., Schaltegger, U., Chiaradia, M., Ovtcharova, M., Stracke, A., Burg, J. P., & Dawood, H. (2011). Timing of juvenile arc crust formation and evolution in the Sapat Complex (Kohistan– Pakistan). *Chemical Geology*, 280(3), 243-256.
- Bouougri, E. H., & Saquaque, A. (2000). Organisation stratigraphique et structure de la marge Anti-Atlasique du craton Ouest-Africain au sud du Siroua (Néoproterozoïque, Anti-Atlas central, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 330(11), 753-759.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M., Hall, M. L., & Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth* and Planetary Science Letters, 205(3), 123-138.
- Bousquet, R., El Mamoun, R., Saddiqi, O., Goffé, B., Möller, A., & Madi, A. (2008). Mélanges and ophiolites during the Pan-African orogeny: the case of the Bou-Azzer ophiolite suite (Morocco). *Geological Society, London, Special Publications*, 297(1), 233-247.
- Boutelier, D., & Chemenda, A. (2011). Physical Modeling of Arc–Continent Collision: A Review of 2D, 3D, Purely Mechanical and Thermo-Mechanical Experimental Models. In *Arc-Continent Collision* (pp. 445-473). Springer Berlin Heidelberg.
- Boutelier, D., Chemenda, A., & Burg, J. P. (2003). Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(1), 31-45.
- Bouysse, P., & Guennoc, P. (1983). Donnees sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste-Lucie et Anguilla. *Marine Geology*, *53*(1), 131-166.
- Bouysse, P., Mascle, A., Mauffret, A., De Lepinay, B. M., Jany, I., Leclere-Vanhoeve, A., & Montjaret, M. C. (1988). Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc recent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelee, nordouest de la Guadeloupe). *Marine geology*, *81*(1), 261-287.
- Boyd, O. S., Jones, C. H., & Sheehan, A. F. (2004). Foundering lithosphere imaged beneath the southern Sierra Nevada, California, USA. *Science*, *305* (5684), 660-662.
- Bruguier, O., Télouk, P., Cocherie, A., Fouillac, A. M., & Albarède, F. (2001). Evaluation of Pb-Pb and U-Pb Laser Ablation ICP-MSZircon Dating using Matrix-Matched Calibration Sampleswith a Frequency Quadrupled (266 nm) Nd-YAG Laser. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 361-373.
- Burg, J. P. (2011). The Asia–Kohistan–India collision: review and discussion. In *Arc-Continent Collision* (pp. 279-309). Springer Berlin Heidelberg.
- Burg, J. P., Arbaret, L., Chaudhry, N. M., Dawood, H., Hussain, S., & Zeilinger, G. (2005). Shear strain localization from the upper mantle to the middle crust of the Kohistan Arc (Pakistan). *Geological Society, London, Special Publications*, 245 (1), 25-38.
- Burg, J. P., Bodinier, J. L., Chaudhry, S., Hussain, S., & Dawood, H. (1998). Infra-arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya): petrostructural evidence. *TERRA NOVA-OXFORD-*, *10*, 74-80.
- Burg, J. P., Jagoutz, O., Dawood, H., & Hussain, S. S. (2006). Precollision tilt of crustal blocks in rifted island arcs: structural evidence from the Kohistan Arc. *Tectonics*, *25*(5).
- Caddick, M. J., Konopásek, J., & Thompson, A. B. (2010). Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. *Journal of Petrology*, *51*(11), 2327-2347.

- Calvert, A. J. (2011). The seismic structure of island arc crust. In *Arc-continent collision* (pp. 87-119). Springer Berlin Heidelberg.
- Calvert, A. J., Klemperer, S. L., Takahashi, N., & Kerr, B. C. (2008). Three-dimensional crustal structure of the Mariana island arc from seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B1).
- Canales, J. P., Detrick, R. S., Toomey, D. R., & Wilcock, W. S. (2003). Segment-scale variations in the crustal structure of 150–300 kyr old fast spreading oceanic crust (East Pacific Rise, 8 15' N– 10 5' N) from wide-angle seismic refraction profiles. *Geophysical Journal International*, 152(3), 766-794.
- Canil, D., Styan, J., Larocque, J., Bonnet, E., & Kyba, J. (2010). Thickness and composition of the Bonanza arc crustal section, Vancouver Island, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, B26578-1.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., & Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH.Geostandards Newsletter, 25(2-3), 187-198.
- Carlson, W., & Schwarze, E. (1997). Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: an example from the Llano Uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, *15*(5), 631-644.
- Carmichael, I. S. (2004). The activity of silica, water, and the equilibration of intermediate and silicic magmas. *American Mineralogist*, *89*(10), 1438-1446.
- Castaing, R. (1951). Thèse de l'Université de Paris. ONERA, 55, 1.
- Castillo, P. R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51(3), 257-268.
- Castillo, P. R., Janney, P. E., & Solidum, R. U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *134*(1), 33-51.
- Castro, A., Vogt, K., & Gerya, T. (2013). Generation of new continental crust by sublithospheric silicicmagma relamination in arcs: a test of Taylor's andesite model. *Gondwana Research*, 23(4), 1554-1566.
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., & Windley, B. F. (2009). Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society, London, Special Publications*, 318(1), 1-36.
- Chabane, A. (1991). Les roches vertes du Protérozoïque Supérieur de Khzama (Siroua, AntiAtlas, Maroc). Un exemple d'ophiolite d'avant arc formé en contexte de faille transformante (Doctoral dissertation, Thèse Doctorat d'état, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc).
- Chalot-Prat, F., Gasquet, D., Roger, J., Hassenforder, B., Chevremont, P., Baudin, T., & Mortaji, A. (2001). Mémoire explicatif, carte géol. *Maroc (1/50000), Feuille Sidi Bou'addi, Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc*, (415).
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499.
- Charlot, R., (1982). Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain: apport de la méthode géochronologique Rb–Sr. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 313, 106.
- Cherniak, D. J. (2000). Pb diffusion in rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(2), 198-207.
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2003). Diffusion in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 113-143.
- Choubert, G. and Faure Muret, A., (1970). Livret guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central. Colloque int. sur les corrélations du Précambrien. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 229:259 pp.

- Choubert, G., (1952). Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas in Géologie du Maroc, facs. 1, 19e Congr. Géol. Int. Alger. Monogr. Région, 3e Serv. Maroc. No.6.
- Choubert, G., (1963). Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 164:352 pp.
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788.
- Christeson, G. L., Mann, P., Escalona, A., and Aitken, T. J. (2008). Crustal structure of the Caribbean– northeastern South America arc-continent collision zone, *J. Geophys. Res.*, 113, B08104, doi:10.1029/2007JB005373, 2008.
- Clauer, N., (1976). Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires, application a` la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Université de Strasbourg Sciences Géologiques Mémoire 45, pp. 256.
- Clift, P. D., Schouten, H., & Vannucchi, P. (2009). Arc-continent collisions, sediment recycling and the maintenance of the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 318(1), 75-103.
- Cloos, M. (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6), 715-737.
- Conder, J. A., & Wiens, D. A. (2006). Seismic structure beneath the Tonga arc and Lau back-arc basin determined from joint Vp, Vp/Vs tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7*(3).
- Condie, K. C. (1997). Contrasting sources for upper and lower continental crust: the greenstone connection. *The Journal of Geology*, *105*(6), 729-736.
- Condie, K. C. (2013). Plate tectonics & crustal evolution. Elsevier.
- Cooper, P. A., & Taylor, B. (1985). Polarity reversal in the Solomon Islands arc.
- Cooper, P., & Taylor, B. (1987). Seismotectonics of New Guinea: A model for arc reversal following arc-continent collision. *Tectonics*, *6*(1), 53-67.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Crawford, A. J., Meffre, S., & Symonds, P. A. (2003). 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold Belt System. *Geological Society of America Special Papers*, *372*, 383-403.
- D'Lemos, R. S., Inglis, J. D., & Samson, S. D. (2006). A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. *Precambrian Research*, *147*(1), 65-78.
- Dale, J., Holland, T., & Powell, R. (2000). Hornblende–garnet–plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *140*(3), 353-362.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A. (2007). Amphibole "sponge" in arc crust ? *Geology*, *35*(9), 787-790.
- de Lamotte, D. F., Saint Bezar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, *19*(4), 740-761.
- de Lamotte, D. F., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., & Michard, A. (2009). Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics*, 475(1), 9-28.
- De Wall, H., Kober, B., Greiling, R.O., Errami, E., Ennih, N., (2001). Age and structural setting of the grantoid emplacement in the area of Imiter (Eastern Saghro). Abstract, 2nd Coll. 3M. Marrakech, p.19.

- DeBari, S. M., & Coleman, R. G. (1989). Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4373-4391.
- DeBari, S. M., & Greene, A. R. (2011). Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections. In *Arc-continent collision* (pp. 121-144). Springer Berlin Heidelberg.
- DeBari, S.M. (1997). Evolution of magmas in continental and oceanic arcs : The role of the lower crust. *Canadian Mineralogist ; v.35*, p 501-519
- Debret, B., Nicollet, C., Andreani, M., Schwartz, S., & Godard, M. (2013). Three steps of serpentinization in an eclogitized oceanic serpentinization front (Lanzo Massif–Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, *31*(2), 165-186.
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., & Zandt, G. (2009). Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4), 251-257.
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, *347*(6294), 662-665.
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1993). Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, *21*(6), 547-550.
- Delcaillau, B., Laville, E., Amhrar, M., Namous, M., Dugué, O., & Pedoja, K. (2010). Quaternary evolution of the Marrakech High Atlas and morphotectonic evidence of activity along the Tizi N'Test Fault, Morocco. *Geomorphology*, 118(3), 262-279.
- Demers, H., Poirier-Demers, N., Couture, A. R., Joly, D., Guilmain, M., de Jonge, N., & Drouin, D. (2011). Three-dimensional electron microscopy simulation with the CASINO Monte Carlo software. *Scanning*, 33(3), 135-146.
- DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, *3*(5), 249-252.
- DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. (1977). The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, *4*(10), 465-468.
- Dhuime, B. (2009). Caractérisation géochimique de l'arc du Kohistan (Nord Pakistan): implications pour l'initiation et l'évolution d'une subduction océanique (Doctoral dissertation, UNIVERSITÉ MONTPELLIER II).
- Dhuime, B., Bosch, D., Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Bruguier, O., Hussain, S. S., & Dawood, H. (2007). Multistage evolution of the Jijal ultramafic–mafic complex (Kohistan, N Pakistan): implications for building the roots of island arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1), 179-200.
- Dhuime, B., Bosch, D., Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Bruguier, O., Hussain, S. S., & Dawood, H. (2009). Geochemical architecture of the lower-to middle-crustal section of a paleo-island arc (Kohistan Complex, Jijal–Kamila area, northern Pakistan): implications for the evolution of an oceanic subduction zone. *Journal of Petrology*, egp010.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., & Storey, C. D. (2012). A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, *335* (6074), 1334-1336.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C., & Cawood, P. (2011). When continents formed. *Science*, 331(6014), 154-155.
- Dostal, J., Dupuy, C., & Caby, R. (1994). Geochemistry of the Neoproterozoic Tilemsi belt of Iforas (Mali, Sahara): a crustal section of an oceanic island arc. *Precambrian Research*, *65*(1-4), 55-69.
- Draut, A. E., Clift, P. D., Hannigan, R. E., Layne, G., & Shimizu, N. (2002). A model for continental crust genesis by arc accretion: rare earth element evidence from the Irish Caledonides. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3), 861-877.
- Ducea, M. N., & Barton, M. D. (2007). Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology*, 35(11), 1047-1050.

- Tanton, L. T. E., Grove, T. L., & Donnelly-Nolan, J. (2001). Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc. *Geology*, *29*(7), 631-634.
- Ducea, M. N., Kidder, S., Chesley, J. T., & Saleeby, J. B. (2009). Tectonic underplating of trench sediments beneath magmatic arcs: The central California example. *International Geology Review*, 51(1), 1-26.
- Ducea, M. N., Otamendi, J. E., Bergantz, G., Stair, K. M., Valencia, V. A., & Gehrels, G. E. (2010). Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil–La Huerta, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics*, 29(4).
- Ducea, M. N., Paterson, S. R., & DeCelles, P. G. (2015). High-volume magmatic events in subduction systems. *Elements*, *11*(2), 99-104.
- Dunn, T., & Sen, C. (1994). Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: a combined analytical and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(2), 717-733.
- El Bahat, A., Ikenne, M., Söderlund, U., Cousens, B., Youbi, N., Ernst, R., & Hafid, A. (2013). U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380Ma event in the West African Craton. *Lithos*, *174*, 85-98.
- El Boukhari, A., Chabane, A., Rocci, G. and Tane, J. L. (1992). Upper proterozoic ophiolites of the Siroua massif (Anti-Atlas, Morocco) a marginal sea and transform fault system. Journal African Earth Sciences 14,67-80.
- El Hadi, H., Simancas, J. F., Martínez-Poyatos, D., Azor, A., Tahiri, A., Montero, P., & González-Lodeiro, F. (2010). Structural and geochronological constraints on the evolution of the Bou Azzer Neoproterozoic ophiolite (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, 182(1), 1-14.
- El Hadi, H., Tahiri, A., Simancas, J. F., González-Lodeiro, F., Azor, A., & Martínez-Poyatos, D. (2011). Geoheritage in Morocco: the Neoproterozoic Ophiolite of Bou Azzer (Central Anti-Atlas). *Geoheritage*, *3*(2), 89-96.
- Ellis, D. J., & Thompson, A. B. (1986). Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess CaO+ MgO+ Al2O3+ SiO2+ H2O system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*, 27(1), 91-121.
- England, P. C., & Katz, R. F. (2010). Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs. *Nature*, 467(7316), 700-703.
- Ennih, N., & Liégeois, J. P. (2001). The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112(3), 289-302.
- Ennih, N., & Liégeois, J. P. (2008). The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 297(1), 1-17.
- Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R. O., Errami, E., De Wall, H., & Boutaleb, M. (2001). Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain, boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, 32(4), 677-693.
- Ernst, W. G., & Liu, J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, *83*(9-10), 952-969.
- Errami, E., (2001). Les granitoïdes panafricains post-collisionnels du Saghro oriental (Anti-Atlas, Maroc). Une étude pétrologique et structurologique par l'anisotropie de susceptibilité magnétique. *Thèse Univ. El Jadida, 250pp.*
- Errami, E., Bonin, B., Laduron, D., & Lasri, L. (2009). Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghro area (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, *55*(1), 105-124.

- Ewing, T. A., Hermann, J., & Rubatto, D. (2013). The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(4), 757-779.
- Fekkak, A., Boualoul, M., Badra, L., Amenzou, M., Saquaque, A., & El-Amrani, I. E. (2000). Origine et contexte geotectonique des depots detritiques du Groupe Neoproterozoïque inferieur de Kelaat Mgouna (Anti-Atlas Oriental, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 30(2), 295-311.
- Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Ouazzani, H., Badra, L., & Gasquet, D. (2001). Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc)/Geochemistry and geotectonic significance of Early Cryogenian volcanics of Saghro (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geodinamica Acta*, 14(6), 373-385.
- Féménias, O., Mercier, J. C. C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., & Demaiffe, D. (2006). Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist*, *91*(1), 73-81.
- Fitton, J. G., Mahoney, J. J., Wallace, P. J., & Saunders, A. D. (2004). Origin and evolution of the Ontong Java Plateau: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 229(1), 1-8.
- Foley, S., Tiepolo, M., & Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, *417*(6891), 837-840.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, *42*(11), 2033-2048.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal* of *Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Fryer, P., Pearce, J. A., & Stokking, L. B. (1992). 36. A synthesis of Leg 125 drilling of serpentine seamounts on the Mariana and Izu–Bonin forearcs. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 125, pp. 593-614).
- Gad, S., & Kusky, T. (2006). Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). *Journal of African Earth Sciences*, *44*(2), 196-202.
- Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Burg, J. P., Zeilinger, G., Hussain, S. S., Dawood, H., & Gervilla, F. (2006). Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the Kohistan paleo-arc complex (Northern Pakistan): implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust. *Journal of Petrology*, *47*(10), 1873-1914.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dhuime, B., Bosch, D., Chanefo, I., Bruguier, O., Hussain, S.S., Dawood, H., Burg, J.P., (2007). Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal differentiation of island arcs: Evidence from the Jijal complex (Kohistan complex, northern Pakistan). *Geology*, 35(8), 683-686.
- Gasquet, D., Chevremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., & Cheilletz, A. (2004). Polycyclic magmatism in the Tagragra d'Akka and Kerdous–Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 39(3), 267-275.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J. P., Soulaimani, A., & Michard, A. (2008). The Pan-African Belt. In *Continental evolution: the geology of Morocco* (pp. 33-64). Springer Berlin Heidelberg.
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M. R., & Mouttaqi, A. (2005). Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition. *Precambrian Research*, *140*(3), 157-182.
- Gazel, E., Hayes, J. L., Hoernle, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W. S., Hauff, F., van den Bogaard, P., Vance, E., Chu, S., Carr, M., Yogodzinski, G. & Calvert, A. J. (2015). Continental crust generated in oceanic arcs. *Nature Geoscience*, 8(4), 321-327.
- Gerya, T. V. (2011). Intra-oceanic subduction zones. In *Arc-Continent Collision* (pp. 23-51). Springer Berlin Heidelberg.
- Gerya, T. V., & Meilick, F. I. (2011). Geodynamic regimes of subduction under an active margin: effects of rheological weakening by fluids and melts. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(1), 7-31.

Gerya, T. V., Connolly, J. A., & Yuen, D. A. (2008). Why is terrestrial subduction one-sided ? *Geology*, *36*(1), 43-46.

Giese, P., & Jacobshagen, V. (1992). Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, *81*(1), 249-259.

Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.

- Godard, M., Jousselin, D., & Bodinier, J. L. (2000). Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(1), 133-148.
- Götze, J., & Kempe, U. (2009). Physical principles of cathodoluminescence (CL) and its applications in geosciences. In *Cathodoluminescence and its Application in the Planetary Sciences* (pp. 1-22). Springer Berlin Heidelberg.
- Gower, R. J., & Simpson, C. (1992). Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology*, *14*(3), 301-313.
- Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., & Clift, P. D. (2006). A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc section, south–central Alaska. *Journal of Petrology*, 47(6), 1051-1093.
- Griffin, W. L., Powell, W. J., Pearson, N. J., & O'reilly, S. Y. (2008). GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. *Laser Ablation-ICP-MS in the earth sciences. Mineralogical association of Canada short course series*, *40*, 204-207.
- Grove, T. L., Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Müntener, O., & Gaetani, G. A. (2003). Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(5), 515-533.
- Grove, T. L., Till, C. B., Lev, E., Chatterjee, N., & Médard, E. (2009). Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature*, *459*(7247), 694-697.
- Grove, T., Parman, S., Bowring, S., Price, R., & Baker, M. (2002). The role of an H2O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *142*(4), 375-396.
- Gupta, R. P. (2013). *Remote sensing geology*. Springer Science & Business Media.
- Hacker, B. R., Mehl, L., Kelemen, P. B., Rioux, M., Behn, M. D., & Luffi, P. (2008). Reconstruction of the Talkeetna intraoceanic arc of Alaska through thermobarometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B3).
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A. W., & Salem, A. A. (2006). Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 50-64.
- Hasegawa, A., & Nakajima, J. (2004). Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, 81-93.
- Hassenforder, B., (1987). La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous, Maroc. *Thèse Univ. Strasbourg. France*
- Hauri, E. H., Wagner, T. P., & Grove, T. L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, *117*(1-4), 149-166.
- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M., & Mc Dermott, F. (1991). Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 335(1638), 393-405.
- Hawkins, J. W., & Ishizuka, O. (2009). Petrologic evolution of Palau, a nascent island arc. *Island* Arc, 18(4), 599-641.
- Hefferan, K. P., Admou, H., Karson, J. A., & Saquaque, A. (2000). Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research*, *103*(1), 89-96.

- Hefferan, K., Soulaimani, A., Samson, S. D., Admou, H., Inglis, J., Saquaque, A., & Heywood, N. (2014). A reconsideration of Pan African orogenic cycle in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 98, 34-46.
- Heuret, A. (2005). *Dynamique des zones de subduction: étude statistique globale et approche analogique* (Doctoral dissertation, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc).
- Heuret, A., & Lallemand, S. (2005). Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics* of the Earth and Planetary Interiors, 149(1), 31-51.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., & Lallemand, S. (2007). Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth* and Planetary Science Letters, 256 (3), 473-483.
- Holbrook, W. S., Lizarralde, D., McGeary, S., Bangs, N., & Diebold, J. (1999). Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth. *Geology*, 27(1), 31-34.
- Blundy, J. D., & Holland, T. J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, *104*(2), 208-224.
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, *116*(4), 433-447.
- Holt, D. B., & Yacobi, B. G. (1990). Cathodoluminescence Microscopy of Inorganic Solids.
- Huene, R., & Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279-316.
- Hyndman, R. D., & Peacock, S. M. (2003). Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, *212*(3), 417-432.
- Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V. A., Cardona, A., Gehrels, G. E., & Mora, A. R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1), 58-77.
- Ikenne, M., Söderlund, U., Ernst, R. E., Pin, C., Youbi, N., & Hafid, A. (2016). A c. 1710 Ma mafic sill emplaced into a quartzite and calcareous series from Ighrem, Anti-Atlas–Morocco: Evidence that the Taghdout passive margin sedimentary group is nearly 1 Ga older than previously thought. *Journal of African Earth Sciences*.
- Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Samson, S. D., & Admou, H. (2005). Geochronological Constraints on Late Precambrian Intrusion, Metamorphism, and Tectonism in the Anti-Atlas Mountains. *The Journal of geology*, *113*(4), 439-450.
- Inglis, J. D., MacLean, J. S., Samson, S. D., D'Lemos, R. S., Admou, H., & Hefferan, K. (2004). A precise U–Pb zircon age for the Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3), 277-283.
- Jagoutz, O. (2014). Arc crustal differentiation mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 267-277.
- Jagoutz, O. E. (2010). Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II: a quantitative petrogenetic model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *160*(3), 359-381.
- Jagoutz, O. E., Burg, J. P., Hussain, S., Dawood, H., Pettke, T., lizuka, T., & Maruyama, S. (2009). Construction of the granitoid crust of an island arc part I: geochronological and geochemical constraints from the plutonic Kohistan (NW Pakistan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *158*(6), 739-755.
- Jagoutz, O., & Behn, M. D. (2013). Foundering of lower island-arc crust as an explanation for the origin of the continental Moho. *Nature*, *504*(7478), 131-134.

- Jagoutz, O., & Schmidt, M. W. (2012). The formation and bulk composition of modern juvenile continental crust: the Kohistan arc. *Chemical Geology*, 298, 79-96.
- Jagoutz, O., Schmidt, M. W., Enggist, A., Burg, J. P., Hamid, D., & Hussain, S. (2013). TTG-type plutonic rocks formed in a modern arc batholith by hydrous fractionation in the lower arc crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *166* (4), 1099-1118.
- Jicha, B. R., & Jagoutz, O. (2015). Magma production rates for intraoceanic arcs. *Elements*, *11*(2), 105-111.
- Jicha, B. R., Scholl, D. W., & Rea, D. K. (2009). Circum-Pacific arc flare-ups and global cooling near the Eocene-Oligocene boundary. *Geology*, *37*(4), 303-306.
- Jicha, B. R., Scholl, D. W., Singer, B. S., Yogodzinski, G. M., & Kay, S. M. (2006). Revised age of Aleutian Island Arc formation implies high rate of magma production. *Geology*, *34*(8), 661-664.
- Jochum, K. P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B., & Hofmann, A. W. (2005). GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *29*(3), 333-338.
- Johannes, W., & Holtz, F. (2012). *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks* (Vol. 22). Springer Science & Business Media.
- Jull, M., & Kelemen, P. B. (2001). On the conditions for lower crustal convective instability. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B4), 6423-6446.
- Kampunzu, A. B., Tembo, F., Matheis, G., Kapenda, D., & Huntsman-Mapila, P. (2000). Geochemistry and tectonic setting of mafic igneous units in the Neoproterozoic Katangan Basin, Central Africa: implications for Rodinia break-up. *Gondwana Research*, *3*(2), 125-153.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N., & Dunn, T. (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3), 111-134.
- Kelemen, P. B., Yogodzinski, G. M., & Scholl, D. W. (2003). Along-Strike Variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of High Mg# Andesite and Implications for Continental Crust. *Inside the subduction factory*, 223-276.
- Keppler, H. (1996). Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids.
- Kerr, A. C., & Tarney, J. (2005). Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, *33*(4), 269-272.
- Kessel, R., Ulmer, P., Pettke, T., Schmidt, M. W., & Thompson, A. B. (2005). The water–basalt system at 4 to 6 GPa: phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400 C. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3), 873-892.
- Klein, M., Stosch, H. G., & Seck, H. A. (1997). Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*, 138(3), 257-271.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Tamura, Y., Tatsumi, Y., & Kaneda, Y. (2007). New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc. *Geology*, 35(11), 1031-1034.
- Kohn, M. J., & Spear, F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.
- Kono, Y., Ishikawa, M., Harigane, Y., Michibayashi, K., & Arima, M. (2009). P-and S-wave velocities of the lowermost crustal rocks from the Kohistan arc: Implications for seismic Moho discontinuity attributed to abundant garnet. *Tectonophysics*, 467(1), 44-54.
- Kouyaté, D., Söderlund, U., Youbi, N., Ernst, R., Hafid, A., Ikenne, M., & Chaham, K. R. K. (2013). U– Pb baddeleyite and zircon ages of 2040Ma, 1650Ma and 885Ma on dolerites in the West African Craton (Anti-Atlas inliers): Possible links to break-up of Precambrian supercontinents. *Lithos*, 174, 71-84.

- Laetsch, T., & Downs, R. T. (2006, July). Software for identification and refinement of cell parameters from powder diffraction data of minerals using the RRUFF Project and American Mineralogist Crystal Structure Databases. In *19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan* (Vol. 23, p. e28).
- Lallemand, S., & Funiciello, F. (Eds.). (2009). *Subduction zone geodynamics*. Springer Science & Business Media.
- Lallemand, S. (2014). Strain modes within the forearc, arc and back-arc domains in the Izu (Japan) and Taiwan arc-continent collisional settings. *Journal of Asian Earth Sciences*, *86*, 1-11.
- Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6*(9).
- Lallemand, S., Heuret, A., Faccenna, C., & Funiciello, F. (2008). Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, *27*(3).
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivochev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N., Whittaker, E.J., (2004). Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, 68(1), 209-215.
- Leat, P. T., & Larter, R. D. (2003). Intra-oceanic subduction systems: introduction. *Geological Society,* London, Special Publications, 219(1), 1-17.
- Leat, P. T., Smellie, J. L., Millar, I. L., & Larter, R. D. (2003). Magmatism in the South Sandwich arc. *Geological Society, London, Special Publications*, *219*(1), 285-313.
- Leblanc, M. (1981). The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): evidence for Pan-African plate tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, *4*, 435-451.
- Leblanc, M., & Billaud, P. (1978). A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of upper Proterozoic age; Bleida (Anti-Atlas, Morocco). *Economic Geology*, 73(6), 1101-1111.
- Leblanc, M., & Billaud, P. (1982). Cobalt arsenide orebodies related to an upper Proterozoic ophiolite; Bou Azzer (Morocco). *Economic Geology*, 77(1), 162-175.
- Leblanc, M., (1975). Ophiolites précambriennes et gîtes arsenics de cobalt (Bou-Azzer, Maroc). Thesis. Centre géologique et géophysique Montpellier. 329 pp; *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc, in press.*
- Leblanc, M., PhD thesis (1975). Ophiolites précambriennes et gites arséniés deCobalt (Bou Azzer, Maroc). Centre géologique et géophysique de Montpellier,pp. 329.
- Lehnert, K. (2001). Petdb-the interactive web-based petrological database of the ocean floor. In GSA Annual Meeting, November 5-8, 2001.
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., & Karlstrom, K. E. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian research*, *160*(1), 179-210.
- López, S., & Castro, A. (2001). Determination of the fluid–absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar. *American Mineralogist*, 86(11-12), 1396-1403.
- Ludwig, K. L. (2001). Using Isoplot/EX, v2. 49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center Special Publication, 1a.*
- Ludwig, K. R. (2003). Isoplot/Ex: Special Publication No. 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California.
- Luvizotto, G. L., & Zack, T. (2009). Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: an example from the lvrea–Verbano Zone. *Chemical Geology*, *261*(3), 303-317.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J., & Heath, E. (2000). The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49(1), 1-76.

- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., & Valeriano, C. (1996). U- Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian orogeny. *Precambrian Research*, 79(3), 347-361.
- Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C. Y., Liu, C. S., P. Schnürle & ACT Crew, (2002). Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. Special Papers-Geological Society of America, 187-211.
- Aït Malek, H. A., Gasquet, D., Bertrand, J. M., & Leterrier, J. (1998). Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 327(12), 819-826.
- Malusa, M. G., Polino, R., Feroni, A. C., Ellero, A., Ottria, G., Baidder, L., & Musumeci, G. (2007). Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco). *Terra Nova*, *19*(6), 481-489.
- Martin, H., Moyen, J. F., & Rapp, R. (2008). The sanukitoid series: magmatism at the Archaean– Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1-2), 15-33.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1), 1-24.
- Mason, W. G., Moresi, L., Betts, P. G., & Miller, M. S. (2010). Three-dimensional numerical models of the influence of a buoyant oceanic plateau on subduction zones. *Tectonophysics*, 483(1), 71-79.
- Matthews, K. J., Seton, M., & Müller, R. D. (2012). A global-scale plate reorganization event at 105– 100Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 283-298.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, *120*(3), 223-253.
- Michard, A., Hœpffner, C., Soulaimani, A., & Baidder, L. (2008). The variscan belt. In *Continental evolution: The geology of Morocco* (pp. 65-132). Springer Berlin Heidelberg.
- Miller, D. J., & Christensen, N. L. (1994). Seismic signature and geochemistry of an island arc: A multidisciplinary study of the Kohistan accreted terrane, northern Pakistan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), 11623-11642.
- Missenard, Y., Taki, Z., de Lamotte, D. F., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., & Sébrier, M. (2007). Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 48(4), 247-266.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., & Saddiqi, O. (2006). Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal* of Geophysical Research: Solid Earth, 111 (B3).
- Miyashiro, A. (1974). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, *19*(2), 218-224.
- Mrini, Z. (1993). Chronologie (Rb–Sr, U–Pb), traçage isotopique (Sr–Nd–Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. *Unpubl thesis, Marrakech Univ, Morocco*.
- Müntener, O., & Hermann, J. (2001). The role of lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1), 267-288.
- Müntener, O., & Ulmer, P. (2006). Experimentally derived high-pressure cumulates from hydrous arc magmas and consequences for the seismic velocity structure of lower arc crust. *Geophysical Research Letters*, *33*(21).
- Münterer, O., Kelemen, P. B., & Grove, T. L. (2001). The role of H2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *141*(6), 643-658.

- Næraa, T., Scherstén, A., Rosing, M. T., Kemp, A. I. S., Hoffmann, J. E., Kokfelt, T. F., & Whitehouse, M. J. (2012). Hafnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 [thinsp] Gyr ago. *Nature*, *485*(7400), 627-630.
- Nagel, T. J., Hoffmann, J. E., & Münker, C. (2012). Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemitegranodiorite series from thickened mafic arc crust. *Geology*, *40*(4), 375-378.
- Naidoo, D. D., Bloomer, S. H., Saquaque, A., & Hefferan, K. (1991). Geochemistry and significance of metavolcanic rocks from the Bou Azzer-El Graara ophiolite (Morocco). *Precambrian Research*, 53(1), 79-97.
- Naidoo, D. D., Bloomer, S. H., Saquaque, A., & Hefferan, K. (1993). Geochemistry and significance of metavolcanic rocks from the Bou Azzer-El Graara ophiolite (Morocco) — reply. *Precambrian Research*, 62(3), 369-371.
- Nair, R., & Chacko, T. (2008). Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust. *Geology*, *36*(7), 583-586.
- Nakajima, J., & Hasegawa, A. (2004). Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3), 365-377.
- Nakanishi, A., Kurashimo, E., Tatsumi, Y., Yamaguchi, H., Miura, S., Kodaira, S., Obana, Takahashi, Tsuru, Kaneda, Hirata & Iwasaki, T. (2009). Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure. *Tectonophysics*, 472(1), 105-123.
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V., & Connolly, J. A. (2008). Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *171*(1), 336-356.
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V., & Marques, F. O. (2010). Subduction initiation at passive margins: numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B3).
- Nishizawa, A., Kaneda, K., Katagiri, Y., & Kasahara, J. (2007). Variation in crustal structure along the Kyushu-Palau Ridge at 15–21 N on the Philippine Sea plate based on seismic refraction profiles. *Earth, planets and space*, *59*(6), e17-e20.
- Niu, Y., O'HARA, M. J., & Pearce, J. A. (2003). Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: a petrological perspective. *Journal* of Petrology, 44(5), 851-866.
- Orejana, D., Villaseca, C., Armstrong, R. A., & Jeffries, T. E. (2011). Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under central Spain. *Lithos*, *124*(1), 103-116.
- Otamendi, J. E., Tibaldi, A. M., Vujovich, G. I., & Viñao, G. A. (2008). Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil–La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 313-335.
- Palin, R. M., White, R. W., Green, E. C., Diener, J. F., Powell, R., & Holland, T. J. (2016). High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Paterson, S. R., & Ducea, M. N. (2015). Arc magmatic tempos: gathering the evidence. *Elements*, *11*(2), 91-98.
- Pearce, J. (1989). Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19, 120-125.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, *8*, 525-548.
- Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-286.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, *25*(4), 956-983.

- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., & Fryer, P. (2005). Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, geophysics, geosystems, 6*(7).
- Peate, D. W., & Pearce, J. A. (1998). Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence. *Island Arc*, 7(3), 479-495.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, *58*(1), 63-81.
- Petterson, M. G. (2010). A review of the geology and tectonics of the Kohistan island arc, north Pakistan. *Geological Society, London, Special Publications*, 338 (1), 287-327.
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1993). Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, *362*(6422), 739-743.
- Plissart, G., Diot, H., Monnier, C., Mărunţiu, M., & Berger, J. (2012). Relationship between a syntectonic granitic intrusion and a shear zone in the Southern Carpathian-Balkan area (Almăj Mountains, Romania): Implications for late Variscan kinematics and Cherbelezu granitoid emplacement. *Journal of structural geology*, *39*, 83-102.
- Pouclet, A., Aarab, A., Fekkak, A., & Benharref, M. (2007). Geodynamic evolution of the northwestern Paleo-Gondwanan margin in the Moroccan Atlas at the Precambrian-Cambrian boundary. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 27-60.
- Pysklywec, R. N., Mitrovica, J. X., & Ishii, M. (2003). Mantle avalanche as a driving force for tectonic reorganization in the southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(1), 29-38.
- Rahimi, A., Saidi, A., Baroudi, Z., Saquaque, A., & Arboleya, M. L. (1998). Analyse pétrostructurale des mylonites de la zone de cisaillement de Bougmane (Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas Maroc). Annales-Société Géologique du Nord, 6, 143-148.
- Rapp, R. P., & Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4), 891-931.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., & Applegate, G. S. (1999). Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, *160*(4), 335-356.
- Reymer, A., & Schubert, G. (1984). Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, *3*(1), 63-77.
- Ringuette, L., Martignole, J., & Windley, B. F. (1999). Magmatic crystallization, isobaric cooling, and decompression of the garnet-bearing assemblages of the Jijal sequence (Kohistan terrane, western Himalayas). *Geology*, 27(2), 139-142.
- Rioux, M., Mattinson, J., Hacker, B., Kelemen, P., Blusztajn, J., Hanghøj, K., & Gehrels, G. (2010). Intermediate to felsic middle crust in the accreted Talkeetna arc, the Alaska Peninsula and Kodiak Island, Alaska: An analogue for low-velocity middle crust in modern arcs. *Tectonics*, *29*(3).
- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Barmin, M. P., & Levshin, A. L. (2002). Global surface wave diffraction tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B12).
- RodrÍguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., & Leeman, W. (2007). Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longavi volcano (36. 2° S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology*, 48(11), 2033-2061.
- Rosenblum, S., & Brownfield, I. K. (2000). *Magnetic susceptibilities of minerals*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, *184* (1), 123-138.
- Rudnick, R. L. (1995). Making continental crust. Nature, 378(6557), 571-577.
- Rudnick, R.L., Gao, S., (2003). Composition of the continental crust. Treatise Geochem. 3, 1–64.
- Salters, V. J., & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *5*(5).

- Samson, S. D., Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Admou, H., Blichert-Toft, J., & Hefferan, K. (2004). Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research*, 135(1), 133-147.
- Saquaque, A., Admou, H., Cisse, A., Benyousef, A., & Reuber, I. (1989). Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc): marqueurs de la déformation panafricaine majeure dans un contexte de collision d'arc. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 308* (14), 1279-1283.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., & Reuber, I. (1989). Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, *17*(12), 1107-1110.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., & Karson, J. A. (1992). Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, *81*(1), 1-13.
- Sarbas, B., & Nohl, U. (2008). The GEOROC database as part of a growing geoinformatics network. *Geoinformatics*.
- Sawyer, E. W., & Brown, M. (Eds.). (2008). *Working with migmatites* (Vol. 38). Mineralogical Assn of Canada.
- Schaltegger, U., Frank, M., & Burg, J. P. (2003, April). A 120 million years record of magmatism and crustal melting in the Kohistan Batholith. In *EGS-AGU-EUG Joint Assembly* (Vol. 1, p. 6816).
- Schärer, U., & Labrousse, L. (2003). Dating the exhumation of UHP rocks and associated crustal melting in the Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(6), 758-770.
- Schellart, W. P. (2007). The potential influence of subduction zone polarity on overriding plate deformation, trench migration and slab dip angle. *Tectonophysics*, *445*(3), 363-372.
- Schellart, W. P., Freeman, J., Stegman, D. R., Moresi, L., & May, D. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, *446* (7133), 308-311.
- Schmidt, M. W., & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, *163*(1), 361-379.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites.* J. Wiley & sons, Incorporated.
- Shapiro, N. M., & Ritzwoller, M. H. (2002). Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysical Journal International*, *151*(1), 88-105.
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243.
- Shillington, D. J., Van Avendonk, H. J., Holbrook, W. S., Kelemen, P. B., & Hornbach, M. J. (2004). Composition and structure of the central Aleutian island arc from arc-parallel wide-angle seismic data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(10).
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Perchuk, L. L. (2010). Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments. *Lithos*, *116*(3), 209-229.
- Smith, I. E., Worthington, T. J., Price, R. C., Stewart, R. B., & Maas, R. (2006). Petrogenesis of dacite in an oceanic subduction environment: Raoul Island, Kermadec arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(3), 252-265.
- Smithies, R. H. (2000). The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, *182*(1), 115-125.
- Soulaimani, A., Jaffal, M., Maacha, L., Kchikach, A., Najine, A., & Saidi, A. (2006). Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer–El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstitution géodynamique panafricaine. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(3), 153-160.

- Spear, F. S. (1991). On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, *9*(4), 379-388.
- Spear, F. S., & Cheney, J. T. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO2-Al2O3-FeO-MgO-K2O-H2O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *101*(2), 149-164.
- Stacey, J. T., & Kramers, 1. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, *26*(2), 207-221.
- Stern, R. J. (2004). Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3), 275-292.
- Stern, R. J. (2010). The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 338(1), 7-34.
- Stern, R. J., & Scholl, D. W. (2010). Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes. *International Geology Review*, *52* (1), 1-31.
- Stern, R. J., Fouch, M. J., & Klemperer, S. L. (2003). An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory. *Inside the subduction factory*, 175-222.
- Stern, R. J., Kohut, E., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M., & Vervoort, J. (2006). Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important ? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(2), 202-221.
- Stowell, H., Parker, K. O., Gatewood, M., Tulloch, A., & Koenig, A. (2014). Temporal links between pluton emplacement, garnet granulite metamorphism, partial melting and extensional collapse in the lower crust of a Cretaceous magmatic arc, Fiordland, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(2), 151-175.
- Sultan, M., Arvidson, R. E., Sturchio, N. C., & Guinness, E. A. (1987). Lithologic mapping in arid regions with Landsat thematic mapper data: Meatiq dome, Egypt. *Geological Society of America Bulletin*, 99(6), 748-762.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Klemperer, S. L., Tatsumi, Y., Kaneda, Y., & Suyehiro, K. (2007). Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc. *Geology*, *35*(3), 203-206.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tatsumi, Y., Kaneda, Y., & Suyehiro, K. (2008). Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 1. Seismic constraint on crust and mantle structure of the Mariana arc–back-arc system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B1).
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tatsumi, Y., Yamashita, M., Sato, T., Kaiho, Y, Miura, No, Takizawa, & Kaneda, Y. (2009). Structural variations of arc crusts and rifted margins in the southern Izu-Ogasawara arc–back arc system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(9).
- Tamura, Y., Gill, J. B., Tollstrup, D., Kawabata, H., Shukuno, H., Chang, Q., Miyazaki ; Takahashi, Hirahara, Kodaira, Ishizuka, Suzuki, Kido, Fiske & Ishizuka, O. (2009). Silicic magmas in the Izu– Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology*, egp017.
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Stern, R. J., Nichols, A. R., Kawabata, H., Hirahara, Y., & Tatsumi, Y. (2014). Mission immiscible: distinct subduction components generate two primary magmas at Pagan volcano, Mariana Arc. *Journal of Petrology*, 55(1), 63-101.
- Tanton, L. T. E., Grove, T. L., & Donnelly-Nolan, J. (2001). Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc. *Geology*, *29*(7), 631-634.
- Tatsumi, Y. (2005). The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. *GSA today*, *15*(7), 4.
- Tatsumi, Y., & Eggins, S. (1995). Subduction zone magmatism (Vol. 1). Wiley.
- Tatsumi, Y., & Hanyu, T. (2003). Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: Toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4*(9).

- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., & Kogiso, T. (2008). Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B2).
- Taylor, R. J. M., Harley, S. L., Hinton, R. W., Elphick, S., Clark, C., & Kelly, N. M. (2015). Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt: a key to understanding high-T crustal processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(3), 231-248.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews* of *Geophysics*, 33(2), 241-265.
- Tetreault, J. L., & Buiter, S. J. H. (2012). Geodynamic models of terrane accretion: Testing the fate of island arcs, oceanic plateaus, and continental fragments in subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117 (B8).
- Tetreault, J. L., & Buiter, S. J. H. (2014). Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments. *Solid Earth*, *5*(2), 1243.
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglington, B.M., Armstrong, R.A., de Beer, C.H., Martini, J.E.J., de Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., (2002). Precambrian evolution of the Sirwa window, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research*, *118*(1), 1-57.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., Liégeois, J.P., (2004). A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, *39*(3), 217-226.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., & Zanetti, A. (2000). Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal–chemical constraints and implications for natural systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(2), 185-201.
- Tischendorf, G., Förster, H. J., Gottesmann, B., & Rieder, M. (2007). True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, *71*(3), 285-320.
- Tomkins, H. S., Powell, R., & Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, *25*(6), 703-713.
- Toummite, A. (2012). Les grannitoïdes du protérozoïque terminal de la vallée de Tifnoute (anti-Atlas Central): Un exemple d'un magmatisme post-collisionnel d'origine juvénile dans un contexte métacratonique: Géochimie-Géochronologie-Isotopes Sr-Nd.
- Toummite, A., Ikenne, M., & Beraaouz, E. H. (2012). Geothermobarometry of Askaoun Pluton in Ouzellarh-Sirwa Promontory (Central Anti-Atlas; Morocco). *Open Journal of Geology*, 2(03), 136.
- Toummite, A., Liégeois, J. P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E. H., & Ikenne, M. (2013). Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineralogy and Petrology*, 107(5), 739-763.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J. M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguier, O., Spagna, P. & Vandycke, S. (2016). The Tachakoucht–Iriri–Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny. *Journal of Geodynamics*, *96*, 81-103.
- Ulmer, P. (2001). Partial melting in the mantle wedge—the role of H 2 O in the genesis of mantlederived 'arc-related'magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1), 215-232.
- Vera, E. E., Mutter, J. C., Buhl, P., Orcutt, J. A., Harding, A. J., Kappus, M. E., Detrick & Brocher, T. M. (1989). The structure of 0-to 0.2-my-old oceanic crust at 9 N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *95*(B10), 15529-15556.
- Vogt, K., & Gerya, T. V. (2014). From oceanic plateaus to allochthonous terranes: numerical modelling. *Gondwana Research*, *25*(2), 494-508.
- Vry, J. K., & Baker, J. A. (2006). LA-MC-ICPMS Pb–Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(7), 1807-1820.

- Walsh, G. J., Aleinikoff, J. N., Benziane, F., Yazidi, A., & Armstrong, T. R. (2002). U–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 117(1), 1-20.
- Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harrison, R.W., Yazidi, A., Burton, W.C., Quick, J.E., Saadane, A., (2012). Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou Azzer—El Graara inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 216, 23-62.
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *151* (4), 413-433.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. EOS, Transactions American Geophysical Union, 37(3), 320-326.
- Whattam, S. A., Malpas, J., Ali, J. R., & Smith, I. E. (2008). New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, 19(1), 1-23.
- Wood, B. J., & Turner, S. P. (2009). Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1), 59-66.
- Woodhead, J. D., Eggins, S. M., & Johnson, R. W. (1998). Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes. *Journal of Petrology*, *39*(9), 1641-1668.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R. E., Soulaimani, A., Hafid, A., & Abbou, M. B. (2013). The 1750Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, 236, 106-123.
- Zack, T., Stockli, D. F., Luvizotto, G. L., Barth, M. G., Belousova, E., Wolfe, M. R., & Hinton, R. W. (2011). In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: 208Pb correction and prospects for geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *162* (3), 515-530.
- Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T. J., Ducea, M., Saleeby, J., & Jones, C. H. (2004). Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California. *Nature*, 431(7004), 41-46.
- Zhu, G., Gerya, T. V., Yuen, D. A., Honda, S., Yoshida, T., & Connolly, J. A. (2009). Three-dimensional dynamics of hydrous thermal-chemical plumes in oceanic subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10* (11).

ANNEXES

Annexe A. Matériel, méthodes et compétences

Cette première annexe regroupe et détaille l'ensemble des méthodes et protocoles analytiques employées au cours de ce travail. Elle reflète l'aspect pluridisciplinaire de ce projet de recherche et résulte de diverses collaborations et intégrations dans plusieurs laboratoires de recherche disposant d'un parc analytique adapté. Cette annexe traduit également les compétences acquises que j'ai pu développer ou approfondir au cours de ce travail.

Cette section est structurée dans l'ordre chronologique dans lequel chaque méthode a été appliquée en établissant pour chacune d'entre elles : (i) leur objectif et leur implication directe dans le cadre de ce travail, (ii) le protocole de préparation, les modes opératoires et l'appareillage utilisés, (iii) un aperçu schématisé du principe physique exploité par l'instrument (iv) ainsi qu'un rappel théorique de la méthode utilisée pour les systèmes isotopiques en particulier.

A.1 Cartographie et télédétection

Objectif de la démarche : fournir une base cartographique servant à la description des objets géologiques étudiés, décrire les relations de terrain, préciser l'emplacement des échantillons, fournir un catalogue consultable de ces données (SIG).

Matériel : équipement de terrain, images satellitaires Landsat 7 ETM+, Geolokit, ArcGIS

Méthodes et démarches

Missions de terrain. Quatre missions de terrain ont été menées pendant la thèse de doctorat ; chacune focalisée sur un complexe représentant un intérêt pour répondre à la problématique scientifique. Au cours de ces missions, nous avons mené une cartographie pétrologique et structurale sur chacun des complexes ainsi qu'un échantillonnage méthodique des différentes lithologies rencontrées. Chaque échantillon a été décrit, annoté et repéré à l'aide d'un module GPS de terrain (Garmin eTreX 30). Il en est de même pour les structures de terrain (*i.e.* foliations métamorphiques et magmatiques, schistosités, linéations, failles, joints, stries, dépôts sédimentaires). L'horloge de l'appareil photo de terrain a également été synchronisée avec l'horloge du module GPS en vue de pouvoir ultérieurement localiser dans l'espace et le temps les photos prises sur le terrain.

Les complexes étudiés ont été parcourus en suivant dans un premier temps les vallées topographiques recoupant perpendiculairement les contacts lithologiques qui façonnent le massif. Dans un second temps, les zones présentant un intérêt particulier du fait de relations de terrain claires ont été revisitées afin de procéder à un échantillonnage plus serré. Dans le cadre de ce projet de recherche et en vue de projets à venir, près de 600 kg d'échantillons ont été ramenés et 2012 points GPS furent enregistrés. Ces données sont consultables dans les annexes électroniques de la thèse et/ou via le fichier KMZ contenant toutes les données de la thèse.

Analyse multispectrale et classification. Dans la démarche de cartographie géologique, nous avons eu recours aux outils de télédétection et à l'analyse d'images multispectrales. Cette dernière se présente comme un outil complémentaire à la cartographie de terrain et a pour objectif d'améliorer le tracé des limites géologiques dans les zones difficilement accessibles sur le terrain. La méthode offre donc un support satellitaire et géologique servant à justifier cartographiquement l'interpolation des contours des massifs situés entre les différentes coupes de terrain ou encore à extrapoler les limites de la zone étudiée (Fig. A1-B).

Les produits satellitaires que nous avons utilisés sont capturés par un senseur multispectral (*i.e. Enhanced Thematic Mapper Plus – ETM*+) embarqué sur le satellite Landsat 7 lancé par la NASA depuis 1999 à ce jour. Celui-ci offre des images de taille 183 km x 170 km pour une résolution spatiale relativement élevée de 30 m par pixel (à l'exception des bandes thermiques IR et de la bande panchromatique qui sont de 60 et 15 m de résolution respectivement) offrant une couverture géographique totale du globe. Ces images multispectrales se composent de 8 bandes ayant une résolution spectrale limitée (0.06 à 0.08 µm pour les bandes du spectre visible et 0.13 à 0.26 µm pour les bandes du spectre infra-rouge ; Fig. A1-A). Celles-ci sont disponibles gratuitement sur les sites de l'USGS (*i.e.* http://glovis.usgs.gov/ ou http://earthexplorer.usgs.gov/). Les images sont choisies dans la région étudiée avec un minimum (ou l'absence) de couverture nuageuse.

Pour traiter les images multispectrales de manière optimale, il est nécessaire de connaître la signature spectrale des lithologies à cartographier (e.g., serpentinite, gabbro, granite, andésite, basalte, métabasalte, hornblendite). Les bases de données des spectres de réflectance pour les roches et les différentes phases minérales sont consultables en ligne via la librairie spectrale de ľUSGS (http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/ds231/datatable.html/). Les spectres ont été collectés puis moyennés pour fournir une base de référence au choix des bandes et rapports de bande spectrale (Fig. A1 A). Les spectres moyennés sont sous-échantillonnés selon la résolution des bandes spectrales du senseur ETM+ (Fig. A1-B).



Figure A1 A. Spectres de réflectance moyennés pour les principales lithologies étudiées sur le terrain et représentation des bandes spectrales du produit ETM+ du satellite Landsat 7 (bandes grisées). B. Sous-

échantillonnage des spectres de réflectance par calcul de la médiane des spectres à la résolution des bandes ETM+.

Afin de contraster de manière optimale les lithologies de terrain, des images composites sont créées à l'aide du logiciel ENVI en appliquant différentes méthodes de traitement :

(i) le rapport de bandes (« *Band rationing* ») consiste à rapporter les valeurs de réflectance d'une image monocanale sur celle d'une autre image monocanale. Cette technique permet d'accentuer le contraste lithologique et d'atténuer les effets d'ombre liés à la topographie du terrain étudié (Sultan *et al.*, 1987 ; Gad & Kusky, 2006 ; Gupta, 2013). Pour l'exemple, un rapport de bande adapté à l'identification d'une roche granitique consistera en une bande de l'IR intermédiaire (bandes 5 ou 7) rapportée sur une bande du visible (bandes 1 ou 2) ; pour une serpentinite le rapport des bandes 3 ou 4 / 7 semble aussi adapté pour les mêmes raisons. Chaque image monocanale de rapport peut ensuite être attribuée à un canal colorimétrique (R, G ou B) pour former une composition colorimétrique la plus contrastée possible d'un point de vue spectral et donc, lithologique. Plusieurs exemples sont proposés dans la littérature et sont particulièrement adaptés à l'étude des terrains magmatiques et métamorphiques ophiolitiques (Fig. A2 ; exemple RGB : 5/3, 5/1, 7/5 ou 7/5, 5/4, 3/1 ; Gad & Kusky, 2006).



Figure A2 Composition colorimétrique des données multispectrales ETM+ Landsat 7 (R, G, B : 5/3, 3/1, 7/5) A. appliquée à la boutonnière de Bou Azzer – El Graara. La méthode permet de contraster efficacement les lithologies d'intérêt : e.g., diorite, métagabbro / métabasalte, hornblendite, serpentinite, granite. B. appliquée au complexe de Tazigzaout soulignant l'extension des limites lithologiques (trait pointillé) observées sur le terrain (Gr : granite intrusif, Gb : métagabbro, Ag : orthogneiss oeillé, Dr : diorite intrusive).

(ii) La classification de pixels a pour objectif d'optimiser les contrastes colorimétriques obtenus via la méthode de '*band rationing*' en incorporant des points de contrôle des lithologies effectués sur le terrain. Les massifs d'une taille importante constitués d'une même lithologie bien identifiée sont repérés sur le terrain à l'aide du module GPS. Plusieurs points de contrôle sont ainsi récoltés sur un même massif. La position géographique de ces points de contrôles est replacée sur les images Landsat composites géoréférencées. La valeur du pixel à chacun des points de contrôle est récoltée et groupée selon la lithologie observée sur le terrain. Une moyenne pondérée est calculée pour chaque série attribuant pour chaque lithologie une gamme de pixels affectés à la lithologie en question. À l'aide d'un script Python développé par nos soins, les valeurs de pixel de la composition multispectrale se voient réattribuées une nouvelle valeur de pixel si celle-ci est contenue dans l'intervalle de la lithologie correspondante. Ce traitement améliore considérablement le contraste et permet d'incorporer les observations de terrain.

Collecte et Système d'Information Géologique (SIG). Les observations de terrain, les données structurales, les photos géoréférencées et les données géochimiques, géochronologiques et pétrographiques ont été géoréférencées et intégrées dans un logiciel de cartographie SIG (ESRI ArcGis 10.2) afin de fournir une base de données consultable pour les prochaines études ou projets de recherche éventuels. Face à la difficulté de partager ces données SIG aisément, nous avons développé en marge de ce projet de recherche, un logiciel gratuit, open-source et multiplateforme appelé Geolokit (Fig. A3). Le but de ce dernier est de permettre d'importer tout type de données géoréférencées (*i.e.* géologie structurale, données ponctuelles diverses, photos de terrain, cartes géoréférencées, coupe géologique, photos orientées de lames minces ou de scans de lithologie, etc.), de choisir une manière de les visualiser (via une interpolation des données ponctuelles, une rotation des symboles, une colorisation ou une mise à l'échelle en fonction d'une valeur numérique d'un champ de données, etc.) pour finalement, créer un fichier KML ('Keyhole Markup Language') visualisable en 2D ou 3D directement sur un globe virtuel tel gue Google Earth. Ces données deviennent donc transportables et aisément partageables avec le reste de la communauté scientifique. Geolokit l'adresse peut être téléchargé à suivante http://geolokit.org/screenshots/. Ce logiciel a par ailleurs, fait l'objet de plusieurs



communications et d'une publication soumise à la revue *'International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation'* consultable dans l'annexe C.

Figure A3 Principales fonctionnalités du logiciel Geolokit (coupe géologique, cartes géoréférencées, structures géologiques 2D et 3D et stéréogrammes respectifs, interpolation par triangulation Delaunay et par *gridding* hexagonal).

A.2. Identification et chimie minérale in situ

A.2.1 Analyses des éléments majeurs in situ

But de la méthode : contraindre la chimie des éléments majeurs des phases minérales d'intérêt en vue de déterminer leur nature chimique, d'identifier les phases porteuses du signal roche totale, de caractériser les échanges chimiques entre phases et par extension, de contraindre les conditions de pression-température lors de leur cristallisation.

Matériel : Microsonde électronique (Cameca SX51-SX100)

Laboratoires : Université de Mons ; Laboratoire Camparis (Paris, Jussieu)

Méthode et protocole

Préparation des échantillons. Les échantillons sélectionnés pour une analyse en microscopie optique sont découpés pour former des 'sucres' de 35 x 25 mm. Ceux-ci sont redressés à l'aide d'une meule diamantée puis rodés au moyen d'une suspension abrasive de carbure de silicium (grit 600) sur une plaque de fonte plane (rôdeuse Brot, France). Les sucres ainsi rodés sont ensuite collés à l'aide d'un mélange époxy pour collage à chaud sur des lames de verre préalablement rodées. Après 1 heure de polymérisation sous une presse de collage, l'excédent de roche est arasé au moyen d'une scie diamantée. La lame mince est ensuite rodée côté roche au moyen d'un abrasif en carbure de silicium à grit 600 (ou 800) selon la dureté de la roche pour la mise à l'épaisseur finale (30 µm). Les lames minces sélectionnées en vue d'analyse à la microsonde électronique sont pré-polies manuellement à l'aide d'un abrasif à base d'alumine (9 μ m). Le polissage s'effectue ensuite en trois phases, sur des draps de polissage imbibés d'une suspension aqueuse de diamants de 6, 3 puis 1 µm (polisseuse automatisée Brot, France). Une fois les lames minces observées et les zones d'intérêts repérées au marqueur permanent, les lames minces polies sont métallisées, c.-àd. qu'elles sont recouvertes d'une fine couche de carbone (~20 µm) par évaporation de graphite sous vide poussé (métalliseuse Edwards). Cette opération permet d'éviter les excès de charge en surface lors des analyses à la microsonde électronique.

Analyses à la microsonde électronique (Electron Probe Micro-Analyzer, EPMA) : principe. La microsonde électronique est un instrument permettant d'analyser de manière in situ et non-destructive les éléments chimiques depuis le Be jusqu'à l'U selon la configuration des spectromètres, le choix des cristaux analyseurs et la disponibilité en standards de calibration. Le principe physique (Castaing, 1951) consiste en :

- (i) La création d'une source énergétique. Un faisceau électronique très énergétique est créé par le canon à électrons situé au sommet de la colonne de l'appareil. Les électrons sont arrachés d'un filament de tungstène (dans le cas de la Cameca SX50 et SX100 utilisées) par chauffage du filament. Ils sont ensuite accélérés par mise sous tension du filament (dans notre cas : 15 kV). Le faisceau est ensuite aligné au sein de la colonne à l'aide de bobines magnétiques, puis focalisé sur la surface de l'échantillon également à l'aide de bobines (appelées lentilles) magnétiques (Fig. A4-C).
- (ii) Interaction électrons/matière. Le faisceau électronique vient bombarder la surface de l'échantillon et interagir au sein de celui-ci dans un volume approximativement hémisphérique de l'ordre de quelques micromètres cube (Fig. A4-D). Il se produit une diversité d'interactions entre les électrons incidents et les atomes constituant le matériau bombardé, qui conduisent à l'émission de plusieurs rayonnements électromagnétiques et localement, la production de chaleur. Parmi les rayonnements classiquement utilisés en micro-analyse électronique, on distingue les photons X caractéristiques, les électrons rétrodiffusés et les électrons secondaires.

Les photons X caractéristiques sont ceux qui nous intéressent particulièrement et servent à déterminer la composition chimique du minéral analysé. Certains électrons incidents parviennent à ioniser les atomes du matériau bombardé ; ce qui les amène à un état excité. Ensuite, les atomes se désexcitent par transfert d'un électron depuis une orbitale supérieure à celle qui a perdu un électron (phase de désexcitation). Ce transfert s'accompagne de l'émission d'un photon X dont l'énergie est caractéristique de l'atome émetteur car il est caractéristique de la différence de niveau énergétique entre les orbitales concernées. Toute une famille de raies caractéristiques (K, L, M, etc.) est alors émise et la mesure d'une raie intense et sans interférence dans cette famille permet d'obtenir une analyse chimique quantitative de l'échantillon.

Les électrons rétrodiffusés (Back-Scattered Electrons ; BSE) sont des électrons issus du faisceau primaire qui ont réagi de manière quasi élastique avec le noyau des atomes de l'échantillon. Ceux-ci sont renvoyés dans une direction proche de celle du faisceau incident, avec une faible perte de leur énergie cinétique primaire. Plus l'échantillon est constitué d'atomes 'lourds' (à nombre atomique Z

élevé), plus ce rayonnement est favorisé, offrant ainsi un moyen rapide de juger qualitativement de la composition chimique du matériau sur une zone balayée par le faisceau (Fig. A4-B).

Les électrons secondaires (Secondary Electrons ; SE) sont des électrons de faibles énergie, émis par une zone très superficielle de la cible sous l'effet du bombardement. Ces électrons secondaires fournissent une information 'topographique', mais sont surtout utilisés dans les dispositifs MEB (Microscope Electronique à Balayage) afin de caractériser les microtextures d'échantillons 'brutes'.

(iii) Détection et quantification de photons X caractéristiques. Dans une microsonde, l'émission des photons X est généralement analysée par un spectromètre à dispersion de longueur d'onde (WDS : Wavelength Dispersion Spectrometer). Le spectromètre WDS est constitué, dans l'ordre de passage du rayonnement, d'un cristal monochromateur, d'un compteur à flux gazeux et d'une chaîne de comptage. Le cristal monochromateur a pour but de filtrer une longueur d'onde précise de rayons X émis par l'échantillon. Ce 'filtre' fonctionne sur base de la loi de Bragg (2d Sin Θ = n λ) et permet ainsi d'isoler les photons X compris dans une gamme très étroite de longueur d'onde correspondant à un pic caractéristique de l'élément que nous souhaitons doser (Fig. A4-C). Les photons X 'filtrés' sont ensuite comptés dans un détecteur à flux gazeux, constitué d'une ampoule à gaz (mélange Ar-CH₄) avec en son centre, un fil conducteur mis sous tension. Les photons X qui pénètrent dans le compteur ionisent les atomes d'argon. Les électrons produits sont accélérés vers le conducteur sous tension et créent de nouvelles ionisations (avalanche électronique). Une impulsion électrique est donc produite sur le conducteur pour chaque photon détecté. Le nombre d'impulsion détermine l'intensité de la raie X d'intérêt.



Figure A4 A. Microsonde électronique (*Electron Probe Micro-Analyzer, EPMA*) Cameca SX50 de l'Université de Mons. B. Images BSE d'un assemblage de minéraux accessoires de Fe-Ti (haut), d'un cristal SRM de rutile comportant des baguettes d'ilménite (bas). C. Coupe schématique d'une microsonde électronique SX100 présentant les principaux (image redessinée et tirée du site Camparis de microanalyse de l'Université de Paris Jussieu ; http://camparis.ecceterra.fr/) D. Simulations de Monte Carlo des trajectoires électroniques pour un matériau chimiquement analogue à une amphibole calcique, pour une tension d'accélération de 15 KeV et une taille de spot de 1µm (trajectoires simulées à l'aide du logiciel CaSiNO ; Demers *et al.*, 2011). Les trajectoires des électrons rétrodiffusés sont marquées en rouge et celles des électrons qui pénètrent le matériau sont marquées en jaune à bleu traduisant leur perte progressive d'énergie suite aux interactions avec les atomes.

Appareillage et protocole utilisés. La plupart des analyses microsonde ont été effectuées sur la Cameca SX50 de l'Université de Mons (Fig. A4-A ; un set d'échantillon a également été analysé sur la microsonde Cameca SX100 de l'UPMC de Jussieu, Paris). La SX50 est dotée de quatre spectromètres à dispersion de longueur d'onde (*WDS' – Wavelength Dispersion Spectrometer'*) et est automatisée par le système SAMx. Le panel élémentaire

analysable est large ; les spectromètres WDS de la microsonde étant équipés de plusieurs cristaux monochromateurs classiques pour l'analyse des phases silicatées (LIF : de Mn à Ga ; PET : de S à Cr ; TAP : de Na à P et PC0 : pour les éléments légers). Le temps d'une analyse complète, selon un protocole comportant les éléments suivants : Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Cr, Mn, est approximativement de 120 secondes. La tension d'accélération du faisceau électronique choisie est de 15 keV et le courant est de 20 nA. Les temps d'acquisition du signal sont de l'ordre de 10 à 30 secondes par élément (selon la teneur attendue dans l'ensemble des phases silicatées analysées) et la moitié de ce temps pour le bruit de fond. La taille du spot d'analyse est de l'ordre du micromètre. Celui-ci est occasionnellement défocalisé (à 5 ou 10 µm) pour obtenir l'analyse moyenne d'un assemblage minéral se présentant sous forme de fines intercroissances ou comportant des exsolutions, ou encore afin de limiter les effets de migrations dans les plagioclases sodigues. Le seuil de détection de la Cameca SX50 est de l'ordre de la centaine de ppm (~0.1 wt%) et montre une excellente reproductibilité au vu des tests sur matériaux de référence comportant des matrices identiques aux phases d'intérêt (amphibole, grenat, pyroxène, biotite, muscovite, plagioclase, etc.) effectués en 'inconnus-connus' avant chaque séance d'analyse.

A.2.2 Analyses des éléments en trace in situ

But de la méthode : thermobarométrie empirique, identification des phases minérales porteuses du signal géochimique observé sur roche totale

Matériel : LA-ICP-MS, logiciels Glitter® (ou logiciel SILLS)

Laboratoires : Université de Montpellier II, LPG Nantes

Dans le cadre de ce travail, la composition chimique en éléments en trace de plusieurs phases minérales fut déterminée afin de contraindre les conditions de température de cristallisation (exemple de la teneur en Zr dans le rutile, en Ti dans le zircon) et d'identifier les phases porteuses du signal géochimique sur roche totale (exemple des amphiboles, des grenats ; *cf.* le chapitre 4 et le dosage des éléments en trace pour les zircons et rutiles du complexe de Bougmane).

Méthode et protocole

Préparation de l'échantillon. La préparation de l'échantillon est identique à celle mise en place pour l'analyse des éléments majeurs *in situ* des phases minérales, à l'exception de l'épaisseur de la lame de roche qui doit atteindre un minimum de 120 µm. Les phases

minérales à analyser sont marquées à l'aide d'un feutre permanent. Des images de ces zones marquées sont prises au microscope optique en lumière réfléchie afin de permettre un repérage précis des zones d'intérêt lorsque l'échantillon est en cellule d'ablation.

Analyses LA- ICP-MS : principe. Les analyses élémentaires in situ en éléments en trace ont été réalisées à l'aide d'un ICP-MS ('Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer') couplé en amont à un dispositif d'ablation laser ('Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation ; Laser ablation') au Laboratoire ICP-MS de l'Université de Montpellier II. Le principe physique de la méthode peut se résumer comme suit : un faisceau photonique très énergétique de type laser est dirigé et focalisé au moyen d'un jeu de lentilles sur la surface de l'échantillon. Celui-ci est contenu dans une cellule étanche à atmosphère d'argon ou d'hélium. Le laser focalisé pénètre dans la cellule par l'intermédiaire d'un hublot transparent à la longueur d'onde du laser incident. L'interaction entre les photons incidents et l'échantillon est particulièrement brutale et se traduit par une vaporisation de la matière dans la région focale (processus de photo-ablation). Une station de contrôle est disposée à proximité de la cellule d'ablation et permet de contrôler celle-ci (déplacement XYZ de l'échantillon, fréquence d'ablation, énergie du faisceau, taille du spot, etc.) et sert également à la visualisation de la zone d'intérêt. L'aérosol généré par l'ablation est ensuite transféré depuis la cellule d'ablation vers l'ICP-MS via un flux gazeux transporteur (Ar). Les particules contenues dans l'aérosol y sont ionisées par le plasma d'argon de la torche ICP. Une partie du plasma contenant les ions est échantillonnée par un système de vide différentiel au niveau des cônes de l'ICP ('samplers and skimmer'). Les ions récupérés sont ensuite focalisés, accélérés et séparés dans l'analyseur selon le rapport masse/charge (m/z) désiré. Ceux-ci, en fin de course, sont transmis à un détecteur s'assurant de la conversion du faisceau ionique en nombre d'impulsions électriques exprimées en coups par seconde (cps).

Appareillage et protocole utilisé. Les analyses élémentaires *in situ* des traces ont été réalisées au moyen du LA-SF-ICP-MS du Laboratoire ICP-MS de l'Université de Montpellier II. Celui-ci est muni d'un spectromètre de masse à haute résolution à source plasma (ThermoFinnigan Element XR) couplé à un système d'ablation laser (Plateforme GeoLas Q+ dotée d'un laser Excimer Lambda Physiks CompEx 102) opérant dans l'ultraviolet profond (193 nm).

Une séance d'analyse se déroule comme suit : (i) On réalise tout d'abord deux analyses consécutives du standard de calibration NIST610, (ii) ensuite, une analyse en 'inconnuconnu' d'un matériel standard de référence reconnu (SRM) comportant une matrice proche de celle des échantillons (soit des teneurs en éléments d'intérêts du même ordre de grandeur que celles attendues pour l'échantillon : verres BIR, etc. et/ou un SRM d'une phase minérale particulière de même matrice cristallographique : rutile R10b et zircon 91500B) et permettant de valider la bonne reproductibilité de la méthode ainsi que la qualité de l'analyse, (iii) 5 analyses de la phase minérale inconnue et (iv) ainsi de suite jusqu'à la fin de la séance.

Chaque mesure s'opère de manière identique pour les SRM ainsi que pour les échantillons et dure un total de 3 minutes. La zone ciblée est d'abord 'nettoyée' par 10 impulsions laser à une taille de *spot* deux fois supérieure (51 µm) à celle utilisée pour l'analyse *s.s.* (26 µm ; taux d'ablation ~ 0.1 µm/impulsion laser). Chacune d'elles débute par 2 minutes de mesure de l'ICP-MS sans ablation ('*laser off' ; i.e.* blanc machine) et se poursuit par 1 minute d'acquisition du signal conjointement à l'ablation de la phase d'intérêt ('*laser on' ; i.e.* blanc machine + signal de l'échantillon). La fréquence d'impulsion du laser est fixée à 6 Hz. Chaque analyse est entrecoupée de 30 secondes de 'repos' pour diminuer les éventuels effets de mémoire chimique.

Une fois la session d'analyse achevée, les signaux bruts sont récupérés et traités à l'aide du logiciel Glitter® (Gemoc Laser ICPMS Total Trace Element Reduction software package ; Griffin et al., 2008) qui permet de visualiser et d'évaluer la qualité du signal en coups par seconde (cps) en fonction du temps d'analyse. Chacun des spectres est traité individuellement en sélectionnant manuellement les plages de temps à intégrer pour le signal du bruit de fond 'machine' (en évitant les effets de mémoires éventuels en début de spectre) ainsi que pour le signal correspondant à l'analyse de la phase minérale. Le but de cette démarche est de sélectionner une fenêtre de signal qui soit la plus large possible, mais aussi la plus stable au cours du temps pour l'ensemble des éléments considérés. Les plages de signal intégrées pour les blancs de gaz (ou 'blancs machine') ainsi que les phases minérales inconnues sont respectivement moyennées pour fournir une valeur (en cps) propre pour chaque élément considéré et pour chaque analyse. Par ailleurs, les valeurs des 'blancs machine' sont soustraites des standards et des échantillons afin de s'affranchir du bruit de fond. Différents éléments sont utilisés comme standards internes selon les phases minérales investiguées afin de s'abstraire des effets de matrice (i.e. différences en termes de propriétés physiques et caractéristiques d'ablation) entre l'échantillon et le matériel de référence utilisé. Concernant le zircon et le rutile, on utilise les teneurs en SiO₂ et TiO₂ respectivement comme standard interne pour des valeurs contraintes stœchiométriquement (31.5 wt% SiO₂ pour le zircon; 99.9 wt% TiO₂ pour le rutile). Pour les amphiboles et les grenats, ce sont les teneurs en SiO₂ et en CaO qui sont utilisées comme standards internes pour des valeurs déterminées ponctuellement et préalablement à la microsonde électronique.
A.2.3 Identification des polymorphes minéraux

But de la méthode : identifier un polymorphe particulier d'une phase minérale (exemple des serpentines dans le cas présent) et par extension, contraindre les conditions de pression-température (P-T) limites de cristallisation de l'assemblage minéral en présence et/ou d'argumenter le sens du chemin pression-température ayant affecté la roche (prograde *vs* rétrograde *vs* multiple).

Matériel : Spectrométrie Raman *Laboratoire* : LPG Nantes

Méthode et protocole

Préparation de l'échantillon. Les échantillons ayant été analysés par spectrométrie Raman se composent essentiellement de lames minces de serpentinites en vue de distinguer les polymorphes de serpentines (*i.e.* chrysotile, antigorite et lizardite). Les lames minces sont polies au préalable et les zones d'intérêt sont repérées et marquées au feutre permanent.

Analyse par spectroscopie Raman : principe physique. L'analyse au spectromètre Raman est une technique robuste, rapide, s'opérant de manière in situ et non-destructive. Comme pour de nombreuses méthodes en spectroscopie, la phase à analyser est tout d'abord soumise à une stimulation énergétique. La phase d'excitation de l'échantillon s'opère à l'aide d'une puissante source lumineuse monochromatique de type laser portant les molécules de l'échantillon irradié à un état d'excitation énergétique élevé et de courte durée de vie, nommé 'état virtuel'. La phase de désexcitation (*i.e.* retour des molécules à leur état énergétique fondamental) se traduit par la réémission d'une radiation qui est collectée et analysée par un spectromètre optique. Au sein de cette radiation, on distingue deux types de signaux : (i) le signal de diffusion Rayleigh (interaction élastique avec le matériau irradié : la fréquence de désexcitation est identique à celle de l'excitation) et (ii) le signal des radiations de Stokes (interaction inélastique avec le matériau irradié : la fréquence de désexcitation est supérieure : 'anti-Stokes' ; ou inférieure : 'Stokes' à celle de l'excitation ; Fig. A5-A). Ce signal, environ un million de fois plus faible que celui de Rayleigh, définit des variations d'énergie par rapport au faisceau incident qui peuvent nous renseigner sur les niveaux énergétiques caractéristiques de rotation et de vibration de la molécule analysée.

Appareillage et protocole utilisés. Le dispositif Raman utilisé est un spectromètre Raman dispersif Labram 300 (Horiba Jobin-Yvon) du LPGN (Nantes). Le laser excitateur est un laser vert à argon (514 nm Innova I-305C) doté d'une puissance de faisceau en sortie de 50 mW. Il est couplé à un microscope afin d'optimiser l'observation des zones d'intérêt et l'analyse

in situ. L'identification qualitative des phases minérales (et plus particulièrement la distinction de polymorphes minéraux) se fait principalement en comparaison avec des spectres de référence (Fig. A5-B). Dans le cadre de ce travail, les spectres de serpentines ont été comparés à ceux de la base de données RRUF (Lafuente *et al.*, 2015), à l'aide du logiciel CrystalSleuth (Laetsch & Downs, 2006 ; Fig. A5-B).



Figure A5 Schéma Α. représentant l'interaction entre la longueur d'onde propre au faisceau excitateur (laser) et la molécule irradiée dans le processus Raman. Deux types de diffusion sont émis lors de la phase de désexcitation (élastique : type Rayleigh vs inélastique : type Stokes) ; ©lfremer. B. Comparaison d'un spectre d'une analyse Raman d'une antigorite (serpentine) avec spectre de référence son issu de la base de données RRUF (Lafuente et al., 2015), à l'aide du logiciel CrystalSleuth (Laetsch & Downs, 2006).

A.3. Géochimie multi-élémentaires sur roche totale

But de la méthode : déterminer la chimie sur roche totale des échantillons étudiés, utiliser leur signature chimique pour identifier leur appartenance à une unité géologique afin de contraindre leur contexte de mise en place, établir des budgets chimiques pour conforter les interprétations de terrain (protolithe *vs* produits de fusion, etc.) et enfin caractériser le système chimique utilisé pour la construction de diagramme de phases multi-équilibres (pseudosection).

Matériel et instruments : ICP-MS, XRF, LA-ICP-MS, labo roche, salle blanche *Laboratoire* : Université de Montpellier II, (SARM, Université de Stellenbosch)

A.3.1 Préparation des échantillons pour analyse géochimique sur roche totale.

Chaque échantillon sélectionné en vue des analyses géochimiques élémentaires (majeurs et traces) et isotopiques a été découpé à la scie diamantée aux ateliers de roche de l'UMONS et du LPG de Nantes. Entre 1 et 2 kg de roche ont été traités selon la taille des grains afin d'assurer une bonne représentativité de la chimie de la roche totale. Les sucres ainsi découpés sont nettoyés, séchés et ensuite concassés sous une presse hydraulique (lames en carbure de tungstène) ou un concasseur à mâchoires en acier renforcé (Fe doux). Cette étape de concassage est répétée jusqu'à obtenir une poudre de granulométrie grossière (1 à 2 mm). L'ensemble de la poudre est plongé dans une jarre en agate accompagné d'un lot de bille d'agate pour l'étape du micro-broyage. L'ensemble jarre-poudre-billes est agité selon un mouvement de rotation 'planétaire' pendant ~60 minutes jusqu'à l'obtention d'une poudre extra-fine (< 50 µm) et bien homogène. Un nettoyage rigoureux de chaque éléments des étapes de concassage et de micro-broyage a été minutieusement observé afin d'éviter toute contamination machine-échantillons et inter-échantillon.

A.3.2 Chimie des éléments majeurs sur roche totale.

Les compositions géochimiques en éléments majeurs ont été analysées dans plusieurs laboratoires : au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM, Nancy, France – ICP-OES), soit au Laboratoire ALS Minerals Séville (France), soit au laboratoire ICP-MS de l'Université de Stellenbosch (Afrique du Sud - XRF). Des doublons d'échantillons ainsi que des poudres de matériaux de références standards ont systématiquement été inclus dans chaque lot d'analyse afin de vérifier la reproductibilité ainsi que la validité des analyses géochimiques de chacun des laboratoires.

A.3.3 Chimie des éléments en trace.

Les échantillons les plus pauvres en éléments en traces, tels que ceux de composition mafiques et ultramafiques (cf. tables en annexe B.) ont été préparés et analysés au Laboratoire ICP-MS de l'Université Montpellier II en usant d'un ICP-MS à filtre quadripolaire Agilent 7700x. Les poudres de roches sont disposées dans un récipient en téflon (type Savillex®) et pesées à l'aide d'une balance de précision. Deux attaques à l'acide fluorhydrique (HF) et perchlorique (HCIO₄) sont réalisées. La première attaque consiste en l'ajout de 3 ml d'HF et 1 ml HClO4 à l'échantillon et en la chauffe des Savillex® fermés fermement sur une plaque chauffante à 120°C pendant 48h. Ceux-ci ont ensuite été ouverts et mis à évaporer sur la plaque chauffante à 120°C mais non pas 'à sec' mais plutôt jusqu'à l'obtention d'une perle à l'aspect 'pâteux' au fond du récipient. Pour la deuxième attaque, les résidus partiellement évaporés sont repris dans 1 ml d'HF et 1 ml HClO₄. Ceux-ci sont disposés sur la même plaque chauffante à 120°C pendant 24h puis évaporés identiquement à la première attaque à une température de la plaque de 120°C. Les résidus sont ensuite repris successivement avec 0.5 ml de HCIO₄ puis immédiatement évaporés à 130°C, puis 0.25 ml de HClO₄ évaporé à 150°C et finalement 0.1 ml de HClO₄ évaporé à 170°C et menée à sec. Cette série d'évaporations de plus en plus poussée vise à éliminer au maximum l'HF de l'échantillon. Deux 'blancs de chimie' sont également préparés suivant le même protocole afin de tester la contamination des étapes de dissolution-dilution.

Juste avant le passage des échantillons à l'ICP-MS, les résidus secs évaporés sont dissous dans 1.5 ml d'acide nitrique (HNO₃ suprapur à 65%) et 2.5 ml d'eau ultra pure (H₂O milliQ) puis placés ~ 15 minutes sur la plaque chauffante à 90°C jusqu'à l'obtention d'une solution limpide. Cette solution est transférée dans un tube en polycarbonate et diluée

jusqu'à 20 ml. La solution introduite dans l'ICP-MS résulte d'une dilution finale de 1000 à 8000, selon la nature des roches (*i.e.* serpentinites - SRM UBN : ~2000x ; basaltes-gabbrodiorite-granite : ~4000x ; SRM BE-N : 8000x), à laquelle ont été ajoutés les deux standards internes Indium et Bismuth (à 10ppb dans la solution finale) et l'acide nitrique (0.25ml pour 10ml de solution). Les matériaux de référence BE-N et UBN sont utilisés comme standards et analysés comme 'inconnus-connus' afin de valider la qualité de la séance d'analyse en comparant les valeurs mesurées aux valeurs recommandées par la base de données Georem (Jochum et al., 2005). Les limites de détection ('Limit of detection' : LOD) de l'ICP-MS de Montpellier sont calculées selon la formule : LOD = 3σ (*i.e.* σ étant l'écart-type mesuré sur 10 passages de 'blanc machine'). Une procédure typique se compose d'un passage (i) d'un 'blanc machine' qui dose la contamination apportée par l'ICP-MS, (ii) de 2 'blancs de chimie' qui permet de tester et doser la contamination liée à la procédure de dissolutiondilution des échantillons, (iii) de 10 à 16 échantillons aliquotés, (iv) de 2 standards de référence reconnus (BE-N, UBN), (v) de 5 solutions d'étalonnage. La dérive de l'ICP-MS est corrigée en dosant les standards internes (10 ppb d'In et Bi) introduits dans chaque solution échantillon. Les données brutes sont calibrées (conversion des cps en teneur) à l'aide des solutions d'étalonnage.

Pour l'analyse géochimique des éléments en traces sur roche totale, les roches les plus riches (*cf.* Tables en annexe B) ont été envoyées au Laboratoire SARM (Nancy, France) utilisant un instrument Quadrupole ICP-MS selon la méthode et le mode opératoire décrits par Carignan *et al.*, (2001). Un autre lot d'échantillon a été envoyé au laboratoire ICP-MS de l'Université de Stellenbosch (Afrique du Sud – instrument : LA-ICP-MS sur perle XRF ; système d'ablation laser Resonetics Resolution M-50-LR Excimer couplé à un ICP-MS Agilent 7700). Similairement à l'analyse des éléments majeurs, des doublons d'échantillons ainsi que des poudres de matériaux de référence standards ont été ajoutés dans chaque lot d'analyse envoyés. La reproductibilité des analyses et l'exactitude des résultats ont pu être validées.

A.4. Analyse géochronologique in situ (U-Pb)

But de la méthode : Mesurer les teneurs isotopiques du système U-Pb pour en calculer l'âge d'initiation du géochronomètre pour une phase minérale donnée (~ âge de cristallisation de la phase dans certains cas) et par conséquent, contraindre dans le temps les différents événements magmatiques et/ou métamorphiques majeurs ayant affecté la roche et le massif étudié.

Matériels & *instruments* : LA-SF-ICP-MS, microscope à cathodoluminescence optique, liqueur dense, Frantz Isodynamic, logiciel de traitement du signal Glitter®

Laboratoires : Université de Mons (cathodoluminescence, broyage, séparation magnétique), Service Géologique de Belgique (séparations liqueurs denses), Université de Montpellier II (LA-SF-ICP-MS)

A.4.1 Rappel : principe du géochronomètre U-Pb.

Le système isotopique U-Pb constitue l'un des couples radiométriques les plus utilisés en géologie et plus particulièrement en géochronologie. La méthode est basée sur la désintégration naturelle au cours du temps des isotopes pères ²³⁸U et ²³⁵U en deux isotopes fils ²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb respectivement selon des constantes de désintégrations connues (²³⁸ λ = $1.55125 \ 10^{-10} \ an^{-1} \ et \ ^{235}\lambda = 9.8485 \ 10^{-10} \ an^{-1}$). Lorsqu'une roche cristallise (via un processus magmatique) ou recristallise (via un épisode métamorphique), certaines phases minérales telles que le zircon, le rutile ou l'allanite, peuvent intégrer dans leur réseau cristallin une quantité significative d'éléments radioactifs pères (dans le cas présent, U). Une fois le système cristallisé et refroidi sous la température de fermeture du minéral d'intérêt, le géochronomètre peut démarrer en enrichissant la phase minérale en Pb radiogénique, c'està-dire issu de la désintégration de l'U parent. Trois rapports isotopiques distincts peuvent donc être mesurés (²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb). Ceux-ci permettent de calculer trois âges isotopiques qui, si le système U-Pb de la phase contenante est resté clos, doivent converger vers un âge unique (âges concordants définissant la concordia; Wetherill, 1956). L'effet de la température de fermeture du minéral analysé est particulièrement important. En effet, il existe pour chaque phase minérale une température seuil au-dessus de laquelle la

diffusion volumique du Pb a lieu ; ceci pouvant mener à une ouverture partielle du système et une perturbation du géochronomètre, qui peut aller jusqu'à sa 'remise à zéro'.

La signification de l'âge U-Pb calculé, indépendamment de la phase minérale qui le porte, doit être vue comme un âge de refroidissement. Dans le cas des zircons par exemple, la température de fermeture du Pb est très élevée, supérieure à 900-1000°C (Cherniak & Watson, 2001). Cela signifie que les âges mesurés représentent généralement soit un âge magmatique classique (permettant de dater l'âge de la roche), soit un âge métamorphique de haute température (permettant de dater l'âge de l'épisode métamorphique de fusion partielle, en faciès granulitique ; *cf.* discussion des roches andésitiques migmatitiques du complexe de Tachakoucht-Tourtit ; *cf.* le chapitre 3). Dans le cas des rutiles, cette température de fermeture est plus faible de l'ordre de 600-650 °C (Cherniak, 2000; Vry & Baker, 2006). Cela les rend plus sensibles aux événements thermiques ultérieurs. La signification des âges obtenus pour les rutiles peut donc s'avérer complexe. Ils doivent être confrontés aux relations de terrain ainsi qu'aux observations pétrographiques et microtexturales afin d'étayer leur interprétation (*cf.* la discussion au sujet des roches mafiques de HP-HT du complexe de Bougmane du chapitre 4).

A.4.2 Préparation de l'échantillon.

Les roches sélectionnées ont été concassées puis broyées grossièrement à l'aide d'un concasseur à mâchoires en carbure de tungstène. L'échantillon est récupéré puis tamisé avec un set de tamis textiles à usage unique avec des mailles successives de 250 µm, puis 150 µm et 50 µm. La fraction la plus grossière (>250 µm) est concassée à nouveau jusqu'à ce que le refus de tamis soit minimal. Les fractions intermédiaires (50-150 µm et 150-250 µm) sont ensuite plongées dans un bain d'eau afin d'en extraire physiquement les particules fines restées en suspension.

Séparation par liqueur dense. Les poudres sont ensuite séparées au moyen de liqueurs denses. La liqueur utilisée est du bromoforme. Sa densité est de 2.85 g/cm³ et a été testée à l'aide d'un densimètre avant chaque manipulation. Le bromoforme est particulièrement efficace pour la séparation des phases felsiques généralement peu denses (*e.g.*, densité du feldspath : 2.8-2.6, quartz : 2.7), de celles d'intérêt en géochronologie (*e.g.*, densité du zircon : 4.5, rutile : 4.2, apatite : 3.2). Les phases ferromagnésiennes ne sont en revanche, pas séparées par le bromoforme (e.g., amphiboles : 2.9-3.4, pyroxène : 3.3, grenat : 3.5-4.5), mais le seront via la séparation magnétique.

Sous une hotte aérée, la poudre est disposée dans un tube plastique à fond conique (~2 g de poudre par tube dans autant de tubes que nécessaires). 9 ml de bromoforme y sont ajoutés. Le tube est refermé et agité énergiquement. Cette opération est répétée pour un set de 36 tubes qui sont ensuite placés dans une centrifugeuse. Les tubes y sont agités pendant 2 minutes à 600 tours/minutes pour accélérer le processus de séparation par densité. Chaque tube est ensuite extrait de la centrifugeuse et agité manuellement pour pallier à la formation d'agrégats de minéraux agglomérés. Le passage à la centrifugeuse est ensuite réitéré (2 minutes à 600 tours/minute). Les phases denses (d >2.85) et moins denses (d <2.85) sont efficacement séparées dans chacun des tubes. Afin d'en extraire la fraction dense, le fond de chaque tube est plongé dans un bain d'éthanol dénaturé, refroidi autour de 0-1° par l'ajout au préalable de carboglace (Fig. A6-A). Le bromoforme du fond du tube est alors gelé et emprisonne la fraction dense (Fig. A6-B). Le bromoforme non gelé ainsi que la fraction 'légère' sont versés sur un filtre en forme d'entonnoir isolant la fraction légère du bromoforme récupéré dans un erlenmeyer. Le tube est ensuite posé en attendant que le bromoforme de la partie basse du tube dégèle pour finalement récupérer la fraction minérale dense via un filtre identique à celui utilisé pour la fraction légère (Fig. A6-B-C).



Figure A6 Illustration de certaines étapes de la séparation par liqueur dense. A. Granules de carboglaces plongées dans le bain d'éthanol dénaturé afin de refroidir la solution. B. Schéma retraçant les étapes nécessaires à la séparation par liqueur dense. C. Dispositif de récupération des fractions légères et denses et du bromoforme propre.

Séparation magnétique. La fraction de poudre dense susceptible de contenir les phases d'intérêt (zircon, apatite, rutile, etc.) est ensuite classée sur base des propriétés magnétiques des grains qu'elle contient. La poudre est étalée sur une feuille de papier et un aimant parcourt celle-ci afin d'en extraire les phases ferromagnétiques (magnétite) pouvant obstruer dans le séparateur magnétique. Le reste de la poudre est ensuite déversée dans l'entonnoir du séparateur magnétique Frantz Isodynamic. Ce dernier peut être configuré afin d'optimiser la séparation en modifiant la pente d'écoulement des grains, la contre-pente du rail ainsi que l'ampérage de l'électro-aimant. Des tables de calibration du Frantz Isodynamic sont utilisées comme référence pour la séparation magnétique de chaque phase minérale (Rosenblum & Brownfield, 2000) permettant ainsi d'optimiser la séparation en variant successivement la pente, la contre-pente et l'ampérage de l'appareil (Fig. A7-A-B).



Figure A7. A. Séparateur magnétique (Frantz Isodynamic) en cours d'utilisation (pente 20°, contre-pente 10°) B. Dispositif de récupération des fractions magnétiques et non-magnétiques (gravitaires) en bout de rampe. C. Dispositif de montage du plot contenant les phases minérales d'intérêt (Cu : contenant cuivré du mélangé epoxy ; AI : papier aluminium recouvert d'un fin film de papier autocollant double-face à la surface duquel sont piégés les minéraux séparés).

Hand-picking et montage sur plots. La fraction de poudre susceptible de contenir les zircons est finalement disposée dans une boîte de Pétri. Les zircons sont repérés individuellement à la loupe binoculaire et séparés des autres grains. Ils sont ensuite

transférés à l'aide d'un pinceau, puis déposés et collés sur un papier autocollant doubleface, lui-même disposé sur un papier aluminium étendu sur une lame de verre mise à niveau. On dispose ensuite verticalement un cylindre en cuivre de ½ pouce recouvert de graisse de silicone dans sa surface intérieure sur la même lame mince, encerclant les zircons pré-collés (Fig. A7-C). L'ensemble est posé sur une plaque chauffante à 80°C pendant 30 minutes. On coule ensuite une fine couche d'Epoxy (mélange homogène de type EPOFIX 7.5 ml + 1.5 ml de durcisseur) dans le cylindre de cuivre et on replace l'assemblage sur la plaque chauffante pendant 5 minutes pour évacuer les bulles d'air dissoutes dans le mélange Epoxy. Le reste du mélange Epoxy est ensuite versé franchement dans le cylindre. L'assemblage est finalement disposé sur la plaque chauffante pendant 1h30 à 80°C en attendant que le mélange Epoxy durcisse. Une fois durci, le plot est démoulé et la surface contenant les zircons est rodée manuellement sur une plaque de verre mise à niveau au moyen d'abrasif 18 µm (carbure de silicium + eau) puis 9 µm (alumine + eau). Cette opération délicate permet de réaliser une section des phases minérales montées sur le plot. La surface est finalement polie manuellement sur draps avec les mêmes suspensions de polissage que pour les lames minces (suspensions diamantées à 6, 3 et 1 µm).

A.4.3 Imagerie par cathodoluminescence (CL) optique

Principe de la CL optique. La cathodoluminescence (CL) un processus de luminescence parmi d'autres comme la photo-, chemo-, bio- ou la tribo-luminescence. Il est enclenché lors de l'irradiation d'un matériau solide isolant ou semi-conducteur par un faisceau électronique énergétique (Fig. A8-B). De manière similaire au principe physique de la microsonde électronique (la CL pouvant d'ailleurs être observé avec la microsonde électrons du matériau analysé. Ces derniers passent alors d'un niveau énergétique de la bande de valence vers un autre de la bande de conduction. La désexcitation spontanée vers la bande de valence qui s'ensuit peut s'effectuer via différentes étapes intermédiaires qui dépendent des défauts cristallins présents dans le solide (défauts microstructuraux et impuretés chimiques). À chaque étape de désexcitation, un photon dont la longueur d'onde correspond à la différence d'énergie entre les niveaux initial et final, est émis. Le spectre résultant allant de l'ultra-violet au proche-infrarouge, est caractéristique du minéral et de ses défauts acquis lors de sa formation mais aussi lors de son histoire postérieure. L'intensité de la CL est particulièrement faible. Pour la détecter, il est indispensable de se munir d'une caméra à haute sensibilité.

La luminescence peut être de nature intrinsèque et /ou de nature extrinsèque. La luminescence intrinsèque dépend du réseau cristallin du minéral bombardé mais reste peu discriminante (souvent située dans le bleu). Elle résulte de la présence de sites vacants ou d'imperfections structurales diverses acquises ou induites (*i.e.* 'radiation damages', Fig. A9-B). La luminescence extrinsèque résulte, quant à elle, de la présence d'impuretés dans la structure cristalline et constitue la source principale de CL des matériaux naturels. Ces impuretés consistent en des éléments chimiques en trace qui agissent comme activateurs de la CL (*i.e.* terres rares : Sm, Nd ; actinides ; éléments de transitions : Mn²⁺, Cr³⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺). D'autres éléments au contraire, agissent comme des inhibiteurs de la CL (d'autres



éléments de transition : Fe²⁺, Co²⁺, Ni²⁺). différence de comportement Cette provient de la structure électronique des impuretés, favorisant tantôt l'émission photons visibles, tantôt de leur absorption. Le signal CL permet d'identifier rapidement certaines phases minérales (Fig. A9-B), leurs zonations de croissance (Fig. A9-A), des gradients de composition en éléments en trace, etc.

Figure A8. A. Unité de cathodoluminescence optique à cathode froide CITL Mk5 (Cambridge Image Technology Ltd.) B. Schéma représentant l'interaction entre une source électronique énergétique et l'échantillon et la diversité des rayonnements émis par l'échantillon irradié (schéma tiré de Yacobi and Holt 1990 ; Gotze &

Kempe, 2009).

Appareillage et protocole utilisés. Les observations de CL ont été menées à l'UMONS au moyen d'un appareillage de cathodoluminescence à cathode froide CITL 8200 Mk5 monté et couplé à un microscope optique Universal-R Zeiss (Fig. A8-A). Une chambre est disposée sous l'objectif du microscope sous laquelle sont placés les échantillons (plots ou lames minces). On y réalise un vide primaire permettant l'établissement du faisceau électronique qui bombarde l'échantillon produisant ainsi la cathodoluminescence. Le signal CL généré passe au travers d'une fenêtre de verre au plomb (pour bloquer les rayons X émis) située en-dessous de l'objectif d'observation transmettant l'image CL à la caméra à haute sensibilité (*Lumenera, High Sensitivity Infinity 3*). Le voltage du faisceau incident s'élève au maximum à 30 kV et le courant à 1 mA. Pour l'observation des textures des zircons, une tension d'accélération de 15 kV et un courant de 500 µA ont été utilisés. La profondeur d'excitation au sein du cristal dépend de l'énergie du faisceau électronique, mais est typiquement limitée de 2 à 8 µm.



Figure A9 A. Images prises en cathodoluminescence de zircons extraits du complexe des gneiss de Tachakoucht (*cf.* le chapitre 3) illustrant : le zoning typique des zircons ayant crû dans des conditions magmatiques, la présence de surcroissances dues à un épisode secondaires de hautes températures et les phénomènes de sectorisation en forme de sablier B. Image en cathodoluminescence des textures mylonitiques des gneiss de Tachakoucht montrant un niveau riche en allanites (épidotes riches en terres rares légères) et son halo d'irradiation dans le quartz avoisinant.

Dans le cadre de ce travail, les zircons extraits en vue des analyses géochronologiques *in situ* par LA-SF-ICP-MS sont imagés en cathodoluminescence optique en vue de bien contraindre la morphologie des zircons et de décrire les textures intra-cristallines (zonations, secteurs, etc.). Il est primordial d'effectuer cette étape avant l'analyse LA-SF-ICP-MS en particulier pour des roches anciennes et de haut grade métamorphique. En effet, il est fréquent qu'un cristal de zircon extrait de ces contextes ait une histoire magmatique et métamorphique polyphasée, ayant enregistré plusieurs âges radiométriques successifs. Comme le montre la Fig. A9-A, certains zircons extraits des gneiss leucocrates de la formation de Tachakoucht (*cf.* le chapitre 3) montrent un cœur hérité pauvre en zonations oscillatoires et dont les bordures sont irrégulières partiellement résorbées ou fracturées. Ces zircons montrent également des surcroissances indiquant que ceux-ci ont crû au cours d'un épisode tectonique postérieur de haut grade métamorphique.

A.4.4 Analyses isotopique U-Pb in situ

L'utilisation des techniques LA-ICP-MS en géochimie *in situ* est relativement récente et a bénéficié d'avancées technologiques importantes ces dernières années. Elle présente un potentiel particulièrement intéressant dans le domaine de la géochronologie U-Pb (e.g., Machado *et al.*, 1996 ; Bruguier *et al.*, 2001) ; l'intérêt de cette méthode résidant dans sa capacité à obtenir des microanalyses *in situ* de qualité (contrôle textural de l'analyse, faibles limites de détection, fortes sensibilités de l'instrument) pour un coût d'acquisition faible et un rendement élevé d'analyses par séance (Bruguier, 2009).

Appareillage et protocole utilisés. La mesure des rapports isotopiques a été réalisée à l'aide d'un SF-ICP-MS (Sector-Field Inductively Coupled Spectrometer) couplé en amont à un dispositif d'ablation laser ('Laser ablation') au Laboratoire ICP-MS de l'Université de Montpellier II (cf. la section précédente pour quelques détails supplémentaires sur son mode de fonctionnement et sur les caractéristiques de l'instrument). La méthode U-Pb a été appliquée sur plusieurs phases minérales dont le zircon, le rutile, l'allanite et l'apatite. L'ablation laser a été conduite en mode dynamique ('Peak jumping'), en mesurant successivement les pics de ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Hg+Pb), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th et ²³⁸U. Le protocole d'une séance d'analyse U-Pb consiste en l'alternance de deux analyses de phases minérales reconnues comme matériel standard de référence ('Standard Reference Materials: SRM'; zircon : SRM 91500; rutile : SRM R10b; apatite : SRM McClure et MAD) avec 5 analyses des phases minérales inconnues (cf. données géochronologiques sur zircons et rutiles des chapitres 3 et 4). Les matériaux standards de référence présentent une matrice similaire à la phase inconnue et servent à la calibration des mesures isotopiques. Une analyse typique se déroule de manière identique tant pour l'analyse des standards que pour celle des inconnus et dure 65 secondes (Fig. A10-A). Tout comme pour l'analyse élémentaire in situ, la zone ciblée est d'abord 'nettoyée' par 10 impulsions laser à une taille de spot deux fois supérieure (exemple des zircons : 51 µm) à celle utilisée pour l'analyse s.s. (exemple des zircons : 26 µm ; vitesse de creusement ~ 0.1 µm/impulsion laser ; Fig. A10-B). L'analyse proprement dite commence ensuite par 15 secondes de mesure de l'ICP-

MS sans ablation (*'laser off' ; i.e.* blanc machine) et s'ensuit de 50 secondes d'acquisition du signal conjointement à l'ablation de la phase d'intérêt (*'laser on' ; i.e.* blanc machine + signal échantillon). La fréquence d'impulsion du laser est fixée entre 2 et 4 Hz selon la nature des phases minérales analysées.



Figure A10 A. Signal (exprimé en cps pour chaque isotope) au cours du temps (exprimé en seconde) pour une analyse isotopique U-Pb d'un zircon par LA-ICP-MS B. Image en lumière réfléchie depuis le dispositif de contrôle du laser montrant un zircon extrait des gneiss de Tachakoucht et trois cratères d'ablation d'un diamètre de 26 µm au sein de la même phase minérale.

Une fois la session d'analyse achevée, les signaux bruts sont récupérés et traités à l'aide du logiciel Glitter® (Gemoc Laser ICPMS Total Trace Element Reduction software package ; Griffin et al., 2008). Celui-ci permet de visualiser et d'évaluer la qualité du signal exprimé en coups par seconde (cps) pour un isotope ou un rapport isotopique donné (Fig. A10-A). Chaque analyse est traitée individuellement en sélectionnant manuellement les fenêtres de temps à intégrer pour le signal du bruit de fond de l'instrument ainsi que pour le signal correspondant à l'analyse de la phase minérale ; le but étant de choisir une plage de signal qui soit la plus large possible, mais aussi la plus stable au cours du temps pour l'ensemble des isotopes considérés (Fig. A10-A). Les pics accidentels (*i.e.* effets de fractures ou de la présence d'inclusions intra-cristallines) sont corrigés ou évités lors de l'intégration des fenêtres de temps. En outre, les spectres qui présentent des variations trop importantes du signal de la phase inconnue sont généralement écartés ; pouvant traduire des zones hétérogènes de mélange entre deux phases de croissance du minéral signant des âges radiométriques distincts. Les plages de signal intégrées pour les blancs de gaz (i.e. 'blancs machine') ainsi que les phases minérales inconnues sont moyennées pour fournir une valeur propre à chaque analyse. Les valeurs des 'blancs machine' sont soustraites des standards et des échantillons afin de s'affranchir du bruit de fond. Les valeurs des rapports isotopiques

sont finalement calculées et exportées dans un tableur. Les âges U-Pb sont finalement calculés à partir des rapports isotopiques U-Pb mesurés à l'aide du logiciel Isoplot (Ludwig, 2001).

A.5. Géochimie isotopique sur roche totale

But de la méthode : contraindre la signature isotopique Nd des roches étudiées et utiliser celle-ci comme traceur pétrogénétique.

Matériel : TIMS, MC-ICP-MS, résine échangeuse d'ions, salle blanche

Laboratoires : Université Paul Sabatier II – GET (TIMS), Université Libre de Bruxelles (MC-ICP-MS)

Un des postulats de base en géochimie isotopique est l'absence de fractionnement isotopique au cours des processus magmatiques (Allègre, 2005). La signature isotopique d'un échantillon magmatique constitue donc une véritable carte d'identité qui reflète la signature de la source de ces magmas et des potentielles contaminations et/ou assimilations ultérieures avec d'autres roches/magmas ayant une signature isotopique propre. Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés à la signature isotopique du Nd pour ses potentialités en tant que traceur pétrogénétique. La géodynamique des terrains étudiés évolue d'un système purement océanique vers un contexte d'accrétion continentale (d'accrétion sur le Craton Ouest Africain). L'outil isotopique du Nd peut constituer un bon *proxy* afin de tracer cette évolution et l'implication ou non du craton dans la genèse des magmas d'arc de la paléosuture néoprotérozoïque marocaine.

A.5.1 Rappel du principe de l'outil isotopique du Nd en tant que traceur pétrogénétique

Afin de bien percevoir l'applicabilité de ce traceur au cas d'étude marocain, rappelons brièvement les bases théoriques fondamentales du système isotopique Sm - Nd.

Comportement chimique. Le Sm et le Nd sont deux terres rares. Ces deux éléments chimiques montrent une forte incompatibilité vis-à-vis de la plupart des phases minérales magmatiques et sont particulièrement immobiles et peu sensibles aux processus d'altération (comparé au système Rb-Sr qui, pour cette raison, n'a pas été appliqué au cours de ce travail). En effet, le Nd s'apparentant plus aux terres rares légères (LREE) et le Sm, aux terres rares moyennes (MREE), le Nd se veut plus incompatible par rapport au Sm. Lors des

processus magmatiques (fusion partielle d'un matériel primaire mantellique), le Nd sera donc préférentiellement partitionné dans le liquide magmatique (Sm/Nd plus faible) et sera appauvri par rapport au Sm dans le manteau résiduel (Sm/Nd plus élevé). Ce fractionnement croûte-manteau constitue donc un phénomène commun ayant tendance à enrichir le réservoir crustal et appauvrir le réservoir mantellique résiduel en Nd par rapport au Sm.

Comportement isotopique. Deux isotopes de ces éléments sont liés par une désintégration radioactive de type alpha. L'isotope ¹⁴³Nd est en effet, l'isotope fils stable, produit par la désintégration du ¹⁴⁷Sm selon une constante de désintégration connue (¹⁴⁷ λ = 6.54 10⁻¹² an⁻¹). L'isotope ¹⁴⁴Nd est, quant à lui, un isotope stable non-impliqué dans les processus de désintégration et donc utilisé comme norme. L'évolution du système Sm-Nd (isotope parent *vs* isotope radiogénique) au cours du temps s'exprime comme suit :

$$\frac{{}^{143}Nd}{{}^{144}Nd} = \frac{{}^{143}Nd_{\circ}}{{}^{144}Nd} + \frac{{}^{147}Sm}{{}^{144}Nd}(\lambda t)$$

Où le premier argument représente l'isotope fils à un instant donné (temps), le deuxième argument la teneur de l'isotope ¹⁴³Nd dans la source à l'instant initial (non radiogénique) et le troisième argument le rapport isotopique parent à l'instant t. Le paramètre '*lambda*' désigne la constante de désintégration du couple radiométrique ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ; le paramètre *t*' désignant le temps.

Si le système Terre constituait un réservoir parfaitement homogène et ce, depuis sa formation, tout échantillon terrien devrait fournir une signature isotopique identique à un temps donné. Ce système parfaitement homogène n'est pas réaliste au vu de l'hétérogénéité chimique à l'échelle globale du système Terre (*i.e.* manteau inférieur- manteau supérieur - croûte) mais caractérise certaines météorites chondritiques qui représentent un matériel primordial du système solaire. N'étant pas devenu partie intégrante d'une planète tellurique et des épisodes de fractionnement intra-planétaire, leurs systèmes isotopiques dont le système ¹⁴⁷Sm / ¹⁴³Nd, est donc resté isolé depuis la formation du système solaire (il y a ~ 4.6 Ga) et a évolué de manière constante au cours du temps. Ce modèle d'évolution isotopique du système Sm-Nd est appelé le modèle CHUR ('*Chondritic Uniform Reservoir'* d'après DePaolo & Wasserburg, 1976) et permet de calculer une valeur de référence du rapport isotopique fils (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) de la terre moyenne à un instant donné.

Que représentent les rapports isotopiques mesurés d'une roche échantillonnée aujourd'hui ? Ceux-ci dévient quasi systématiquement du modèle CHUR du fait des processus de fractionnement évoqués plus haut. En effet, si un matériel crustal est formé il y 3 Ga par exemple, son rapport Sm/Nd sera plus faible que celui de la roche primaire. L'évolution de son système isotopique Sm-Nd va ainsi s'écarter de celui du modèle CHUR

(*i.e.* moins de Sm : ¹⁴⁷Sm, signifie moins de Nd radiogénique : ¹⁴³Nd, pour une valeur de Nd initial donnée : ¹⁴⁴Nd) et de manière opposée pour le manteau résiduel. Les variations du rapport ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd étant particulièrement faibles (de par la longue demi-vie du nucléide ¹⁴⁷Sm), on utilise la notation ENd, matérialisant cet écart entre la valeur du rapport ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de la roche mesurée de celui du CHUR pour un âge donné. La formule de l' ENd s'exprime comme suit :

$$\varepsilon_{Nd_{t}^{poche}} = \left(\frac{\left(\frac{143Nd}{144Nd}\right)_{t}^{poche}}{\left(\frac{143Nd}{144Nd}\right)_{t}^{CHUR}} - 1\right)^{*}10^{4}$$

La valeur d' ENd varie typiquement de -20 à +10 dans la plupart des roches. Pratiquement, une valeur négative est typique d'une signature crustale (exemple de la croûte paléoprotérozoïque qui forme la bordure Nord du Craton Ouest Africain) tandis qu'une valeur positive est plutôt caractéristique d'un produit magmatique juvénile de type MORB, IAB ou OIB (exemple des complexes d'arc océanique marocain ; Fig. A11).



Figure A11 Diagramme de corrélation schématique représentant les signatures isotopiques du Nd et du Sr de liquides magmatiques et de réservoirs typiques (MORB, OIB, WPB et Croûte continentale ; diagramme tiré de White, 2005)

A.5.2 Préparation des échantillons et chromatographie.

Chaque échantillon a été réduit en poudre de manière identique à la préparation des poudres décrite dans la section 'Géochimie multi-élémentaires sur roche totale'.

Dissolution par voie acide. 100 à 200 mg de poudre d'échantillon (selon leur teneur en Nd obtenue en chimie élémentaire) sont pesés et transférés dans des récipients en téflon (type Savillex ®). Les échantillons sont ensuite attaqués par l'ajout d' 1 ml d'HF et 1.5 ml d'HNO₃. Les récipients téflon sont fermement fermés et placés sur une plaque chauffante à 85°C pendant 24h. Les solutions attaquées sont récupérées et sont agitées au bain à ultrason pendant ~30 min, puis ouvertes et mises à évaporer sur la plaque chauffante à 70°C. Une fois évaporées, l'opération est répétée avec une reprise dans 1 ml d'HNO₃. Ils sont ensuite remis sur plaque chauffante à 70°C pour évaporation. Deux 'blancs de chimie' sont également préparés en suivant le même mode opératoire de dissolution.

Séparation chromatographique. Les éléments d'intérêt (dans ce cas, le Nd uniquement) sont extraits du reste de la roche par l'intermédiaire de colonnes chromatographiques. Pour ce faire, les résidus d'évaporation sont repris dans 1 ml de HNO₃ 2N et placés sur plaque chauffante (70°C) pendant le conditionnement des colonnes. Chaque échantillon est transvasé dans un tube Eppendorf et passé à la centrifugeuse. On utilise 2 types de résines échangeuses d'ion Eichrom (TRU-SPEC pour la séparation des terres rares et LN-SPEC pour la séparation du Nd) pour isoler les éléments chimiques d'intérêt selon le principe de l'extraction chromatographique ionique, en suivant un protocole de conditionnement, dépôt, lavage et élution, calibré et utilisé en routine au laboratoire du GET (Géosciences, Environnement Toulouse ; Fig. A12).

PROTOCOLE DE SEF	PARATION DU ND		
Colonne TRU-SPEC	Colonne LN-SPEC		
150 μL de résine	Lavage 3 mL H2O		
Lavage 2 x 2 mL H2O MQ			
Conditionnement 2 x 0.5 mL HNO3 1N	Conditionnement 2 mL H2O MQ		
dépôt de 0.5 mL d'échantillon			
0.2 mL HNO3 2N	Acides utilisés: HNO3: 2N, 7N, 0.05N		
0.2 mL HNO3 2N	et 1N - HCl: 8N, 0.75N, 3N et		
Rincer 0.5 mL HNO3 1N	0.25 N		
Rincer 0.5 mL HNO3 1N			
Empiler TR	U sur LN		
0.2 mL H	20 MQ		
0.2 mL H	20 MQ		
0.2 mL H	20 MQ		
Découplage de	es colonnes		
4 x 0.25 mL HCl 0.25 N			
2.75 mL H0	CI 0.25 N		
Bécher ré	cup Nd		
1.5 mL HC	10.25 N		
Bécher po	oubelle		
Lavage 4 m	L HCl 6 N		
Lavage 3 mL	HCI 0.2 N		
FIN	1		

Figure A12 Tableau schématique représentant le protocole employé au GET pour l'extraction chromatographique d'éléments (REE et Nd dans le cas présent) sur colonne (conditionnement, dépôt, lavage et élution).

A.5.3 Appareillages utilisés

La plupart des échantillons ont été analysés au TIMS (*Thermal Ionisation Mass Spectrometer*) au laboratoire GET (Toulouse, France). Un autre set d'échantillons a été analysé au MC-ICP-MS (*Multi-Collector ICP-MS*) du laboratoire G-Time de l'Université Libre de Bruxelles (Belgique).

Annexe B. Tables de données

Annexe B.1 Données associées à la publication du chapitre 3

ardın								JIK	3B								
alysis	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18
) ₂ wt%	37.9	38.0	38.0	38.3	38.4	38.6	38.4	38.6	38.3	38.2	38.2	38.0	38.1	38.5	38.4	38.3	38.1
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0	31.8	31.7	31.5	30.7	30.7	30.5	30.9	30.4	30.6	30.4	30.0	29.9	30.2	29.5	30.3	30.0	29.9
0	2.3	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7	1.7	1.9	1.8	1.9	1.7	1.8	1.8	2.0	2.0	2.1	2.1
O ₃	21.0	21.1	21.0	21.1	21.3	21.1	21.1	21.3	21.1	21.2	21.2	21.3	21.3	21.6	21.3	21.3	21.3
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0	5.5	6.0	6.1	6.4	6.4	6.3	6.3	6.4	6.5	6.5	6.4	6.4	6.2	6.3	6.4	6.3	6.4
•	1.8	1.7	1.9	1.9	1.9	2.2	2.2	2.0	1.9	2.0	2.3	2.5	2.4	2.6	2.6	2.7	2.8
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-	100.5	100.3	100.3	100.3	100.6	100.6	100.9	100.6	100.2	100.3	8.66	100.0	100.2	100.6	101.0	100.7	100.5
m site distribu	ution (12 an	hydrous c	xygen ba	sis, Fe ²⁺	$= Fe_{tot})$												
	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	2.1	2.1	2.1	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0
	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8
	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ſ	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
н	74.0	72.4	71.4	70.1	70.0	69.69	69.8	69.8	69.8	69.3	69.0	68.6	69.2	68.4	68.7	68.7	68.0
oss	4.9	4.6	5.2	5.3	5.3	6.2	6.1	5.6	5.3	5.6	6.4	6.8	6.7	7.1	7.0	7.4	7.6
erss	5.1	4.0	3.9	3.9	3.7	3.8	3.7	4.1	3.8	4.1	3.8	4.0	3.9	4.3	4.3	4.6	4.5
rop	21.1	23.0	23.4	24.6	24.7	24.1	24.1	24.6	24.9	25.1	24.7	24.5	24.0	24.5	24.2	23.9	24.5

10%) of 11030 -Tahla R 1 Mai

								All	SB								
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
1	38.2	38.4	38.4	38.0	38.4	38.2	38.1	38.3	38.1	37.8	37.8	38.0	37.7	37.8	37.8	37.6	37.7
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
.3	29.5	29.6	28.9	29.1	29.4	28.5	28.7	28.0	27.6	27.2	27.7	27.1	26.9	27.1	26.8	26.8	27.4
2	2.2	2.2	2.3	2.4	2.5	2.8	3.3	3.3	3.6	4.2	4.3	4.4	4.5	4.6	4.7	4.6	4.3
4.	21.1	21.1	21.2	21.1	21.2	21.0	21.2	21.0	21.1	20.5	20.6	20.6	20.8	20.6	20.8	21.1	20.8
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
6.3	6.3	6.2	6.2	6.2	6.2	5.8	4.9	5.0	4.6	4.0	3.9	3.5	3.0	2.8	2.6	2.6	2.9
8.8	2.8	3.0	3.1	3.3	3.2	3.7	4.6	4.7	5.4	5.9	6.2	6.8	7.1	7.6	7.8	7.8	7.3
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.3 1	0.00	100.6	100.3	100.2	100.9	100.0	100.9	100.3	100.4	99.8	100.6	100.5	100.2	100.4	100.7	100.6	100.6
ibution	(12 ant	iydrous o	xygen ba	sis, Fe ²⁺	$= Fe_{tot})$												
3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
2.0	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9	2.0	1.9
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
7.9	68.2	68.0	67.5	67.4	67.9	67.7	68.6	67.8	67.5	68.3	68.3	67.9	68.4	68.4	68.2	68.2	68.5
7.7	7.7	8.2	8.6	9.0	8.6	10.1	12.7	13.1	14.8	16.4	17.0	18.8	19.7	20.8	21.7	21.7	20.2
4.8	4.8	4.8	5.1	5.3	5.3	6.1	7.2	7.3	7.9	9.3	9.2	9.6	9.9	10.1	10.3	10.0	9.5
4.3	24.2	23.8	23.9	23.6	23.5	22.2	18.8	19.1	17.7	15.3	14.8	13.3	11.8	10.7	10.2	10.1	11.3

Table B.1. Major and minor element composition (wt%) of JIR3B garnet (EPMA)

ample										JIR3B									
malysis	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
iO2 wt%	37.8	38.1	38.0	37.9	38.2	38.3	38.3	38.3	38.4	38.3	38.2	38.4	38.4	38.2	38.2	38.1	38.2	38.2	38.3
20	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
eO	26.9	27.8	28.7	28.6	29.0	29.7	29.1	29.7	29.8	29.4	29.7	30.4	29.8	30.3	30.7	30.8	30.8	31.4	31.3
InO	4.2	3.7	3.3	2.9	2.5	1.9	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.5	1.4	1.6	1.5	1.6	1.8	2.1
l_2O_3	20.9	20.7	20.7	20.9	21.1	21.2	21.2	21.3	21.6	21.4	21.3	21.4	21.5	21.4	21.5	21.3	21.3	21.2	21.0
a ₂ 0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
gO	3.2	4.3	4.4	5.3	6.0	6.8	6.7	7.0	7.0	7.0	7.0	6.9	6.9	6.9	6.7	6.7	6.5	6.2	5.7
Or	7.3	5.8	5.5	4.4	3.7	2.6	2.5	2.2	2.3	2.4	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0
O_2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
¹ 2O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ш	100.2	100.5	100.7	100.0	100.5	100.5	7.66	100.4	100.9	100.2	6.66	100.6	100.2	100.4	100.6	100.3	100.2	100.6	100.5
tom site di	istributi	on (12 ar	hydrous	oxygen t	asis, Fe	$^{2+} = Fe_{tot})$	0450°												
	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.1	2.1
п	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
	2.0	1.9	1.9	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
00	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7
_	0.6	0.5	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
m	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
alm	67.6	67.8	68.3	67.8	67.3	67.0	67.1	67.2	6.99	66.8	67.4	68.3	6.7.9	68.0	69.1	69.2	70.0	71.3	72.5
gross	20.2	15.9	14.9	12.0	10.1	7.0	7.0	6.1	6.4	6.5	5.6	5.5	5.4	5.5	5.2	5.3	5.2	5.1	5.6
sperss	9.2	8.1	7.2	6.3	5.4	4.0	3.9	3.6	3.6	3.5	3.2	3.4	3.4	3.1	3.4	3.3	3.5	3.9	4.7
pvrop	12.2	16.3	16.8	20.1	22.6	25.9	25.9	26.7	26.7	26.7	27.0	26.2	26.7	26.5	25.6	25.5	24.9	23.6	21.9

Table B.1. Major and minor element composition (wt%) of JIR3B garnet (EPMA)

Sample		JIR3B		
Analysis	56	57	58	
SiO2 wt%	38.6	38.8	38.7	
K2O	0.0	0.0	0.0	
FeO	28.1	28.6	28.6	
MnO	1.6	1.5	1.3	
Al_2O_3	21.7	21.4	21.5	
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	
MgO	7.0	7.0	7.4	
CaO	2.0	1.6	1.4	
TiO ₂	0.0	0.0	0.1	
Cr_2O_3	0.0	0.0	0.0	
Sum	99.1	99.0	99.1	
Atom site distrik	oution (12 anhydro)	us oxvgen basis.	$\mathrm{Fe}^{2+} = \mathrm{Fe}_{\mathrm{tot}}$	
Si	3.0	3.0	3.0	
K	0.0	0.0	0.0	
Fe	1.8	1.9	1.9	
Mn	0.1	0.1	0.1	
Al	2.0	2.0	2.0	
Na	0.0	0.0	0.0	
Mg	0.8	0.8	0.9	
Ca	0.2	0.1	0.1	
Ti	0.0	0.0	0.0	
Cr	0.0	0.0	0.0	
Sum	8.0	8.0	8.0	
Xalm	62.8	63.9	63.5	
Xgross	5.7	4.7	4.1	
Xsperss	3.6	3.4	3.0	
Xpyrop	27.9	28.0	29.3	

Table B.1. Major and minor element composition (wt%) of JIR3B garnet (EPMA)

k type	Iriri hornblendit	e										
ıple	TA2											
phibole	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12
2	44.5	43.5	43.8	44.1	44.5	44.5	44.5	46.2	46.5	45.2	46.5	46.3
-0	1.1	1.2	1.5	1.3	1.2	1.0	1.1	1.0	1.2	1.0	1.1	1.1
\mathbf{D}_3	12.8	13.5	13.3	13.3	12.9	13.1	12.5	11.0	10.3	12.3	10.5	10.9
D ₃	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
	10.3	10.2	10.5	10.3	10.6	10.0	10.4	10.3	9.8	9.6	9.6	10.0
c	14.1	13.6	13.5	13.9	13.7	14.1	14.1	14.7	15.1	14.3	15.3	15.0
	11.4	11.5	11.5	11.5	11.3	11.6	11.4	11.5	11.2	11.5	11.6	11.5
0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
0	2.1	1.9	2.0	2.1	2.0	2.0	2.0	1.7	1.8	1.8	1.7	1.7
	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
_	96.9	96.0	96.8	97.2	96.8	97.0	96.7	96.8	96.5	96.5	97.0	96.9
tes												
	6.4	6.3	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.6	6.7	6.5	6.7	6.6
2	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.4	1.3	1.5	1.3	1.4
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
2, 3 sites												
(L	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.6	0.4	0.5
	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
	3.0	2.9	2.9	3.0	3.0	3.0	3.0	3.1	3.2	3.1	3.3	3.2
	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
_	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
site												
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.8
	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2
-	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
e												
	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
A	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
rmobaromet	er*											
1pa)	401	442	434	446	393	422	376	238	251	317	223	239
											110	1

12)
i, 20
enzull
nd R
lfi al
(Rido
tion
lcula
-T ca
nd P.
A) aı
EPM
ocks (
riri ro
n no
es fr
lodir
łdme
) of a
wt%
ion (
posit
com
nent
elen
minor
and
Aajor
.2. N
ole B
Tał

Rock type	Iriri hornblendi	te											
Sample	JIR10												
Amphibole	1	2	3	4	5	9	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	41.8	41.9	42.7	42.5	43.0	43.4	42.6	42.6	42.6	42.8	42.7	42.3	42.6
TiO_2	0.9	1.1	1.1	1.2	0.8	0.7	1.1	1.0	0.8	0.6	0.6	0.6	1.1
Al_2O_3	13.6	13.4	13.2	13.3	13.7	12.2	12.9	13.3	13.1	13.1	13.0	13.5	13.1
Cr_2O_3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
FeO	15.5	15.3	15.1	15.3	14.9	15.7	14.7	15.3	14.8	15.5	15.4	15.3	15.1
MgO	10.0	10.1	10.1	10.2	10.2	10.4	10.4	10.2	10.3	10.2	10.4	10.0	10.5
CaO	11.4	11.5	11.4	11.4	11.6	11.6	11.7	11.3	11.6	11.6	11.6	11.7	11.2
MnO	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
Na_2O	1.6	1.7	1.6	1.5	1.4	1.4	1.4	1.2	1.6	1.5	1.4	1.4	1.5
K_2O	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.5	0.8	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8
Sum	96.0	96.1	96.4	96.7	96.8	96.4	96.0	96.1	95.9	96.5	95.9	96.1	96.3
T-sites													
Si	6.3	6.3	6.4	6.3	6.4	6.5	6.4	6.3	6.4	6.4	6.4	6.3	6.3
Al(IV)	1.7	1.7	1.6	1.7	1.6	1.5	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7
Ti(IV)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
M1, 2, 3 sites													
AI(VI)	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6
Ti	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	0.5	0.6	0.5	0.6
Mg	2.2	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.2	2.3
Fe ⁺	1.4	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4	1.5	1.3	1.5	1.4	1.4	1.5	1.3
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
M4 site													
Fe ⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9	1.9	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8
Na	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
Total	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
A site													
Na	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
K	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
Sum A	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
I hermobarometer							000						
P (Mpa)	394	405	364	373	360	263	339	342	343	335	293	344	374
T (°C)	815	828	811	815	793	766	800	792	796	793	767	782	819

type	Iriri coarse-gra	amed hornblend	le-gabbro										
əle	JIR23												
hibole	1	2	3	4	5	9	7	8	9	10	11	12	13
	42.3	42.9	42.7	43.0	42.8	42.9	43.1	43.6	42.7	43.2	43.0	42.9	43.4
	4.7	1.0	1.1	1.0	1.0	1.3	1.1	1.0	1.2	1.1	1.3	1.2	1.3
~	12.3	13.9	14.2	14.0	14.4	13.5	14.1	13.0	13.7	13.6	13.6	13.8	13.6
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
	10.8	12.3	12.9	12.7	12.1	12.4	12.8	13.1	12.4	12.7	12.5	12.7	12.3
	11.3	12.1	12.0	12.0	12.0	11.9	11.8	12.1	12.1	12.4	12.2	12.2	12.4
	13.6	12.2	12.1	12.1	12.0	11.6	11.7	12.0	11.7	11.6	11.7	11.9	11.4
	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
	1.5	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.8	1.6	1.8	1.8	1.7
	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6
	97.4	96.8	97.5	97.5	96.7	96.3	97.1	97.2	96.4	97.2	96.9	97.5	96.9
\$													
	6.4	6.3	6.2	6.3	6.3	6.3	6.3	6.4	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3
(1.6	1.7	1.8	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7
-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
, 3 sites													
	0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7
	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.0	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.7	0.5	0.5	0.6
	2.5	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.7	2.7	2.7	2.6	2.7
	1.4	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.0	1.1	1.1	0.9	1.0	1.0	0.9
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
te													
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	2.2	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8	1.8	1.9	1.8	1.8	1.8	1.9	1.8
	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2
	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
	9.0	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3
	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
-	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4
nobaromete	er*												
a)	235	395	402	404	435	395	458	341	425	396	396	437	431
	857	835	835	840	843	847	862	830	852	847	848	866	863

Table B.2. Major and minor element composition (wt%) of amphiboles from Iriri rocks (EPMA) and P-T calculation (Ridolfi and Renzulli, 2012)

$\widehat{\mathbf{A}}$
2012
zulli,
Ren
i and
idolf
R) (R
ulation
calcu
Ľ-
and F
Įک
EPN
(I) s
roc
Iriri
from
les 1
odi
hdn
fan
0
vt%
2
itio
bos
mo
nt c
mei
r ele
ninol
ndr
or a
Majc
2. P
В.
able
Ĥ

	0	0)				
Sample	JIR23		II	R30						
Amphibole	14	15	16	1	2	3	4	5	9	7
SiO ₂	42.8	42.9	43.6	41.5	40.7	41.7	42.1	41.2	41.6	41.4
TiO_2	1.3	1.2	0.8	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0
Al_2O_3	13.8	14.0	13.5	12.2	13.2	11.9	11.8	13.0	11.9	12.6
Cr_2O_3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1
FeO	12.9	12.8	12.7	17.7	17.7	17.5	17.4	17.8	17.8	17.7
MgO	12.0	12.1	12.3	9.0	8.4	9.1	9.3	8.4	8.9	8.8
CaO	11.5	11.6	12.1	11.4	11.4	11.3	11.2	11.5	11.5	11.4
MnO	0.2	0.2	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4
Na_2O	1.8	1.8	1.6	1.5	1.3	1.5	1.3	1.2	1.2	1.5
K_2O	0.6	0.6	0.4	1.3	1.3	1.3	1.2	1.3	1.3	1.4
Sum	97.0	97.2	97.4	96.2	95.8	95.9	96.0	96.2	95.9	96.5
T-sites										
Si	6.3	6.3	6.3	6.3	6.2	6.4	6.4	6.3	6.4	6.3
Al(IV)	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	1.6	1.6	1.7	1.6	1.7
Ti(IV)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
M1, 2, 3 sites										
Al(VI)	0.6	0.7	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6
Ti	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5
Mg	2.6	2.6	2.7	2.0	1.9	2.1	2.1	1.9	2.0	2.0
Fer	1.0	1.0	1.0	1.8	1.8	1.8	1.6	1.8	1.8	1.8
Mn	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
Total	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
M4 site										
Fe^{-1}	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8	1.9	1.9	1.9
Na	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Total	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
A site										
Na	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
K	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3
Sum A	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.6
Thermobarometer*										
P (Mpa)	434	441	364	389	439	333	397	438	322	468
T /00/										

, 2012)
Renzulli
idolfi and
ulation (R
P-T calc
AA) and
icks (EPN
m Iriri ro
oles fro
amphib
(wt%) of
mposition
ement co
d minor e
Major ant
Table B.2.

Sample	KZ49			T	AW57							
Amphibole	1	2	3	4	1	2	3	4	5	9	7	8
SiO ₂	47.1	47.6	45.3	45.5	47.1	44.1	44.6	44.2	45.2	44.5	44.2	46.5
TiO_2	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	0.8	0.5	0.7	0.5	0.8	1.0	0.6
Al_2O_3	10.7	10.2	12.5	12.2	10.0	13.3	13.4	13.3	12.1	13.1	13.8	11.2
Cr_2O_3	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	11.8	11.8	12.5	12.4	10.6	13.8	12.3	12.1	11.9	12.3	13.1	11.3
MgO	13.7	13.9	12.7	13.0	14.8	11.2	12.4	12.6	13.0	12.3	11.8	14.1
CaO	11.8	11.9	11.6	11.6	11.6	11.2	11.6	11.3	11.5	11.3	10.9	11.1
MnO	0.2	0.2	0.1	0.1	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3
Na_2O	1.2	1.3	1.7	1.6	1.1	1.6	1.8	1.8	1.6	1.6	1.7	1.6
K_2O	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3
Sum	97.1	97.6	97.1	97.6	96.7	96.8	97.3	96.7	96.4	96.7	97.3	96.9
T-sites												
Si	6.8	6.8	9.9	9.9	6.8	6.5	6.4	6.4	9.9	6.5	6.4	6.7
Al(IV)	1.2	1.2	1.4	1.4	1.2	1.5	1.6	1.6	1.4	1.5	1.6	1.3
Ti(IV)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
M1, 2, 3 sites												
Al(VI)	0.6	0.5	0.7	0.6	0.5	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.5
Ti	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8
Mg	2.9	3.0	2.7	2.8	3.2	2.4	2.7	2.7	2.8	2.7	2.5	3.0
Fe ²	0.9	0.9	1.0	0.9	0.6	1.1	1.0	0.8	0.9	0.9	0.8	0.6
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
M4 site												
Fe	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.7	1.7
Na	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3
Total	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
A site												
Na	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1
K	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sum A	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
Thermobaromet	er*											
P (Mpa)	246	214	267	278	247	378	411	478	324	383	448	281
T (°C)	749	747	785	803	802	826	852	883	835	846	859	877

91) (LA-ICP-MS)
ET)
Fourtit orthogneiss (
q
an
ا
IR1
E
ogneiss
n
e L
cht
no
Jak
Зch
Ë
_
Æ
IR3A)
(JIR3A)
gneiss (JIR3A)
ht gneiss (JIR3A)
ucht gneiss (JIR3A)
akoucht gneiss (JIR3A)
chakoucht gneiss (JIR3A)
Tachakoucht gneiss (JIR3A)
on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
ating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
ו dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
con dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
³ b zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
U-Pb zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
3. U-Pb zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
B.3. U-Pb zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)
ble B.3. U-Pb zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A)

Analysis	Elements concen	CII dII DII O		Isouptic tatios					Concordia Age	(INIA)		
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	+	$^{207}{ m Pb}/^{235}{ m U}$	+	Rho	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	+	$^{207}{ m Pb}/^{235}{ m U}$	+
IIR17 Samp	ple											
$b_{-}10$	280.888	425.709	0.6598	0.10396	0.00115	0.87802	0.0175	0.56	637.6	6.73	639.9	9.46
b_6	52.331	113.742	0.4601	0.10517	0.00119	0.89005	0.01996	0.50	644.6	6.93	646.4	10.72
4_0	38.848	155.165	0.2504	0.10628	0.00112	0.90273	0.01595	0.60	651.1	6.51	653.2	8.51
5_5	10.585	43.776	0.2418	0.10639	0.0013	0.91451	0.02051	0.54	651.7	7.59	659.5	10.88
52_18	4.694	53.306	0.0881	0.10698	0.00154	0.9053	0.02644	0.49	655.2	8.98	654.6	14.09
5_3	129.751	244.594	0.5305	0.107	0.00099	0.90618	0.01201	0.70	655.3	5.78	655	6.4
2_24	56.616	143.068	0.3957	0.10771	0.00114	0.90316	0.01547	0.62	659.4	6.63	653.4	8.25
12_22	0.085	1987.024	0.0000	0.1155	0.00094	1.01089	0.00987	0.83	704.6	5.44	709.3	4.98
02_6	56.271	131.123	0.4291	0.1172	0.00147	1.02966	0.02382	0.54	714.4	8.48	718.8	11.92
-18	0.025	1573.771	0.0000	0.11725	0.00098	1.01604	0.01087	0.78	714.7	5.67	711.9	5.47
6	0.001	104.929	0.0000	0.11739	0.00149	1.02923	0.0247	0.53	715.5	8.61	718.5	12.36
5	0.035	1339.598	0.0000	0.11753	0.00098	1.01464	0.0104	0.81	716.3	5.65	711.2	5.24
15	0.037	855.765	0.0000	0.11804	0.00103	1.02198	0.01073	0.83	719.3	5.94	714.9	5.39
17	0.112	539.979	0.0002	0.11912	0.00111	1.0618	0.01475	0.67	725.5	6.37	734.7	7.26
2_{-10}	0.004	410.917	0.0000	0.11999	0.00109	1.05504	0.01269	0.76	730.5	6.27	731.4	6.27
25	0.014	389.423	0.0000	0.12028	0.00113	1.07198	0.01339	0.75	732.2	6.5	739.7	6.56
17	0.008	997.969	0.0000	0.12039	0.00106	1.05563	0.01121	0.83	732.8	6.1	731.7	5.54
-11	0.037	493.425	0.0001	0.12092	0.00106	1.04963	0.01117	0.82	735.8	6.08	728.7	5.54
$2_{-}12$	0.005	737.720	0.0000	0.12227	0.00107	1.07067	0.01276	0.73	743.6	6.14	739.1	6.26
_14	0.904	116.956	0.0077	0.12231	0.00115	1.07342	0.01395	0.72	743.9	6.61	740.4	6.83
20	0.00	867.980	0.0000	0.1255	0.0011	1.09457	0.01129	0.85	762.1	6.29	750.7	5.47
21	0.104	213.008	0.0005	0.12633	0.00117	1.10851	0.01354	0.76	766.9	6.71	757.5	6.52
22	0.00	790.668	0.0000	0.12489	0.00111	1.0897	0.01154	0.84	758.7	6.34	748.4	5.61
13	1.265	122.194	0.0104	0.12672	0.00122	1.11197	0.01537	0.70	769.1	6.99	759.1	7.39
12	0.026	630.976	0.0000	0.12677	0.00111	1.09817	0.01172	0.82	769.4	6.35	752.5	5.67
02_3	0.360	1331.318	0.0003	0.12577	0.00107	1.0809	0.01188	0.77	763.7	6.14	744.1	5.8
19	6.103	42.515	0.1436	0.11812	0.00148	1.09102	0.02383	0.57	719.8	8.51	749	11.57
0 16	0.228	310.908	0.0007	0.12036	0.00134	1.08753	0.02113	0.57	732.6	7.68	747.3	10.28

Analysis	Elements concent	trations	_	sotopic ratios					Concordia Age	(Ma)		
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206} Pb/^{238} U$	+	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	÷	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+
JIR3 sampl	le											
tc_1	0.670	77.326	0.0087	0.12077	0.00195	1.05293	0.03749 0	.453481531	735	11.2	730.3	18.54
tc_4	5.389	164.120	0.0328	0.11849	0.00134	1.0606	0.02071	0.57915475	721.9	7.71	734.1	10.2
tc_5	3.156	110.981	0.0284	0.12183	0.0019	1.03755	0.03314	0.48826533	741.1	10.94	722.7	16.51
tc_7	1.097	111.377	0.0099	0.12394	0.00156	1.08696	0.02591	0.5280308	753.2	8.94	747	12.6
tc_10	31.400	88.923	0.3531	0.12147	0.00185	1.0469	0.03399 0	.469090602	739	10.61	727.3	16.86
tc_13	2.540	131.640	0.0193	0.11739	0.00165	1.02186	0.02844	0.50502706	715.5	9.53	714.8	14.28
tc_14	3.084	261.760	0.0118	0.11753	0.00126	1.02401	0.01813 0	.605519596	716.3	7.27	715.9	9.1
tc_16	1.839	128.684	0.0143	0.11815	0.0017	1.01794	0.02978 0	.491827357	719.9	9.81	712.9	14.99
tc_17	0.704	61.966	0.0114	0.11832	0.00192	1.03407	0.03969	0.42277754	720.9	11.05	721	19.81
tc_18	0.917	125.610	0.0073	0.11886	0.00182	1.035	0.03373 0	.469850475	724	10.47	721.4	16.83
tc_23	2.951	119.337	0.0247	0.11945	0.00162	1.04931	0.02833 0.	.502326509	727.4	9.33	728.5	14.04
tc_24	1.427	81.083	0.0176	0.12078	0.00175	1.08708	0.03336 0	.472148362	735	10.09	747.1	16.23
tc_29	1.120	98.196	0.0114	0.11666	0.00164	1.03143	0.03048	0.47571481	711.3	9.48	719.6	15.24
T91 sample												
ta_15	4.326	124.813	0.0347	0.10251	0.00141	0.87473	0.02334 0	.515496889	629.1	8.26	638.1	12.64
ta_31	6.889	151.730	0.0454	0.10352	0.0015	0.86145	0.02638 0	.473175533	635	8.75	630.9	14.39
td_18	15.080	389.910	0.0387	0.10414	0.0011	0.85126	0.01535 0	.585772472	638.6	6.42	625.3	8.42
td_13	11.581	281.819	0.0411	0.10465	0.00118	0.87872	0.01776 0	.557892245	641.6	6.9	640.3	9.6
ta_20	14.012	255.365	0.0549	0.10521	0.00113	0.88713	0.01518 0	.627678015	644.9	6.57	644.8	8.17
td_12	8.051	390.726	0.0206	0.10529	0.00106	0.88376	0.01372 0	.648483558	645.3	6.19	643	7.4
td_6	17.232	393.750	0.0438	0.10585	0.00114	0.89846	0.01584 0	.610882323	648.6	6.66	650.9	8.47
ta_22	2.774	238.374	0.0116	0.10966	0.00121	0.93589	0.01704 0	.606027519	670.7	7.04	670.7	8.94
ta_10	0.009	161.040	0.0001	0.11897	0.00127	1.05216	0.01773	0.63348934	724.6	7.34	729.9	8.78
ta_12	0.003	143.127	0.0000	0.11981	0.00152	1.0589	0.02417	0.55581315	729.5	8.74	733.3	11.92
ta_2	0.028	142.219	0.0002	0.11997	0.00144	1.06963	0.02206 0	581993186	730.4	8.29	738.6	10.82
ta_28	0.012	24.163	0.0005	0.12046	0.00287	1.05483	0.07137	0.35213226	733.2	16.51	731.3	35.27
ta_26	0.066	44.616	0.0015	0.12064	0.00222	1.11317	0.04694	0.43639529	734.3	12.78	759.7	22.55
ta_18	0.173	88.028	0.0020	0.12137	0.00202	1.08853	0.03675 0	.492972935	738.5	11.59	747.8	17.87
ta_5	0.295	246.392	0.0012	0.12329	0.00129	1.0849	0.0171 0	.663827831	749.5	7.38	746	8.33
ta_24	1.005	41.094	0.0245	0.13082	0.00284	1.18569	0.05559	0.46304018	792.5	16.2	794	25.83
ta 4	0.003	77.890	0.0000	0.13337	0.00188	1.21155	0.03163 0.	539935457	807	10.7	805.9	14.52

Annexes

Table B.3. U-Pb zircon dating data on Tachakoucht gneiss (JIR3A), Tachakoucht leucogneiss (JIR17) and Tourtit orthogneiss (T91) (LA-ICP-MS)

Tourtit orthogneiss	T93 This study		72.59	0.061	16.473	0.77	0.277	1.601	6.308	1.338	< L.D.	1.4	100.83
Tourtit orthogneiss	T92 This study		73.4	0.05	15.85	0.82	0.29	1.29	5.7	1.73	0.01	1.41	100.69
Tachakoucht leucogneiss	TAW-58c This study		72.5	0.01	16.3	0.33	0.15	0.71	6.76	2.26	0.01	0.88	100.1
Tachakoucht leucogneiss	JIR-08 This study		69	0.01	16.4	0.41	0.08	0.44	3.97	7.49	0.01	0.77	98.82
Tachakoucht leucogneiss	JIR-22 This study		79.7	0.05	11.75	0.27	0.1	0.15	5.83	1.29	0.02	0.85	100.02
Tachakoucht Gneiss	KZ38b This study		68.3	0.83	14.8	4.91	2.26	0.6	4.01	1.97	0.19	2.18	100.25
Tachakoucht Gneiss	KZ38a This study		62.5	0.88	17.35	6.2	2.36	1.74	3.4	2.6	0.32	2.89	100.55
Tachakoucht Gneiss	TAW-58b This study		73.2	0.34	13.65	3.06	1.33	2.78	4.19	0.84	0.09	1.2	100.83
Tachakoucht Gneiss	JIR3 This study	lata (wt%)	60.2	0.89	16.15	8.01	3.52	2.62	3.23	1.98	0.21	2.12	99.29
Lithological nature	Sample Provenance	Major element d	SiO ₂	TiO ₂	A12O3	$Fe2O_3$	MgO	CaO	Na2O	$K_{2}O$	P2O5	LOI	Total

Tachakoucht Gneiss	Ref.3		66.74	0.7	14.45	4.01	1.8	2.61	3.26	4.09	0.17		99.17		
Tachakoucht Gneiss	Ref.3		62.9	0.89	16.86	6.12	2.43	1.77	3.74	2.86	0.18		99.42		
Tachakoucht Gneiss	Ref.3		62.54	0.92	16.3	6.41	2.8	2.4	4.01	1.75	0.18		99.68		
Tachakoucht Gneiss	Ref.3		58.25	0.46	14.87	8.1	5.19	6.13	1.72	0.87	0.14		99.58		
Tachakoucht Gneiss	Ref.3		63.42	0.83	15.78	6.41	2.48	1.34	1.19	2.59	0.23		99.57		
Tourtit orthogneiss	99-07 Ref. 2		79	0.09	11.4	0.73	0.37	0.35	5.71	0.49	0.03	0.49	98.66		
Tourtit orthogneiss	99-06 Ref. 2		76.7	0.08	12.4	0.5	0.44	0.47	6.32	0.39	0.06	0.39	97.75		
Tourtit orthogneiss	99-05 Ref. 2		77.8	0.07	12.4	0.74	0.11	0.71	5.47	0.46	0.05	0.46	98.27		
Tourtit orthogneiss	Ref. 1	ta (wt%)	71.6	0.08	16.6	0.9	0.43	1.32	5.73	1.45	0.03	1.04	99.18	l al. (2004) 01) al. (2002)	
Lithological nature	Sample Provenance	Major element da	SiO ₂	TiO ₂	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	$K_{2}O$	P2O5	IOI	Total	Ref. 1: Samson et Ref.2: Admou (20 Ref. 3: Thomas et	

Annexes
Induc Onclass Onclass <thonclass< th=""> <thonclass< th=""> <thon< th=""><th>oucht Tachakoucht</th><th>Tachakoucht</th><th>Tachakoucht</th></thon<></thonclass<></thonclass<>	oucht Tachakoucht	Tachakoucht	Tachakoucht
ovenance Ket. 2 Ket.	LISS GITELSS		Cliciss
02 63.6 62.5 62.3 77.3 02 62.7 63.6 62.5 62.3 77.3 02 10.3 0.67 0.88 0.84 0.47 203 15.6 15.8 16.32 16.66 10.2 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 203 3.45 2.41 4.15 3.4 2.38 1.66 00 3.24 1.8 3.1 2.2 0.35 00 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 00 3.24 1.8 3.1 2.2 0.67 00 3.26 1.8 3.1 2.2 0.35 00 1.7 2.38 1.28 2.25 2.17 0.11 1.96 3.08 2.3 2.72 0.45 0.11 99.98 99.86 100.18 99.63 99.16 91 99.98 99.86 100.18 99.63 99.16 91 1.8 2.3 2.072 3.18 2.172 3.18 91 1.96 3.08 2.3 2.12 0.45 91 99.98 99.68 99.63 99.63 99.16 91 1.8 $1.00.18$ 99.63 99.63 99.16 91 1.8 1.91 1.91	. 2 Ref. 2	Ref. 2	Ref. 2
02 62.7 63.6 62.5 62.3 77.3 02 1.03 0.67 0.88 0.84 0.47 203 15.6 15.8 16.32 16.6 10.2 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 203 3.45 2.41 4.15 3.34 0.67 200 3.45 2.41 4.15 3.34 0.67 200 1.77 2.38 1.28 2.25 2.17 201 1.72 2.38 1.28 2.25 2.17 201 1.96 3.08 2.3 2.6 0.45 211 99.98 99.86 100.18 99.63 99.16 911 99.98 100.18 99.63 99.16 99.16 911 5.77 2.31 2.772 3.18 912 3.77 2.31 2.72 3.18 91.98 99.86 100.18 99.63 99.163 91.15 7.002 99.86 100.18 99.63 91.15 7.002 7.002 99.63 99.163 91.16 2.002 99.86 100.18 99.63 91.18 7.002 99.163 99.163 91.18 7.002 99.163 99.163 91.18 99.163 99.163 99.163 <tr< td=""><td></td><td></td><td></td></tr<>			
0^2 1.03 0.67 0.88 0.84 0.47 20^3 15.6 15.8 16.32 16.6 2.5 20^3 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 20^3 2.33 2.6 2.44 2.38 1.66 10^2 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 10^2 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 10^2 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 10^2 0.17 2.38 1.28 2.25 0.17 10^2 0.18 0.21 0.18 0.21 0.67 10^2 0.18 0.21 0.18 0.25 0.14 11^2 2.38 1.28 2.72 3.18 011 1.96 3.08 9.963 9.916 014 2.31 100.18 99.63 99.16 $9^2 1 : Samson et al. (2004) 100.18 99.63 99.16 9^2 3 : Thomas et al. (2002) 100.18 99.63 99.16 $	3 63.74	65.07	60.27
203 15.6 15.8 16.32 16.6 102 203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 20 2.33 2.6 2.44 2.38 1.66 100 3.24 1.8 3.1 2.2 0.35 20 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 20 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 20 1.7 2.38 1.28 2.25 0.17 20 1.7 2.38 1.28 2.25 2.17 0.22 0.18 0.21 0.18 0.45 0.1 1.96 3.08 2.3 2.72 3.18 0.1 1.96 3.08 2.3 2.72 3.18 0.1 1.96 3.08 2.3 2.72 3.18 0.1 0.21 0.018 99.63 99.63 99.16 99.68 100.18 99.63 99.16 99.63 99.16 91.1 5.3 100.18 99.63 99.16 91.2 100.18 99.63 99.16 99.63 91.2 100.18 99.63 99.16 99.63 91.2 100.18 99.63 99.16 91.2 100.18 99.63 99.16 91.2 100.18 99.63 99.16 91.2 100.18 100.2001 100.2002 91.2 100.18 100.18 100.2002 91.2 100.202 10	7 0.78	0.8	1.11
203 7.55 7.12 6.88 6.66 2.5 20 2.33 2.6 2.44 2.38 1.66 20 3.45 2.41 1.8 3.1 2.2 0.35 20 3.45 2.41 4.15 3.4 0.67 20 1.7 2.38 1.28 2.25 2.17 00 1.7 2.38 1.28 2.25 2.17 05 0.22 0.18 0.21 0.18 0.45 01 99.66 3.08 2.3 2.72 3.18 11 99.986 100.18 99.63 99.19 f $1: Samson et al. (2002)$ 2.31 2.33 2.72 3.18 f $1: Samson et al. (2002)$ 2.318 99.63 99.63 99.19 f $3: Thomas et al. (2002)$ 2.318 2.33 2.33 2.318	25 16.19	15.78	17.75
g0 2.33 2.6 2.44 2.38 1.66 $a0$ 3.45 2.41 1.8 3.1 2.2 0.35 $a0$ 1.7 2.38 1.28 2.25 2.17 05 0.22 0.18 0.21 0.18 0.45 05 0.22 0.18 0.21 0.18 0.45 11 1.96 3.08 2.3 2.72 3.18 12 0.22 0.18 0.21 0.18 0.45 11 99.98 99.86 100.18 99.63 99.19 f 1 : Samson et al. (2004) f f f f f f 1 : Samson et al. (2002) f	5 6.31	6.11	6.64
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	6 2.94	2.54	2.29
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5 1.81	1.59	0.63
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	7 3.86	3.71	3.97
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	7 2.43	2.22	4.78
I 1.96 3.08 2.3 2.72 3.18 tal 99.98 99.63 99.63 99.19 f. 1: Samson et al. (2004) 100.18 99.63 99.19 f. 2: Admou (2001) 1 1 1 f. 3: Thomas et al. (2002) 1 1	5 0.2	0.18	0.25
tal 99.98 99.63 99.63 99.63 99.19 f. 1: Samson et al. (2004) f.2: Admou (2001) f. 3: Thomas et al. (2002) f. 3: Thomas et al. (2002)	8 1.66	1.53	2.3
f. 1: Samson et al. (2004) f.2: Admou (2001) f. 3: Thomas et al. (2002)	99.99	99.62	100.06
(-2002). Inomas el al. (2002)			

	Gneiss	Gneiss
Sample		
Provenance	Ref. 2	Ref. 2
Maiou alamant	data (wt%)	
Major element	aala (w176)	
S1O2	64.2	67.73
TiO2	0.45	0.78
Al2O3	14.24	13.81
Fe2O3	6.06	5.87
MgO	3.12	2.42
CaO	3.63	2.65
Na2O	4 24	4 59
K2O	1.33	0.71
P2O5	0.14	0.15
1205 LOI	0.14	0.15
LOI	1.5	1.47
Total	99.07	100.28
Paf 1. Samaan	at al (2004)	
D-f 2: A l	(2004)	
Kej.2: Admou ((2001)	
Ref. 3: Thomas	; et al. (2002)	
	Provenance Major element SiO2 TiO2 Al2O3 Fe2O3 MgO CaO Na2O K2O P2O5 LOI Total Ref. 1: Samson Ref. 2: Admou (Ref. 3: Thomas	Provenance Ref. 2 Major element data (wt%) SiO2 64.2 TiO2 0.45 Al2O3 14.24 Fe2O3 6.06 MgO 3.12 CaO 3.63 Na2O 4.24 K2O 1.33 P2O5 0.14 LOI 1.5 Total 99.07 Ref. 1: Samson et al. (2004) Ref.2: Admou (2001) Ref. 3: Thomas et al. (2002)

Table B4. Major elements geochemical analyses for Tachakoucht and Tourtit gneissic rocks (from this study and literature)

Lithological Nature	Tachakoucht	Tachakoucht	Tourtit	Tourtit	
Sample	JIR-08	TAW-58c	T92	T93	
Provenance	This study	This study	This study	This study	
La	0.80	0.90	2.20	4.10	
Ce	1.70	1.60	3.40	6.17	
Pr	0.21	0.17	0.39	0.70	
Nd	0.80	0.60	1.40	2.51	
Sm	0.18	0.09	0.24	0.38	
Eu	0.35	0.16	0.26	0.59	
Gd	0.16	0.07	0.16	0.24	
Tb	0.03	0.01	0.02	0.03	
Dy	0.21	0.06	0.11	0.13	
Но	0.04	0.01	0.02	0.02	
Er	0.14	0.05	0.07	0.07	
Tm	0.03	0.02	0.02	0.01	
Yb	0.14	0.16	0.16	0.08	
Lu	0.02	0.04	0.04	0.02	

Table B5. REE-elements geochemical analyses (ppm) for Tachakoucht and Tourtit gneissic rocks

Annexe B.2 Données associées à la publication du chapitre 4

	Hornblendit	e				
Sample	ASL8	ASL9	ASL25	ASL34	ASL50	ASI.34 amp
UTM X (m)	725722	725782	726041	726104	726885	726104
	2269709	2269712	720041	720104	720885	720104
UTM_Y (m)	3368/08	3368/12	3368263	3368410	3367713	3368410
Unit	Mafic unit	Matic unit	Matic unit	Mafic unit	Mafic unit	Matic unit
wt%	51.1	50.1	51.0	40.7	50.6	50.5
SiO2	51.1	50.1	51.2	49.7	50.6	50.5
1102	0.5	0.6	0.4 5.2	0.6	0.6	0.6
AI203	7.0	0.0	3.2	0.1	7.9	8.5 8.0
re205	0.0	9.2	1.7	9.0	9.2	0.9
MaQ	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	10.0	13.3	17.5	14.0	13.7	14.7
CaO Na2O	10.9	10.4	13.9	13.4	11.1	12.5
Na2O	1.2	1.2	0.7	0.9	1.2	1.1
R20	0.4	0.5	0.2 bdl	0.4	0.4	0.5
P203	2.8	0.1		0.0	2.8	0.1
LOI	2.0	2.5	4.4	100.0	2.0	2.5
10tai Ma#	90.9 78 2	90.0 76 8	101.2 81 7	76.2	99.7 77 2	99.1 76.6
Mg#	78.5	/0.8	01.7	70.2	11.2	/0.0
ppm						
Rb	3.65	5.03	2.74	6.34	3.85	6.79
Sr	116.09	104.17	77.53	404.32	133.95	268.53
Y	14.36	17.17	9.54	21.65	16.14	16.00
Zr	43.46	58.02	26.47	44.08	46.37	43.98
Nb	0.93	1.09	0.50	0.86	0.88	1.41
Cs	0.08	0.10	0.05	0.15	0.11	0.19
Ba	73.00	64.15	37.88	41.34	58.86	44.58
La	4.31	4.96	2.97	4.61	4.20	4.58
Ce	11.02	13.46	8.39	12.75	10.72	13.55
Pr	1.57	2.07	1.28	1.88	1.49	2.11
Nd	7.97	10.41	6.85	9.72	7.51	10.17
Sm	1.99	2.53	1.74	2.51	1.94	2.77
Eu	0.64	0.80	0.52	0.84	0.65	0.90
Gd	2.28	2.81	1.83	3.00	2.37	3.03
Tb	0.37	0.45	0.27	0.49	0.39	0.47
Dy	2.52	3.00	1.75	3.36	2.78	3.02
Ho	0.52	0.61	0.34	0.69	0.57	0.63
Er	1.53	1.77	0.96	2.01	1.70	1.75
Tm	0.23	0.26	0.14	0.29	0.25	0.28
Yb	1.45	1.63	0.88	1.82	1.61	1.96
Lu	0.24	0.26	0.14	0.30	0.26	0.25
Hf	1.40	1.47	1.01	1.52	1.38	1.38
Та	0.08	0.09	0.04	0.07	0.08	0.09
Pb	1.62	1.20	1.44	2.39	1.66	2.02
Th	0.98	0.36	0.41	0.48	0.48	0.24
U	0.18	0.07	0.08	0.12	0.11	0.11

	Hornbland	aghbro					
Same la		ASI 25D am	- AST 26	AST 16A	AST 7	DA 21	A CT 29
Sample	ASL52	ASL35B am	ip ASL36	ASLIGA	ASL/	BA 31	ASL28
$UTM_X(m)$	726942	724838	725019	725867	725677	724895	726154
UTM_Y (m)	3367784	3368883	3369436	3368802	3368574	3368995	3368239
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	44.1	46.4	50.3	46.8	47.3	46.9	41.9
TiO2	1.6	1.5	3.1	1.0	1.2	0.7	2.6
Al2O3	13.5	13.9	16.9	17.8	16.0	9.1	16.5
Fe2O3	10.6	12.4	11.1	10.9	11.0	10.0	13.0
MnO	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	13.6	10.0	4.7	7.4	8.3	16.2	9.2
CaO	9.2	8.2	5.7	6.1	7.5	11.7	7.9
Na2O	1.9	2.2	3.2	3.5	3.0	1.1	2.4
K2O	1.4	1.7	1.7	1.2	1.6	0.6	1.2
P2O5	bdl	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0
LOI	3.6	2.9	3.5	5.3	4.1	3.5	4.3
Total	99.7	99.6	100.9	100.3	100.3	100.3	99.5
Mg#	71.9	61.4	45.4	57.4	60.0	76.2	58.3
ррт							
Rb	18.31	21.90	43.61	24.50	20.48	6.70	16.30
Sr	118.95	324.29	694.14	511.50	376.40	168.99	398.52
Y	20.82	23.57	22.47	15.86	23.83	18.76	32.57
Zr	25.10	58.02	17.42	36.50	96.31	41.35	40.79
Nb	1.45	5.41	3.69	1.51	3.81	1.36	2.14
Cs	0.93	0.58	1.25	0.46	0.95	bdl	0.62
Ba	83.70	997.17	943.45	290.30	382.60	116.33	539.34
La	2.09	5.41	6.64	5.74	5.67	4.27	4.43
Ce	8.17	16.37	18.05	12.50	18.56	13.57	15.46
Pr	1.46	2.75	2.50	1.73	3.36	2.17	2.31
Nd	8.77	14.83	12.24	7.92	16.98	10.06	13.52
Sm	2.81	4.72	2.99	2.21	4.42	2.73	4.13
Eu	0.99	1.49	0.99	0.83	1.43	0.93	1.35
Gd	3 60	4 90	3.40	2 42	4 23	2.97	5 19
Th	0.55	0.78	0.54	0.42	0.68	0.48	0.83
Dv	3.58	4.92	3 58	2.69	4 43	3.45	5.63
Ho	0.68	0.91	0.69	0.61	0.96	0.74	1.13
Fr.	1.83	2.54	1.84	1.73	2.53	2.14	3.10
EI Tm	0.24	2.34	0.25	0.25	2.33	0.32	0.45
Vh	1.42	2.15	1.52	1.77	2.46	2.24	2.68
10	0.22	2.15	0.22	0.28	2.40	2.24	2.00
Lu	1.20	0.28	0.25	0.28	0.57	1.22	1.56
пі Т-	0.11	2.20	0.90	1.21	2.74	1.23	1.50
1a Di	0.11	0.38	0.24	0.10	0.30	0.10	0.14
Pb	1.21	3.24	6.07	3.61	3.67	1.41	2.87
Th	0.08	0.29	0.15	0.80	0.12	0.26	0.14
U	0.06	0.18	0.08	0.18	0.10	0.04	0.08

	Garnet-hor	nblende gabb	ro				
Sample	ASI 16B	ASI 23b	BO10b	BO10b+	BO22a	BO24	BO10C
UTM X (m)	725867	725920	724892	724892	727232	727225	724892
UTM Y (m)	3368802	3368300	3368991	3368991	3368198	3368122	3368991
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	47.0	46.5	46.8	46.3	45.7	47.2	44.8
TiO2	1.5	1.1	1.4	1.5	1.6	1.9	1.6
A12O3	20.2	15.9	17.8	17.0	19.5	18.3	16.0
Fe2O3	10.9	11.1	10.2	11.3	12.0	10.2	11.7
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
MgO	5.6	9.5	7.5	8.2	6.5	6.8	8.5
CaO	3.5	8.0	9.0	9.4	6.7	7.0	9.3
Na2O	4.4	3.1	3.3	3.0	2.8	3.7	2.8
K2O	1.7	1.3	1.3	1.2	1.9	1.4	0.9
P2O5	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	0.2
LOI	4.6	2.9	2.7	2.6	3.4	3.3	3.1
Total	100.4	99.7	100.7	101.3	101.1	101.0	99.3
Mg#	50.4	62.7	59.5	59.1	51.9	57.0	59.1
ppm							
Rb	41.53	15.21	17.40	13.80	35.30	19.70	12.86
Sr	552.90	293.09	605.00	511.00	479.00	656.00	457.50
Y	30.85	23.45	25.70	24.90	52.90	27.70	23.66
Zr	36.41	34.65	149.00	110.00	259.00	142.00	89.30
Nb	3.02	2.97	2.10	2.00	7.90	7.10	1.73
Cs	1.10	0.81	bdl	bdl	bdl	bdl	0.61
Ba	477.08	297.72	451.00	381.00	381.00	572.00	395.34
La	9.23	8.50	6.80	6.00	6.30	8.40	5.68
Ce	24.10	27.20	18.20	19.40	18.00	21.10	18.24
Pr	3.28	4.24	3.13	3.16	3.05	3.51	3.03
Nd	16.42	23.74	15.30	15.40	15.90	17.40	15.90
Sm	4.36	6.11	4.22	4.36	4.95	5.20	4.47
Eu	1.36	1.83	1.35	1.26	1.54	1.51	1.50
Gd	4.72	5.80	5.26	4.69	6.28	5.26	4.49
Tb	0.76	0.76	0.73	0.78	1.09	0.79	0.75
Dy	4.91	4.27	5.32	5.11	7.95	5.10	4.67
Но	0.95	0.77	0.94	0.90	1.64	0.90	0.95
Er	2.69	2.04	3.03	2.83	5.06	2.86	2.57
Tm	0.39	0.28	0.45	0.35	0.77	0.37	0.35
Yb	2.53	1.68	2.52	2.16	4.84	2.40	2.35
Lu	0.41	0.26	0.37	0.30	0.79	0.37	0.31
Hf	0.97	1.47	2.90	2.40	4.50	2.90	2.40
Та	0.14	0.13	0.12	0.13	1.00	1.40	0.07
Pb	4.38	2.53	bdl	bdl	bdl	bdl	3.19
Th	0.25	0.24	0.28	0.26	0.17	0.31	0.15
U	0.08	0.06	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07

	Garnet-rich	leucosome
Sample	ASL2 GRT	GRTASL1
UTM_X (m)	725454	724895
UTM_Y (m)	3367902	3368995
Unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%		
SiO2	45.7	40.9
TiO2	1.7	0.6
Al2O3	21.3	21.0
Fe2O3	11.8	17.7
MnO	0.5	1.1
MgO	2.7	5.2
CaO	8.1	7.7
Na2O	3.9	2.0
K2O	1.3	1.1
P2O5	1.2	1.3
LOI	2.1	1.4
Total	100.2	100.0
Mg#	30.9	36.5
8		
m		
Rb	17.93	17.81
Sr	983.21	385.07
Y	167.11	374.96
Zr	57.12	103.25
Nb	3.21	0.81
Cs	0.57	0.67
Ba	299 79	197 62
La	12 79	14 81
Ce	31 56	37.99
Pr	4 33	5 19
Nd	20 /7	24.22
Sm	5.64	7 87
5m Fu	2 01	3.07
Gd	9.56	17 89
Th	2.20	1 20
Du	2.23	4.00
Бу	21.05	47.50
Fr.	0.12	13.07
Er Ter	21.38	51.09
1m VL	3.47	0.34 66.32
10	20.47	10.52
Lu	3.93	10.50
HI T	1.05	1.55
1a Di	0.15	0.03
Pb	4.11	2.43
Th	0.20	0.23
U	0.15	0.29

	Host granodi	ioritic gneiss	
Sample		BO19	R71Δ
UTM X (m)	725489	-	-
UTM Y (m)	3367946	-	-
Unit	Orthogneissic	Orthogneissic	Orthogneissic unit
	011110 81111011	o runo garrisorio	or and gardened with
wt%			
SiO2	65.4	69.3	71.5
TiO2	0.1	0.2	0.4
A12O3	19.8	16.8	14.7
Fe2O3	1.2	1.4	2.1
MnO	0.0	0.0	0.1
MgO	0.9	0.7	1.2
CaO	1.2	1.5	1.9
Na2O	7.2	5.4	5.4
K2O	2.0	3.3	1.1
P2O5	0.1	0.1	0.1
LOI	1.4	0.9	1.5
Total	99.3	99.6	99.8
Mg#	59.4	47.6	53.4
ррт			
Rb	34.40	41.79	19.83
Sr	385.94	370.00	477.22
Y	2.65	1.60	3.07
Zr	108.54	60.23	25.59
Nb	6.15	10.07	1.85
Cs	0.81	0.77	0.48
Ba	381.33	621.86	196.63
La	20.37	2.58	9.05
Ce	49.77	4.89	17.88
Pr	4.99	0.66	1.94
Nd	17.21	2.70	6.29
Sm	2.65	0.75	0.99
Eu	0.64	0.42	0.44
Gd	1.70	0.61	1.02
Tb	0.17	0.09	0.13
Dy	0.68	0.42	0.58
Ho	0.09	0.07	0.13
Er	0.27	0.18	0.37
Tm	0.04	0.03	0.04
Yb	0.29	0.17	0.25
Lu	0.05	0.03	0.06
Hf	2.82	2.11	0.61
Та	0.17	bdl	0.08
Pb	2.93	6.91	1.87
Th	7.63	0.05	1.55
U	0.73	0.06	0.24

Sample	ASL17C	ASL17C	ASL17C	ASL17C	ASL17C	ASL17C	ASL17C
Mineral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet
Position	core	core to rim					
Rock	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%	20.4	20 5	20.7	20.0	20.0	20.0	20.0
SIO2	38.4	38.5	38.7	38.8	38.8	38.8	38.8
K20	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	25.7	25.7	25.3	26.0	25.9	25.7	26.2
MnO	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.6
AI203	21.0	21.0	21.1	21.2	21.2	21.2	21.2
Na2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	7.1	7.2	7.5	7.5	7.5	7.5	7.0
CaO	6.0	6.0	6.0	6.1	6.1	5.9	6.0
TiO2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.9	100.0	100.4	101.3	101.2	100.7	101.1
12 oxvaens							
apfu							
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	1.7	1.7	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8
Ca	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
%							
xAlm	53.8	53.8	52.9	53.4	53.4	53.5	54.6
xGrs	16.1	16.1	16.0	16.1	16.1	15.6	16.1
xPrp	26.7	26.9	28.0	27.4	27.4	27.7	26.0
xSps	3.4	3.2	3.1	3.1	3.1	3.2	3.4
Fe#	66.8	66.6	65.4	66.1	66.1	65.9	67.8

Sample	ASL17C	ASL17C	ASL17C	ASL17B	ASL17B	ASL17B	ASL17B
Mineral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet
Position	core_to_rim	core_to_rim	rim	core	core_to_rim	core_to_rim	core_to_rim
Rock	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-leucogb	grt-leucogb	grt-leucogb	grt-leucogb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	38.3	38.3	38.3	38.7	38.7	38.7	38.5
K2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	26.3	27.9	28.0	25.2	25.2	25.0	24.9
MnO	1.7	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5
Al2O3	20.9	21.1	21.1	21.0	21.0	20.9	20.9
Na2O	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	6.7	5.1	5.1	7.3	7.3	7.3	7.3
CaO	6.0	6.9	7.0	5.7	5.7	5.7	5.7
TiO2	0.2	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3	0.3
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Total	99.9	100.6	100.8	99.6	99.6	99.6	99.3
12 oxygens apfu							
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	1.7	1.8	1.8	1.6	1.6	1.6	1.6
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.8	0.6	0.6	0.8	0.8	0.8	0.9
Ca	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
%							
xAlm	55.3	59.2	59.2	53.6	53.6	53.3	53.2
xGrs	16.1	18.8	18.9	15.6	15.6	15.6	15.7
xPrp	25.0	19.3	19.1	27.6	27.6	27.8	27.9
xSps	3.6	2.7	2.7	3.1	3.1	3.3	3.3
Fe#	68.9	75.4	75.6	66.0	66.0	65.7	65.6

Sample	ASL17B						
Mineral	Garnet						
Position	core_to_rim						
Rock	grt-leucogb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	38.5	38.6	38.4	38.4	38.4	38.5	38.1
K2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	25.0	24.9	24.8	24.9	25.3	25.2	25.9
MnO	1.5	1.5	1.5	1.5	1.6	1.4	1.6
Al2O3	20.9	20.9	20.9	21.0	20.9	20.9	20.8
Na2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	7.3	7.3	7.3	7.4	7.2	7.2	6.0
CaO	5.7	5.7	5.6	5.6	5.7	5.8	6.3
TiO2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.3	99.3	99.0	99.1	99.3	99.1	98.9
12 oxygens							
apfu							
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.6	1.7
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7
Ca	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
%							
xAlm	53.3	53.2	53.2	53.2	54.0	53.8	56.0
xGrs	15.7	15.6	15.4	15.4	15.4	15.9	17.3
xPrp	27.8	28.0	28.1	28.1	27.2	27.4	23.2
xSps	3.2	3.3	3.3	3.3	3.4	3.0	3.4
Fe#	65.7	65.5	65.4	65.5	66.5	66.3	70.7

Sample	ASL17B	ASL17B	ASL17B	BA9	BA9	BA9	BA9
Mineral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet
Position	core to rim	core to rim	rim	core	core to rim	core to rim	core to rim
	grt-leucogb	grt-leucogb	grt-leucogb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	38.0	38.2	38.0	38.9	38.8	38.8	38.7
K2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	26.0	26.0	26.1	23.3	23.3	23.3	23.4
MnO	1.5	1.6	1.5	1.2	1.2	1.3	1.3
Al2O3	21.0	21.1	21.1	21.2	21.0	21.2	21.0
Na2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	5.9	5.9	5.9	7.9	8.1	7.9	8.1
CaO	6.3	6.2	6.2	6.6	6.1	6.4	6.3
TiO2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.0	99.1	99.0	99.4	98.7	99.1	98.9
12 oxvaens							
apfu							
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	1.7	1.7	1.7	1.5	1.5	1.5	1.5
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.7	0.7	0.7	0.9	0.9	0.9	0.9
Ca	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
%							
xAlm	56.3	56.3	56.5	49.4	49.8	49.7	49.7
xGrs	17.5	17.3	17.3	18.0	16.7	17.4	17.0
xPrp	22.8	22.9	22.9	29.9	30.9	30.1	30.5
xSps	3.3	3.5	3.3	2.7	2.6	2.7	2.7
Fe#	71.2	71.1	71.2	62.2	61.7	62.3	62.0

Sample	BA9	BA9	BA9	BA9	BA9	ASL30B	ASL30B
Mineral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet
Position	core to rim	core to rim	core to rim	core to rim	rim	core	core to rim
Rock	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-hbl-gb	grt-leucogb	grt-leucogb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	38.9	37.7	38.7	38.7	38.3	38.6	38.8
K2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	24.0	24.4	24.5	24.9	25.6	23.1	23.3
MnO	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5
Al2O3	21.1	21.1	21.1	20.9	20.9	21.0	21.0
Na2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	8.2	7.3	7.4	7.2	5.9	7.9	8.1
CaO	6.1	6.4	6.5	6.2	7.4	6.8	6.9
TiO2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.4	0.4
Cr2O3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Total	99.9	98.3	99.8	99.6	99.9	99.3	99.9
12 oxygens							
apfu							
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	1.5	1.6	1.6	1.6	1.7	1.5	1.5
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	1.9	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	0.9	0.9
Ca	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
%							
xAlm	50.2	52.1	51.7	53.0	54.4	48.7	48.5
xGrs	16.5	17.5	17.5	16.9	20.2	18.4	18.3
xPrp	30.6	27.7	27.9	27.3	22.1	29.8	29.9
xSps	2.7	2.7	2.9	2.9	3.3	3.1	3.3
Fe#	62.1	65.3	64.9	66.0	71.1	62.0	61.8

Sampla	A ST 30P	A ST 30P	A ST 30P	A ST 30P	A ST 30P
Minoral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Gornet
Desition	Garnet	Garnet to rim	corra to rim	Garnet	rim
Posk	grt-loucogh	grt-loucogh	grt-loucogh	grt-loucogh	art-loucogh
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
Omt	Walle ulli	Walle unit	Walle ulli	Marie unit	Walle unit
wt%					
SiO2	38.8	38.8	38.6	38 5	38 5
K20	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	23.3	23.5	23.8	25.2	25.2
MnO	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1
Al2O3	21.0	21.0	21.1	20.9	20.9
Na2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	8.1	8.1	8.1	7.5	7.5
CaO	6.8	6.7	6.7	6.7	6.8
TiO2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
01200	0.0	010	0.0	010	0.0
Total	99.7	99.8	99.6	100.3	100.4
12 oxygens					
apfu					
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Ca	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
%					
xAlm	48.8	49.1	49.6	52.1	51.9
xGrs	18.1	18.0	17.8	17.7	17.9
xPrp	30.1	30.3	30.1	27.8	27.7
xSps	3.0	2.7	2.4	2.4	2.4
Fe#	61.8	61.8	62.2	65.2	65.2

MineralAmphiboleAmphiboleAmphiboleAmphiboleAmphiboleAmphiboleAmphiboleAmphiboleAmphibolePositionRockgrt-hbl-gbgr	Sample	BO22a	BO22a	BO22a	BO10B	BO10B	BO10B	BO10B
Position - - - - - - - Rock grt-hbl-gb Mafic unit Maf	Mineral	Amphibole						
Rock Unit grt-hbl-gb Mafic unit Mafic unit </th <th>Position</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th>	Position	-	-	-	-	-	-	-
Unit Mafic unit <th>Rock</th> <th>grt-hbl-gb</th> <th>grt-hbl-gb</th> <th>grt-hbl-gb</th> <th>grt-hbl-gb</th> <th>grt-hbl-gb</th> <th>grt-hbl-gb</th> <th>grt-hbl-gb</th>	Rock	grt-hbl-gb						
wt% SiO2 42.9 42.5 42.6 42.8 42.6 42.8 42.5 TiO2 1.4 1.4 1.4 1.4 1.3 1.5 1.6 Al2O3 14.0 14.0 14.1 13.8 14.1 14.1 14.0 Cr2O3 0.0 0.0 0.1 0.1 0.1 0.1 FeO 14.5 14.5 14.2 13.5 13.6 13.8 13.9 MnO 0.1 0.1 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 MgO 10.7 10.6 10.5 11.5 11.2 11.1 11.0 Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.1 1.0 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 Total 97.3 96.9 6.27	Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt% SiO2 42.9 42.5 42.6 42.8 42.6 42.8 42.5 TiO2 1.4 1.4 1.4 1.3 1.5 1.6 Al2O3 14.0 14.0 14.1 13.8 14.1 14.1 14.0 Cr2O3 0.0 0.0 0.0 0.1 0.1 0.1 0.1 FeO 14.5 14.5 14.2 13.5 13.6 13.8 13.9 MnO 0.1 0.1 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 MgO 10.7 10.6 10.6 11.5 11.2 11.1 11.0 CaO 10.8 10.9 11.0 10.9 11.1 11.0 11.0 Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.0 1.1 1.0 Total 97.3 96.9 96.9								
SiO242.942.542.642.842.642.842.5TiO21.41.41.41.41.31.51.6Al2O314.014.014.113.814.114.114.0Cr2O30.00.00.00.10.10.10.1FeO14.514.514.213.513.613.813.9MnO0.10.10.20.20.20.20.2MgO10.710.610.611.511.211.111.0CaO10.810.911.010.911.111.011.0Na2O1.91.91.81.92.01.91.9K2O0.91.01.00.91.01.11.0Total97.396.996.997.197.397.697.3Si6.296.276.266.256.244.(IV)1.711.731.711.731.741.751.76Ti(V)0.000.000.000.000.000.000.000.000.00	wt%							
TiO21.41.41.41.41.31.51.6Al2O314.014.014.113.814.114.114.0Cr2O30.00.00.00.10.10.10.1FeO14.514.514.213.513.613.813.9MnO0.10.10.20.20.20.20.2MgO10.710.610.611.511.211.111.0CaO10.810.911.010.911.111.011.0Na2O1.91.91.81.92.01.91.9K2O0.91.01.00.91.11.01.0Total97.396.996.997.197.397.697.3Si6.296.276.266.256.24Al(IV)1.711.731.711.731.741.751.76Ti(V)0.000.000.000.000.000.000.000.00	SiO2	42.9	42.5	42.6	42.8	42.6	42.8	42.5
Al2O3 14.0 14.0 14.1 13.8 14.1 14.1 14.0 Cr2O3 0.0 0.0 0.0 0.1 0.1 0.1 0.1 FeO 14.5 14.5 14.2 13.5 13.6 13.8 13.9 MnO 0.1 0.1 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 MgO 10.7 10.6 10.6 11.5 11.2 11.1 11.0 CaO 10.8 10.9 11.0 10.9 11.1 11.0 11.0 Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.1 1.0 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 Si 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.	TiO2	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	1.5	1.6
Cr2O3 0.0 0.0 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 FeO 14.5 14.5 14.2 13.5 13.6 13.8 13.9 MnO 0.1 0.1 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 MgO 10.7 10.6 10.6 11.5 11.2 11.1 11.0 CaO 10.8 10.9 11.0 10.9 11.1 11.0 11.0 Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.1 1.0 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	Al2O3	14.0	14.0	14.1	13.8	14.1	14.1	14.0
FeO14.514.514.213.513.613.813.9MnO0.10.10.20.20.20.20.2MgO10.710.610.611.511.211.111.0CaO10.810.911.010.911.111.011.0Na2O1.91.91.81.92.01.91.9K2O0.91.01.00.91.01.11.0Total97.396.996.997.197.397.697.3Si6.296.276.296.276.266.256.24Al(IV)1.711.731.711.731.741.751.76Ti(IV)0.000.000.000.000.000.000.000.00	Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
MnO 0.1 0.1 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 MgO 10.7 10.6 10.6 11.5 11.2 11.1 11.0 CaO 10.8 10.9 11.0 10.9 11.1 11.0 11.0 Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.0 1.0 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	FeO	14.5	14.5	14.2	13.5	13.6	13.8	13.9
MgO 10.7 10.6 10.6 11.5 11.2 11.1 11.0 CaO 10.8 10.9 11.0 10.9 11.1 11.0 11.0 Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.0 1.1 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	MnO	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO10.810.911.010.911.111.011.0Na2O1.91.91.81.92.01.91.9K2O0.91.01.00.91.01.11.0Total97.396.996.997.197.397.697.3 T-sites Si6.296.276.296.276.266.256.24Al(IV)1.711.731.711.731.741.751.76Ti(IV)0.000.000.000.000.000.000.00	MgO	10.7	10.6	10.6	11.5	11.2	11.1	11.0
Na2O 1.9 1.9 1.8 1.9 2.0 1.9 1.9 K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.0 1.1 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 T-sites Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	CaO	10.8	10.9	11.0	10.9	11.1	11.0	11.0
K2O 0.9 1.0 1.0 0.9 1.0 1.1 1.0 Total 97.3 96.9 96.9 97.1 97.3 97.6 97.3 T-sites Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	Na2O	1.9	1.9	1.8	1.9	2.0	1.9	1.9
Total97.396.996.997.197.397.697.3 T-sites Si6.296.276.296.276.266.256.24Al(IV)1.711.731.711.731.741.751.76Ti(IV)0.000.000.000.000.000.000.00	K2O	0.9	1.0	1.0	0.9	1.0	1.1	1.0
T-sites Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	Гotal	97.3	96.9	96.9	97.1	97.3	97.6	97.3
Si 6.29 6.27 6.29 6.27 6.26 6.25 6.24 Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	T-sites							
Al(IV) 1.71 1.73 1.71 1.73 1.74 1.75 1.76 Ti(IV) 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	Si	6.29	6.27	6.29	6.27	6.26	6.25	6.24
Ti(IV) 0.00	Al(IV)	1 71	1 73	1 71	1 73	1 74	1 75	1 76
	L(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total 8.00 8.00 8.00 8.00 8.00 8.00 8.00	Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1. 2. 3 sites	M1. 2. 3 sites							
Al(VI) 0.71 0.71 0.74 0.65 0.70 0.68 0.67	Al(VI)	0.71	0.71	0.74	0.65	0.70	0.68	0.67
Ti 0.15 0.16 0.16 0.16 0.14 0.17 0.18	Гі	0.15	0.16	0.16	0.16	0.14	0.17	0.18
Cr = 0.00 = 0.00 = 0.01 = 0.01 = 0.01 = 0.01	Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe^{3+} 0.59 0.51 0.49 0.62 0.51 0.54 0.54	Fe ³⁺	0.59	0.51	0.49	0.62	0.51	0.54	0.54
Mg 233 232 232 251 244 243 242	Mσ	2.33	2.32	2.32	2.51	2 44	2.43	2.42
Fe^{2+} 1.19 1.28 1.26 1.03 1.16 1.15 1.16	Fe ²⁺	1.19	1.28	1.26	1.03	1.16	1.15	1.16
Mn 0.02 0.01 0.03 0.02 0.03 0.03	Mn	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Total 5.00 5.00 5.00 5.00 5.00 5.00 5.00	Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Masite	M4 site	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	0.00
Fe^{2+} 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C_{3} 170 173 174 171 175 172 173	Ca	1.70	1.73	1 74	1.71	1.75	1.72	1.73
N_{a} 0.30 0.27 0.26 0.29 0.25 0.28 0.27	Na	0.30	0.27	0.26	0.29	0.25	0.28	0.27
Total 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.0	Fotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site	A site	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
N_{2} 0.22 0.28 0.24 0.26 0.31 0.27 0.26	Na	0.22	0.28	0.24	0.26	0.31	0.27	0.26
K 0.12 0.20 0.21 0.20 0.20 K 0.18 0.18 0.19 0.17 0.18 0.20 0.19	K	0.18	0.18	0.19	0.17	0.18	0.20	0.19
Sum A = 0.40 = 0.46 = 0.43 = 0.42 = 0.49 = 0.47 = 0.46	Sum A	0.10	0.46	0.43	0.43	0.49	0.47	0.46
Sun A 0.40 0.40 0.43 0.43 0.43 0.47 0.40	Thermoharometer*	0.40	0.40	0.45	0.45	0.45	0.47	0.40
P(khar) 10.0 10.3 10.2 9.8 9.7 10.4 10.9	P (khar)	10.0	10.3	10.2	9.8	97	10.4	10.9
$T_{(NOR)} = 10.0 = 10.5 = 10.2 = 3.0 = 3.7 = 10.4 = 10.5 = 10.7 = 10.4 = 10.5 = 10.7 = 10.4 = 10.5$	Γ (°C)	854	849	862	893	9.7 891	896	892

Sample	BO10B						
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt_bbl_gb	grt_hhl_gh	grt_hhl_gh	grt_bbl_gb	grt_bbl_gb	grt_hhl_gh	grt_bbl_gb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
Cint	Marie unit	Walle unit	Walle unit	Walle unit	Marie unit	Walle unit	Wane unit
wt%							
SiO2	42.9	43.5	43.3	43.0	42.8	42.8	42.6
TiO2	1.6	1.7	1.5	1.4	1.6	1.3	1.6
Al2O3	13.5	13.3	14.3	13.5	13.6	13.9	13.7
Cr2O3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
FeO	13.3	13.2	14.0	13.7	13.5	13.5	13.4
MnO	0.24	0.19	0.18	0.24	0.19	0.17	0.19
MgO	11.39	11.60	11.05	11.29	11.34	11.44	11.50
CaO	10.98	10.88	11.07	11.00	11.28	11.28	10.91
Na2O	1.88	2.00	1.94	1.88	1.81	1.85	1.98
K2O	1.02	0.78	0.87	1.00	1.04	1.05	0.99
Total	96.85	97.23	98.43	96.99	97.15	97.24	96.92
T-sites							
Si	6.31	6.35	6.27	6.31	6.30	6.29	6.26
Al(IV)	1.69	1.65	1.73	1.69	1.70	1.71	1.74
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.65	0.63	0.72	0.65	0.65	0.68	0.63
Ti	0.17	0.18	0.17	0.15	0.18	0.14	0.17
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe	0.49	0.51	0.52	0.53	0.42	0.49	0.57
Mg	2.50	2.53	2.38	2.48	2.49	2.50	2.52
Fe	1.14	1.10	1.17	1.15	1.24	1.17	1.08
Mn	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.73	1.70	1.72	1.73	1.78	1.77	1.72
Na	0.27	0.30	0.28	0.27	0.22	0.23	0.28
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.27	0.27	0.26	0.27	0.29	0.30	0.28
K	0.19	0.15	0.16	0.19	0.20	0.20	0.19
Sum A	0.46	0.41	0.42	0.46	0.49	0.49	0.47
Thermobarometer*							
P (kbar)	10.2	10.4	10.7	9.4	10.6	9.3	10.4
T (°C)	892	895	885	882	862	856	892

Sample	BO10B	BO10B	BO10B	BO10B	BA10	BA10	BA10
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	42.6	42.7	42.7	43.0	41.2	41 4	41.6
TiO2	1.7	1.5	1.4	1.3	1.8	1.5	1.1
Al2O3	13.8	13.6	13.8	13.9	13.2	13.4	12.9
Cr2O3	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
FeO	13.21	13.78	13.26	13.45	17.73	17.47	18.02
MnO	0.19	0.14	0.21	0.21	0.22	0.17	0.23
MgO	11.45	11.22	11.12	11.17	9.04	8.96	8.71
CaO	10.97	11.10	11.26	11.22	10.90	11.00	11.25
Na2O	2.00	1.88	1.83	1.84	1.75	1.72	1.41
K2O	0.95	1.01	1.04	1.01	1.13	1.35	1.20
Total	96.92	96.97	96.67	97.22	96.91	96.94	96.43
Teites							
r;	6.26	6 29	6 31	6 3 2	6 19	6.23	6 30
	1 74	1 71	1.69	1.68	1.81	1 77	1 70
$T_{i}(\mathbf{IV})$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1 2 3 sites	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A1(VI)	0.65	0.65	0 71	0 72	0.52	0 59	0.60
Ti	0.19	0.17	0.16	0.14	0.20	0.17	0.12
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.50	0.48	0.35	0.42	0.66	0.52	0.56
Mσ	2.51	2.46	2.45	2.45	2.02	2.01	1.96
Fe ²⁺	1.12	1.21	1.29	1.23	1.57	1.68	1.72
Mn	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Са	1.73	1.75	1.78	1.77	1.75	1.77	1.82
Na	0.27	0.25	0.22	0.23	0.25	0.23	0.18
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.30	0.29	0.31	0.29	0.26	0.28	0.24
K	0.18	0.19	0.20	0.19	0.22	0.26	0.23
Sum A	0.47	0.48	0.51	0.48	0.48	0.53	0.47
Thermobarometer*							
P (kbar)	11.1	10.2	10.0	9.6	11.1	10.3	8.3
T (°C)	792	765	753	731	804	768	693

Sample Mineral	BA10 Amphibole						
Rock	- grt-hhl-gh						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	41.3	41.1	41.7	41.9	41.7	41.3	40.7
TiO2	2.0	1.8	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6
Al2O3	13.5	13.6	13.1	13.2	13.0	13.4	13.3
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	17.7	17.6	18.0	18.2	18.3	18.2	18.1
MnO	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	8.9	9.0	8.8	8.9	9.1	8.8	8.5
CaO	11.0	11.0	11.0	10.9	11.1	10.7	11.0
Na2O	1.78	1.82	1.70	1.71	1.55	1.77	1.60
K2O	1.26	1.20	1.26	1.20	1.28	1.26	1.35
Total	97.59	97.33	97.23	97.57	97.70	97.16	96.36
T_sites							
Si	6 17	6 15	6 27	6 24	6 22	6 19	6 18
Al(IV)	1.83	1.85	1.73	1.76	1.78	1.81	1 82
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1. 2. 3 sites	0.00		0.00	0.00	0.00		
Al(VI)	0.56	0.56	0.59	0.57	0.50	0.56	0.56
Ti	0.22	0.20	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.52	0.58	0.52	0.65	0.71	0.72	0.57
Mg	1.99	2.01	1.98	1.98	2.03	1.96	1.93
Fe ²⁺	1.69	1.62	1.73	1.61	1.58	1.56	1.72
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Са	1.77	1.77	1.78	1.74	1.77	1.72	1.79
Na	0.23	0.23	0.22	0.26	0.23	0.28	0.21
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.29	0.30	0.27	0.24	0.22	0.23	0.26
K	0.24	0.23	0.24	0.23	0.24	0.24	0.26
Sum A	0.53	0.53	0.51	0.47	0.46	0.47	0.52
Thermobarometer*							
P (kbar)	12.3	11.6	9.6	9.6	9.7	10.3	10.5
T (°C)	833	808	751	751	763	767	775

Sample	BA10	BA10	BA10	BA10	BA10	BA10	BA9
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	41.1	41.6	41.2	41.6	41.6	42.3	42.4
TiO2	1.6	1.5	1.8	1.5	1.4	1.4	2.1
Al2O3	13.2	13.1	13.1	13.4	13.1	12.8	12.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	18.5	18.1	17.9	18.3	18.4	16.8	16.3
MnO	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.2
MgO	8.5	8.9	9.2	8.7	8.9	9.7	9.6
CaO	11.1	11.0	11.1	11.0	11.1	10.5	11.1
Na2O	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.7	2.1
K2O	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.3	0.7
Total	97.16	97.41	97.49	97.52	97.57	96.70	96.44
T-sites							
Si	6.20	6.23	6.17	6.22	6.23	6.32	6.38
Al(IV)	1.80	1.77	1.83	1.78	1.77	1.68	1.62
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.55	0.54	0.48	0.59	0.54	0.57	0.51
Ti	0.18	0.17	0.20	0.16	0.16	0.15	0.24
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.58	0.63	0.63	0.58	0.64	0.72	0.31
Mg	1.92	1.99	2.05	1.95	1.98	2.15	2.16
Fe ²⁺	1.75	1.65	1.62	1.70	1.66	1.38	1.75
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.79	1.76	1.78	1.77	1.78	1.68	1.79
Na	0.21	0.24	0.22	0.23	0.22	0.32	0.21
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.27	0.25	0.28	0.26	0.25	0.17	0.39
K	0.25	0.24	0.25	0.24	0.24	0.24	0.13
Sum A	0.53	0.49	0.54	0.50	0.49	0.41	0.52
Thermobarometer*							
P (kbar)	10.4	9.8	11.1	10.0	9.5	9.0	11.3
T (°C)	777	764	808	755	751	740	846

Sample	BA9	BA9	BA9	BA9	BA9	BA9	BO24
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	41.5	41.2	41.8	43.7	42.3	40.8	42.5
TiO2	2.1	2.1	2.1	1.1	1.9	1.8	1.2
Al2O3	12.9	13.3	13.3	13.7	13.6	14.3	14.1
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
FeO	16.2	16.7	15.1	12.3	13.8	16.1	15.1
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2
MgO	9.5	9.2	10.2	12.3	11.1	9.2	10.3
CaO	11.34	11.49	11.41	10.86	11.46	11.07	10.73
Na2O	2.08	2.10	1.81	1.86	1.90	2.04	2.05
K2O	0.78	0.72	1.02	0.77	0.99	0.97	0.94
Total	96.68	96.95	96.88	96.64	97.02	96.48	97.22
T-sites							
Si	6.26	6.21	6.24	6.36	6.26	6.14	6.26
Al(IV)	1.74	1.79	1.76	1.64	1.74	1.86	1.74
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.55	0.57	0.58	0.71	0.63	0.67	0.71
Ti	0.24	0.24	0.24	0.13	0.21	0.20	0.13
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.29	0.28	0.32	0.62	0.33	0.42	0.61
Mg	2.14	2.06	2.27	2.66	2.45	2.07	2.27
Fe ²⁺	1.76	1.83	1.57	0.87	1.38	1.61	1.25
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.83	1.86	1.83	1.69	1.82	1.79	1.69
Na	0.17	0.14	0.17	0.31	0.18	0.21	0.31
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.44	0.47	0.35	0.22	0.36	0.38	0.28
K	0.15	0.14	0.19	0.14	0.19	0.19	0.18
Sum A	0.59	0.61	0.55	0.36	0.55	0.57	0.45
Thermobarometer*							
P (kbar)	12.4	12.6	12.7	8.8	11.7	12.3	9.4
T (°C)	851	845	852	703	816	806	713

Sample	BO24	BO33	BO33	BO33	BO33	BO33	BO33
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	42.6	43.3	42.5	43.1	44.8	45.0	45.6
TiO2	1.4	1.2	3.1	1.3	0.9	1.0	0.9
Al2O3	13.7	13.0	12.9	13.7	11.5	11.8	11.4
Cr2O3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
FeO	15.0	13.2	13.1	13.5	12.7	12.8	12.7
MnO	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	10.5	11.7	11.3	11.3	12.6	12.7	12.9
CaO	10.7	11.0	10.9	11.2	11.4	11.2	11.0
Na2O	2.1	1.8	1.8	1.8	1.6	1.7	1.7
K2O	0.9	0.7	0.7	0.8	0.6	0.6	0.5
Total	97.1	96.2	96.6	97.0	96.3	97.0	97.1
Tritor							
1-sites	6.28	6 38	6 27	6 3 2	6 57	6 53	6.61
	1 72	1.62	1 73	1.68	1 /3	1 47	1 39
$T_{i}(\mathbf{I}\mathbf{V})$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1 2 3 sites	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A1(VI)	0.66	0.64	0.51	0.69	0.55	0.55	0.56
Ti	0.00	0.13	0.34	0.14	0.10	0.11	0.09
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.61	0.60	0.42	0.48	0.52	0.62	0.64
Μσ	2.32	2.57	2.50	2.47	2.76	2.75	2.77
Fe ²⁺	1.25	1.02	1.20	1.18	1.03	0.93	0.90
Mn	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site		0.00		5100			
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Са	1.69	1.73	1.73	1.77	1.79	1.74	1.71
Na	0.31	0.27	0.27	0.23	0.21	0.26	0.29
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.29	0.25	0.25	0.29	0.26	0.21	0.19
К	0.18	0.13	0.14	0.15	0.11	0.11	0.09
Sum A	0.46	0.38	0.39	0.44	0.37	0.33	0.29
Thermobarometer*							
P (kbar)	9.7	8.4	9.0	9.4	6.2	6.8	6.1
T (°C)	741	709	740	731	654	683	652

Sample	BO8						
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbl-gb						
Unit	Maric unit	Maric unit	Maric unit	Matic unit	Maric unit	Maric unit	Marie unit
wt%							
SiO2	41.7	41.9	41.8	42.8	41.6	42.3	42.4
TiO2	1.7	1.1	0.5	0.5	1.6	1.0	1.1
Al2O3	13.5	13.8	14.5	13.0	13.8	13.5	13.6
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
FeO	15.9	16.0	16.0	16.2	16.1	15.6	15.8
MnO	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
MgO	9.6	10.0	9.6	10.3	9.7	10.4	10.2
CaO	11.0	11.4	11.3	11.7	11.1	11.5	10.9
Na2O	1.8	1.8	1.7	1.6	1.8	1.7	1.8
K2O	1.1	0.7	0.5	0.5	0.9	1.0	0.8
Total	96.5	96.8	96.1	96.8	96.7	97.0	96.7
T-sites							
Si	6.26	6.23	6.24	6.36	6.20	6.28	6.28
Al(IV)	1.74	1.77	1.76	1.64	1.80	1.72	1.72
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.65	0.66	0.78	0.62	0.63	0.63	0.65
Ti	0.19	0.12	0.06	0.06	0.18	0.11	0.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.43	0.58	0.65	0.63	0.59	0.54	0.71
Mg	2.14	2.21	2.14	2.28	2.17	2.30	2.24
Fe ²⁺	1.56	1.41	1.35	1.38	1.42	1.40	1.24
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.76	1.82	1.81	1.85	1.77	1.84	1.72
Na	0.24	0.18	0.19	0.15	0.23	0.16	0.28
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.29	0.33	0.31	0.31	0.28	0.31	0.24
К	0.21	0.14	0.10	0.10	0.17	0.18	0.15
Sum A	0.50	0.47	0.41	0.41	0.46	0.49	0.39
Thermobarometer*							
P (kbar)	11.2	8.8	8.3	7.1	10.8	8.3	8.7
T (°C)	795	688	590	592	776	674	694

Sample	BO8						
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbl-gb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	43.3	42.3	41.9	42.0	42.0	42.4	42.4
T1O2	1.4	1.0	1.0	0.9	1.1	0.9	0.6
Al2O3	12.4	13.4	13.9	14.1	14.0	13.7	13.2
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
FeO	15.8	16.6	16.2	16.2	16.3	16.0	16.6
MnO	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
MgO	10.2	9.9	9.9	9.9	9.8	10.0	10.2
CaO	10.7	11.0	11.2	11.1	11.1	11.1	11.5
Na2O	1.7	1.7	1.7	1.8	1.6	1.7	1.7
K2O	1.2	1.0	0.9	0.9	1.0	0.9	0.6
Total	96.9	07.1	06.0	06.0	07.1	07.0	97.0
Total	90.9	97.1	90.9	90.9	97.1	97.0	97.0
T-sites							
Si	6.42	6.27	6.22	6.24	6.22	6.29	6.30
Al(IV)	1.58	1.73	1.78	1.76	1.78	1.71	1.70
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.59	0.62	0.65	0.70	0.66	0.68	0.60
Ti	0.15	0.11	0.11	0.10	0.12	0.10	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.55	0.70	0.68	0.67	0.71	0.64	0.70
Mg	2.27	2.19	2.20	2.18	2.17	2.21	2.25
Fe ²⁺	1.41	1.36	1.34	1.34	1.31	1.34	1.36
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.71	1.76	1.78	1.76	1.76	1.76	1.83
Na	0.29	0.24	0.22	0.24	0.24	0.24	0.17
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.18	0.23	0.27	0.26	0.23	0.25	0.33
K	0.23	0.19	0.18	0.17	0.18	0.17	0.11
Sum A	0.42	0.42	0.45	0.44	0.41	0.42	0.44
Thermobarometer*							
P (kbar)	8.6	8.3	8.6	8.6	8.9	8.3	7.3
T (°C)	740	681	675	663	690	665	597

Sample Mineral	BO8 Amphibole	BO8 Amphibole	BO8 Amphibole	BO8 Amphibole	BO8 Amphibole	ASL22B Amphibole	ASL22B Amphibole
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbldite	hbldite
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	42.3	41.7	43.5	42.5	42.7	44.0	46.2
TiO2	1.7	1.6	1.4	0.8	0.9	1.2	0.8
Al2O3	13.2	13.4	12.1	13.1	13.2	12.4	10.3
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
FeO	16.0	16.3	15.2	15.8	15.8	12.1	11.7
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
MgO	10.0	9.8	11.0	10.4	10.3	12.8	13.6
CaO	10.6	10.8	11.4	11.2	11.2	11.1	11.1
Na2O	1.9	1.8	1.5	1.5	1.6	2.2	1.9
K2O	1.3	1.3	0.7	1.0	1.0	0.9	0.7
Total	97.0	96.8	96.9	96.4	96.8	96.8	96.7
T-sites							
Si	6.28	6.22	6.41	6.33	6.33	6.44	6.72
Al(IV)	1.72	1.78	1.59	1.67	1.67	1.56	1.28
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.59	0.58	0.52	0.63	0.64	0.59	0.50
Ti	0.19	0.18	0.16	0.09	0.10	0.13	0.09
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.60	0.63	0.61	0.66	0.65	0.46	0.45
Mg	2.21	2.19	2.43	2.30	2.28	2.79	2.95
Fe ²⁺	1.39	1.40	1.26	1.31	1.32	1.01	0.98
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.69	1.73	1.80	1.79	1.77	1.73	1.74
Na	0.31	0.27	0.20	0.21	0.23	0.27	0.26
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.36	0.28
K	0.24	0.25	0.13	0.18	0.18	0.16	0.12
Sum A	0.46	0.48	0.35	0.41	0.41	0.52	0.41
Thermobarometer*							
P (kbar)	10.5	10.6	8.3	7.5	7.8	7.8	5.3
T (°C)	788	780	746	637	655	706	651

Sample	ASL22B	ASL22B	ASL22B	ASL22B	BO10A	BO10A	BO10A
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbldite						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	45.3	44.2	44.5	44.2	44.3	43.0	43.0
TiO2	1.1	1.0	0.9	1.0	0.9	0.7	0.7
Al2O3	11.4	12.2	12.2	12.2	12.8	13.2	13.2
Cr2O3	0.0	0.2	0.0	0.2	0.1	0.1	0.1
FeO	12.5	12.7	11.9	12.7	12.4	13.3	13.3
MnO	0.2	0.3	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
MgO	13.1	12.8	12.9	12.8	12.5	12.1	12.1
CaO	11.6	10.8	11.1	10.8	11.8	11.9	11.9
Na2O	1.9	1.9	2.2	1.9	1.7	1.7	1.7
K2O	0.7	0.9	0.7	0.9	0.7	0.7	0.7
Total	97.9	97.0	96.6	97.0	97.4	96.7	96.7
T-sites							
Si	6.57	6.42	6.50	6.42	6.45	6.33	6.33
Al(IV)	1.43	1.58	1.50	1.58	1.55	1.67	1.67
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.51	0.50	0.60	0.50	0.64	0.61	0.61
Ti	0.12	0.11	0.10	0.11	0.10	0.07	0.07
Cr	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.40	0.75	0.44	0.75	0.44	0.56	0.56
Mg	2.83	2.78	2.82	2.78	2.71	2.65	2.65
Fe ²⁺	1.11	0.79	1.01	0.79	1.07	1.08	1.08
Mn	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.81	1.69	1.74	1.69	1.83	1.88	1.88
Na	0.19	0.31	0.26	0.31	0.17	0.12	0.12
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.34	0.22	0.37	0.22	0.31	0.35	0.35
K	0.13	0.16	0.13	0.16	0.12	0.14	0.14
Sum A	0.47	0.38	0.50	0.38	0.43	0.48	0.48
Thermobarometer*							
P (kbar)	6.6	7.2	7.0	7.2	7.3	7.3	7.3
T (°C)	696	687	667	687	655	615	615

Sample	BO10A	ASL22B	ASL22B	ASL22B	BO10A	ASL24B	ASL24B
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbldite						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	43.7	44.8	44.3	44.0	42.6	43.6	43.9
TiO2	0.8	1.3	1.1	1.2	1.0	1.4	1.4
Al2O3	12.8	11.6	12.1	12.4	13.1	12.3	12.2
Cr2O3	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
FeO	12.6	12.5	12.5	12.1	13.0	12.9	12.1
MnO	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
MgO	12.2	12.7	12.5	12.8	11.9	12.0	12.3
CaO	11.7	11.0	11.1	11.1	11.9	11.5	11.5
Na2O	1.6	2.0	2.0	2.2	1.7	1.8	1.8
K2O	0.6	0.9	0.9	0.9	0.8	1.2	1.1
Total	96.4	96.8	96.8	96.8	96.4	96.9	96.5
Telder							
1-sites	6.40	C	6.40	C 44	6.24	C 11	6.40
Si	6.42	6.55	6.49	6.44	6.31	6.44	6.49
Al(IV)	1.58	1.45	1.51	1.56	1.69	1.56	1.51
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.64	0.54	0.58	0.59	0.61	0.58	0.61
Ti	0.09	0.14	0.13	0.13	0.12	0.15	0.16
Cr	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.47	0.46	0.43	0.46	0.43	0.26	0.20
Mg	2.68	2.77	2.73	2.79	2.62	2.65	2.72
Fe^{2+}	1.08	1.07	1.10	1.01	1.19	1.33	1.29
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.85	1.72	1.74	1.73	1.88	1.83	1.83
Na	0.15	0.28	0.26	0.27	0.12	0.17	0.17
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.31	0.28	0.32	0.36	0.38	0.35	0.34
K	0.12	0.17	0.17	0.16	0.14	0.23	0.22
Sum A	0.43	0.45	0.49	0.52	0.52	0.58	0.56
Thermobarometer*							
P (kbar)	7.3	7.4	7.4	7.8	8.1	8.5	8.5
T (°C)	645	728	702	706	686	743	752

Sample	ASL24B	ASL24B	BO17	ASL24B	BO17	BO17	BO17
Mineral	Amphibole						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbldite						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	43.4	43.5	42.3	43.4	42.5	42.3	41.8
TiO2	1.5	1.5	1.4	1.6	1.0	1.0	1.7
Al2O3	12.2	12.1	13.8	12.5	14.0	13.9	13.9
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
FeO	13.0	13.5	14.8	12.2	14.5	14.9	14.9
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	12.3	11.9	10.4	12.2	10.6	10.4	10.2
CaO	11.2	11.1	11.1	11.5	11.1	11.1	11.0
Na2O	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8	1.8	2.0
K2O	1.3	1.1	1.0	1.2	0.9	1.1	1.0
Total	96.9	96.8	96.9	96.6	96.6	96.9	96.8
T-sites							
Si	6.40	6.42	6.27	6.41	6.29	6.28	6.21
Al(IV)	1.60	1.58	1.73	1.59	1.71	1.72	1.79
Ti(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, 2, 3 sites							
Al(VI)	0.52	0.52	0.68	0.59	0.73	0.70	0.65
Ti	0.16	0.17	0.15	0.18	0.11	0.12	0.19
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.46	0.43	0.48	0.26	0.53	0.51	0.48
Mg	2.70	2.63	2.30	2.69	2.34	2.30	2.27
Fe ²⁺	1.14	1.23	1.35	1.25	1.26	1.34	1.38
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.76	1.76	1.76	1.81	1.76	1.77	1.75
Na	0.24	0.24	0.24	0.19	0.24	0.23	0.25
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.29	0.32	0.30	0.35	0.28	0.30	0.32
K	0.24	0.21	0.20	0.22	0.18	0.20	0.19
Sum A	0.54	0.53	0.50	0.57	0.46	0.51	0.52
Thermobarometer*							
P (kbar)	8.6	8.7	8.8	9.2	9.6	10.0	10.0
T (°C)	754	763	681	761	710	753	745

Sample	ASL22B	ASL24B	ASL24B	BO17	BO17	BO33
Desition	Ampinoole	Ampinoole	Ampinoole	Ampinoole	Ampinoole	Ampinoole
Posk	- hhldita	- bbldita	- hhldita	- hhldita	- hhldita	- hhldita
KOCK Unit	Mofio unit	Mafia unit	Mofio unit	Mafia unit	Mofio unit	Mafia unit
Unit	Marie unit	Mane unit	Marie unit	Mane unit	Mane unit	Marie unit
wt%						
SiO2	44.0	43.6	43.5	42.3	43.3	43.3
TiO2	1.2	1.4	1.5	1.4	0.5	1.2
Al2O3	12.4	12.3	12.1	13.8	13.7	13.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
FeO	12.1	12.9	13.5	14.8	14.8	13.2
MnO	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
MgO	12.8	12.0	11.9	10.4	10.7	11.7
CaO	11.1	11.5	11.1	11.1	10.8	11.0
Na2O	2.2	1.8	1.9	1.9	2.1	1.8
K2O	0.9	1.2	1.1	1.0	0.5	0.7
Total	96.8	96.9	96.8	96.9	96.6	96.2
Teller						
1-sites	C 11	C 11	6.42	6.27	6 27	6.29
	0.44	0.44	0.42	0.27	0.37	0.38
AI(IV)	1.56	1.56	1.58	1.73	1.63	1.62
Ti(TV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
MI, 2, 5 sites	0.50	0.59	0.52	0.68	0.74	0.64
Al(VI)	0.59	0.58	0.52	0.68	0.74	0.64
	0.13	0.15	0.17	0.15	0.06	0.13
Cr Es ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
re M-	0.46	0.26	0.43	0.48	0.09	0.60
Mg E_{a}^{2+}	2.79	2.65	2.63	2.30	2.35	2.57
re	1.01	1.33	1.23	1.35	1.13	1.02
Mn The l	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
re	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.73	1.83	1.76	1.76	1.69	1./3
Na	0.27	0.17	0.24	0.24	0.31	0.27
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site						
Na	0.36	0.35	0.32	0.30	0.28	0.25
ĸ	0.16	0.23	0.21	0.20	0.10	0.13
Sum A	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4
Thermobarometer*	7.0					
P (kbar)	7.8	8.5	8.7	8.8	8.8	8.4
T (°C)	706	743	763	681	672	709

Sample	ASL22	ASL22	ASL24B	ASL24B	BO32	BO10A	BA8
Mineral	Plagioclase						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	hbldite	hbldite	hbldite	hbldite	hbldite	hbldite	grt-hbl-gb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
.0.7							
w1%							
SiO2	59.1	70.3	66.8	59.5	70.9	62.4	57.9
K2O	5.2	0.1	1.3	0.6	0.0	0.1	0.0
FeO	2.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.1	2.8
MnO	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Al2O3	31.1	22.4	22.2	24.7	19.1	24.0	23.6
Na2O	1.9	4.8	9.0	6.1	10.5	5.9	5.8
MgO	0.9	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
CaO	0.3	0.9	0.3	7.4	0.0	5.3	9.6
TiO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.6	98.6	99.8	98.9	100.8	97.8	99.8
xAb	34.1	89.9	89.8	57.6	99.6	66.3	52.1
xAn	62.6	1.2	8.7	4.0	0.2	0.8	0.2
xOr	3.3	8.9	1.5	38.5	0.2	32.9	47.6

Sample	BA9	BA9	BA9	BA9	BO24	BO24	BA10
Mineral	Plagioclase						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	62.2	65.5	68.3	58.0	61.6	60.9	65.4
K2O	0.2	0.1	0.2	5.5	0.1	0.3	0.1
FeO	0.1	0.3	0.0	0.6	0.0	0.5	0.1
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al2O3	21.0	22.1	21.2	26.5	24.3	24.1	22.9
Na2O	8.2	9.3	8.1	5.7	8.1	7.7	6.2
MgO	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
CaO	7.3	3.1	1.0	0.3	6.3	6.6	4.0
TiO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.0	100.3	98.7	97.0	100.4	100.2	98.6
xAb	66.6	84.3	92.5	60.2	69.6	66.8	73.4
xAn	0.9	0.4	1.4	37.9	0.6	1.7	0.5
xOr	32.6	15.3	6.1	2.0	29.8	31.5	26.1

Sample	BA10	BA10	BA10	BA10	BA10	BA10	BO10B
Mineral	Plagioclase						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb						
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
wt%							
SiO2	62.5	62.2	61.9	61.8	61.7	62.5	59.6
K2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
FeO	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.1
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al2O3	23.8	23.8	24.4	24.1	24.1	23.7	25.2
Na2O	8.7	8.5	8.2	8.4	8.4	8.6	7.4
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	5.5	5.9	6.3	6.0	5.8	5.6	7.7
TiO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.7	100.6	100.9	100.6	100.1	100.6	100.2
xAb	73.6	71.7	69.9	71.5	71.9	72.8	63.3
xAn	0.6	0.6	0.3	0.4	0.5	0.8	0.5
xOr	25.8	27.7	29.8	28.1	27.6	26.4	36.2

Sample Mineral Position Unit	BO10B Plagioclase - grt-hbl-gb Mafic unit						
wt%							
SiO2	64.0	59.7	61.0	65.5	57.6	56.1	61.0
K2O	2.4	5.0	3.1	0.6	0.1	0.1	0.2
FeO	0.6	0.9	0.9	0.3	1.2	3.3	0.2
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1
Al2O3	22.9	26.2	23.4	21.1	24.3	22.6	24.3
Na2O	8.8	6.0	7.5	9.9	7.3	6.6	7.6
MgO	0.2	0.3	0.4	0.1	0.0	0.1	0.0
CaO	1.3	1.1	1.7	1.8	9.6	10.2	6.4
TiO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.2	99.2	98.1	99.4	100.1	99.2	99.9
xAb	79.6	60.8	71.7	87.4	57.9	53.8	67.5
xAn	14.1	33.3	19.7	3.7	0.4	0.5	0.9
xOr	6.3	6.0	8.7	8.9	41.8	45.7	31.5

Sample	BO22a	BO17	BO17	BO17	BO17	BO17	BO17
Mineral	Plagioclase						
Position	-	-	-	-	-	-	-
Rock	grt-hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb	hbl-gb
Unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit	Mafic unit
w170	70.7	67.0	CR C	CF 1	64.0	CO 7	69.1
S102	/0./	67.9	68.6	65.1	64.9	68.7	68.1
K2O	1.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
FeO	0.1	0.1	0.0	0.2	0.3	0.2	0.1
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al2O3	19.7	20.8	20.7	22.2	21.8	21.0	20.8
Na2O	8.6	8.8	9.2	9.4	8.5	9.5	9.3
MgO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
CaO	0.4	0.7	0.6	3.2	3.0	0.7	0.8
TiO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Total	100.7	98.3	99.2	100.2	98.7	100.1	99.3
xAb	90.8	95.3	96.3	83.6	83.1	95.6	94.9
xAn	6.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.4	0.3
xOr	2.6	4.2	3.2	15.8	16.2	3.9	4.8

Sample Mineral Position Rock Unit	BO33 Plagioclase - hbl-gb Mafic unit	BO8 Plagioclase - hbl-gb Mafic unit	BO8 Plagioclase - hbl-gb Mafic unit
wt%			
SiO2	68.9	64.1	64.4
K2O	0.2	0.2	0.1
FeO	0.0	0.1	0.1
MnO	0.0	0.0	0.1
Al2O3	20.5	23.0	22.5
Na2O	9.9	8.8	9.2
MgO	0.0	0.0	0.0
CaO	0.2	4.6	4.2
TiO2	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	0.0	0.0	0.0
Total	99.7	100.8	100.6
xAb	97.7	76.9	79.4
xOr	1.1	0.9	0.5
xAn	1.2	22.1	20.1

Zircons ta_1 ta_2 ta_3 ta_4 ta_5 ta_6 Analyses Garnet-hornblende gabbro (ASL17C) ррт Sc 1226.54 1170.72 1218.88 1210.05 1236.20 1218.14 4.75 Ti 9.03 7.33 4.36 13.48 4.25 Y 224.90 263.92 213.32 1153.00 378.21 292.13 Nb 0.53 0.54 0.64 1.35 0.57 0.60 0.03 bdl 0.01 La bdl 0.03 bdl 4.07 5.17 4.66 13.06 5.42 5.41 Ce 0.05 Pr 0.03 0.07 0.02 0.17 0.07 Nd 0.46 1.11 0.52 2.88 1.28 0.83 Sm 1.28 1.93 0.93 6.26 2.51 1.72 0.75 Eu 0.66 1.08 2.79 1.31 1.00 5.77 8.55 6.03 28.84 12.24 8.58 Gd Тb 2.19 2.52 2.04 9.73 3.76 2.82 Dy 23.61 28.24 22.32 115.88 40.32 31.15 Но 7.15 8.41 6.80 38.81 12.59 9.30 Er 28.16 33.28 25.89 160.54 48.53 36.83 Tm 5.38 5.88 4.79 31.91 9.15 7.06 Yb 46.94 51.02 42.10 276.70 75.98 60.79 7.01 Lu 7.60 6.23 42.79 11.34 8.83 Ta 0.18 0.21 0.25 0.27 0.15 0.24 Eu/Eu* 0.72 0.53 0.59 0.62 0.68 0.65

Table B5.: Zircon trace element content from Bougmane hornblende-garnet gabbro (ASL17C)
Elements	Zr	Nb	Та	$_{ m Hf}$	Sr	Sb	Calc.	
Analyses							temperature	err.
							(°C)	3%
Garnet-hornbl	ende gabbro (B0	D10B)						
ррт								
td_1	870.58	293.64	22.32	26.61	4.10	0.08	716	21
td_2	857.12	278.56	17.56	26.34	4.14	0.08	714	21
td_4	880.65	280.45	15.81	26.69	4.40	0.05	717	22
td_6	861.52	305.23	25.80	26.10	4.09	0.09	715	21
td_7	931.11	267.47	15.78	28.72	3.94	0.02	722	22
td_8	978.67	318.44	33.93	29.39	3.85	0.07	727	22
td_9	1037.55	261.20	27.92	33.03	3.75	0.04	733	22
td_10	1028.93	256.93	21.00	32.46	3.74	0.05	732	22
td_11	982.91	227.02	19.18	32.21	4.27	0.06	727	22
td_12	956.20	210.37	16.98	30.46	3.89	0.07	725	22
td_13	1075.71	259.41	19.17	33.18	3.59	0.05	736	22
td_14	1041.39	267.99	26.64	33.38	3.39	0.05	733	22
td_15	1070.98	264.60	18.47	33.53	3.30	0.05	736	22
Elements	Zr	Nb	Та	Hf	Sr	Sb	Calc.	
Analyses							temperature	err.
							(°C)	3%
Hornblendite	(ASL22B)							
ppm								
ed_2	851.73	1911.38	60.82	20.72	4.05	1.01	714	21
ed_3	665.50	1021.64	57.21	20.92	3.67	1.01	691	21
ed_4	652.33	1012.25	53.81	19.35	3.57	1.37	689	21
ed_5	547.60	904.61	57.25	17.30	3.79	1.77	674	20
ed_6	536.42	1010.39	53.14	17.20	4.09	1.70	672	20
ed_7	680.79	996.58	52.49	19.08	4.20	1.14	693	21
ed_9	809.26	1543.65	53.61	20.87	3.72	0.70	709	21
ed_12	723.71	1024.11	66.35	19.15	3.64	0.42	698	21

Table B6: Rutiles trace element composition from Bougmane hornblendite (ASL22B) and garnet-hornblende-gabbro (BO10B)

Analysis	Elements concent	rations		Isotopic ratios				
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	206Pb/238U	+-	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	+-	Rho
ASL17C								
ta_1	25.1	58.0	2.31	0.10990	0.00095	0.95387	0.01235	0.67
ta_2	33.8	72.3	2.14	0.11050	0.00078	0.95396	0.00951	0.71
ta_3	15.4	36.7	2.38	0.10969	0.00083	0.95810	0.01258	0.57
ta_4	12.6	34.0	2.70	0.11270	0.00086	0.96358	0.01151	0.64
ta_6	25.5	54.8	2.15	0.11086	0.00070	0.96456	0.01225	0.50
ta_8	12.6	32.8	2.61	0.11014	0.00119	0.96541	0.01393	0.75
ta_11	12.4	35.3	2.86	0.11091	0.00079	0.97261	0.01208	0.57
ta_12	18.5	48.1	2.60	0.11104	0.00084	0.97337	0.01320	0.56
ta_13	21.2	55.5	2.61	0.11220	0.00066	0.97837	0.01075	0.54
ta_14	13.6	34.6	2.55	0.11260	0.00095	0.98377	0.01567	0.53
ta_15	14.1	35.2	2.50	0.11245	0.00110	0.98434	0.01525	0.63
ta_16	13.5	34.3	2.54	0.11558	0.00105	0.99025	0.01322	0.68
ta_21	9.0	31.1	3.45	0.11315	0.00111	0.99168	0.01475	0.66
ta_22	17.4	43.7	2.51	0.11403	0.00142	0.99237	0.01628	0.76
ta_24	18.4	46.7	2.54	0.11268	0.00087	0.99432	0.01172	0.65
ta_9	17.9	46.0	2.57	0.11382	0.00095	0.99446	0.01127	0.74
ta_17	47.5	67.9	1.43	0.11456	0.00128	0.99628	0.01461	0.76
ta_19	16.1	40.1	2.48	0.11545	0.00090	1.00422	0.01429	0.55
ta_40	14.0	34.7	2.48	0.11670	0.00115	1.01336	0.01710	0.58
ta_33	26.1	61.1	2.34	0.11236	0.00077	0.95760	0.01186	0.55
ta_35	10.9	31.4	2.89	0.11728	0.00106	1.03320	0.01503	0.62
ta_34	22.7	72.2	3.18	0.12013	0.00100	1.03491	0.01199	0.72

Table B7 U-Pb zircon dating data on Bougmane garnet leucogabbro (ASL17C) (LA-SF-ICP-MS)

Analysis	Raw isotopic ratic	S		²⁰⁸ Pb - correcte	l isotopic ratic	S				Age (Ma)		Age (Ma)
	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	207 Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	±1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1 σ	207 Pb/ 235 U
BO10B												
tc_1	0.11831	2.31555	0.14189	0.10735	0.00370	0.99888	0.13383	0.06745	0.00907	657	24	703
tc_3	0.10870	1.10021	0.07338	0.10753	0.00309	0.95917	0.09137	0.06467	0.00636	658	20	683
tc_6	0.10651	0.95036	0.06471	0.10557	0.00271	0.83697	0.08056	0.05750	0.00568	647	17	617
tc_7	0.10729	1.15262	0.07792	0.10627	0.00315	1.03007	0.11527	0.07030	0.00806	651	20	719
tc_8	0.10653	0.99977	0.06807	0.10570	0.00257	0.90056	0.08025	0.06179	0.00566	648	17	652
tc_9	0.10956	1.09754	0.07267	0.10899	0.00259	1.02889	0.07996	0.06848	0.00551	667	17	718
tc_10	0.11461	1.03259	0.06536	0.11461	0.00282	1.03259	0.08385	0.06536	0.00549	669	18	720
tc_12	0.10090	1.00600	0.07234	0.10060	0.00290	0.96966	0.09741	0.06994	0.00725	618	19	688
tc_13	0.12248	2.37155	0.14050	0.10929	0.00356	0.78797	0.12769	0.05232	0.00836	699	23	590
tc_14	0.10860	1.03561	0.06920	0.10746	0.00276	0.89820	0.08213	0.06066	0.00571	658	18	651
tc_15	0.10958	1.01533	0.06724	0.10810	0.00298	0.83753	0.09311	0.05622	0.00637	662	19	618
tc_16	0.11177	2.44706	0.15890	0.09881	0.00290	0.89121	0.11048	0.06546	0.00805	607	19	647
tc_18	0.12442	2.00860	0.11718	0.11648	0.00307	1.05562	0.10856	0.06578	0.00682	710	20	732
tc_20	0.11634	1.73800	0.10844	0.10964	0.00330	0.93391	0.10418	0.06183	0.00703	671	21	670
tc_23	0.11422	1.20213	0.07642	0.11103	0.00313	0.81933	0.10275	0.05358	0.00679	629	20	608
tc_24	0.10882	0.99075	0.06611	0.10794	0.00314	0.88560	0.09391	0.05957	0.00649	661	20	644
tc_25	0.12244	1.57225	0.09325	0.11824	0.00316	1.06838	0.10442	0.06562	0.00654	720	20	738
tc_26	0.10707	1.02015	0.06920	0.10707	0.00308	1.02015	0.09878	0.06920	0.00693	656	20	714
tc_27	0.11151	1.06936	0.06965	0.11032	0.00325	0.92705	0.09768	0.06103	0.00661	675	21	666
tc_28	0.12133	1.55970	0.09337	0.11734	0.00321	1.08054	0.10707	0.06689	0.00676	715	21	744
tc_29	0.10452	0.90964	0.06322	0.10384	0.00270	0.82801	0.08990	0.05792	0.00642	637	17	613
tc_{30}	0.12093	1.67009	0.10032	0.11560	0.00302	1.03115	0.10225	0.06479	0.00652	705	19	720
tc_31	0.10770	0.95855	0.06466	0.10770	0.00379	0.95855	0.14046	0.06466	0.00969	659	24	683
tc_32	0.10453	0.95827	0.06661	0.10440	0.00275	0.94214	0.09257	0.06557	0.00662	640	18	674
tc_33	0.10652	0.93755	0.06395	0.10538	0.00290	0.80031	0.09450	0.05518	0.00663	646	19	597
tc_34	0.10729	1.01104	0.06848	0.10729	0.00289	1.01104	0.10425	0.06848	0.00725	657	19	709
tc_35	0.10963	0.89850	0.05956	0.10891	0.00390	0.81158	0.11213	0.05416	0.00766	666	25	603
tc_36	0.10226	1.03343	0.07345	0.10122	0.00306	0.90861	0.11528	0.06524	0.00843	622	20	656

Table B8 U-Pb rutile dating data on Bougmane garnet-hornblende gabbro (BO10B) and hornblendite (ASL22B) (LA-SF-ICP-MS)

(LA-SF-ICP-MS)	
(ASL22B)	
and hornblendite (
(BO10B)	
blende gabbro	
ine garnet-horn	
ta on Bougma	
tile dating da	
B8 U-Pb ru	
Table	

Analysis	Raw isotopic ration	so		Corrected isoto	pic ratios					Age (Ma)	ł	Age (Ma)
	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	$^{207}Pb/^{235}U$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$^{206}Pb/^{238}U +$,	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U +	,	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb +		$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm 1 \sigma$	207 Pb/ 235 U
BO10B												
tc_37	0.11044	1.02863	0.06769	0.108712	0.00335	0.8214773	0.11856	0.054917	0.00801	665	22	609
tc_39	0.10358	0.95886	0.06729	0.103249	0.00364	0.9191522	0.14493	0.06471	0.01039	633	23	662
tc_40	0.10671	0.97305	0.06628	0.10671	0.00294	0.97305	0.10211	0.06628	0.00714	654	19	690
tc_41	0.10443	0.89982	0.06264	0.103992	0.0034	0.8473557	0.11846	0.059236	0.00845	638	22	623
tc_42	0.10984	1.14085	0.07551	0.108042	0.00299	0.9253112	0.10675	0.062263	0.0073	661	19	665
tc_43	0.10747	0.99948	0.06761	0.107036	0.00306	0.9474243	0.10321	0.064349	0.00719	656	20	677
tc_44	0.10569	0.92191	0.06342	0.105009	0.0028	0.8403048	0.09044	0.058181	0.0064	644	18	619
tc_45	0.10857	1.0106	0.06768	0.107745	0.00288	0.9117757	0.09725	0.061529	0.00671	660	19	658
tc_46	0.11222	1.12292	0.07276	0.110726	0.00279	0.9438941	0.09597	0.061985	0.00642	677	18	675
tc_47	0.10192	0.9955	0.07102	0.100366	0.00269	0.8092475	0.09702	0.058627	0.00712	617	17	602
tc_49	0.12294	2.81524	0.16652	0.108334	0.00326	1.0651522	0.13781	0.071498	0.00904	663	21	736
tc_50	0.1055	0.92393	0.06369	0.104118	0.00374	0.758326	0.12028	0.052968	0.00853	638	24	573

S
Σ
4
Ξ
Ľ.
-S
Á,
Ξ
$\widehat{\ }$
28
2
SI
₹
Ð
Ë
ĕ
e
þ
Ľ
Å
9
Ĕ
0
B
10
ö
B
0
ũ
q
g
a U
ð
E D
à
Ļ,
ō
Ļ
et
Ē
a
00
ne
Ja
Ĕ
'n
õ
Щ
õ
σ
at
σ
ള
Ę
Ja
0
Ē
ī.
L L
P
5
B9
e
à
a
-

Analysis	Raw isotopic ratio	sc		²⁰⁸ Pb - corrected	l isotopic ratios					Age (Ma)	A	.ge (Ma)
	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	$^{207}\mathrm{Pb}/^{235}\mathrm{U}$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1 \sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 1 \sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	±1 σ	207 Pb/ 235 U
ASL22B												
eb_2	0.12305	2.4804	0.14628	0.10951	0.00261	0.85416	0.08737	0.05660	0.00583	670	17	627
eb_3	0.12805	1.98442	0.11246	0.11969	0.00320	0.98057	0.10101	0.05945	0.00621	729	21	694
eb_4	0.11589	1.16361	0.07286	0.11507	0.00220	1.06470	0.05812	0.06714	0.00385	702	14	736
eb_5	0.10993	0.87379	0.05768	0.10993	0.00221	0.87379	0.05979	0.05768	0.00408	672	14	638
eb_6	0.11738	1.4869	0.09192	0.11382	0.00231	1.05938	0.06382	0.06754	0.00426	695	15	734
eb_7	0.12822	2.22135	0.12571	0.11783	0.00252	0.97400	0.07706	0.05998	0.00487	718	16	691
eb_9	0.12128	1.74843	0.1046	0.11501	0.00289	0.99546	0.09311	0.06280	0.00598	702	19	702
eb_10	0.11128	0.97367	0.06348	0.11128	0.00223	0.97367	0.05388	0.06348	0.00369	680	14	069
eb_11	0.11534	1.07784	0.0678	0.11454	0.00209	0.98147	0.05460	0.06217	0.00361	669	13	694
eb_14	0.11727	1.03902	0.06428	0.11594	0.00215	0.87899	0.05613	0.05500	0.00363	707	14	640
eb_15	0.11751	1.30747	0.08072	0.11443	0.00240	0.93742	0.06818	0.05943	0.00446	698	15	672
eb_16	0.11473	1.03546	0.06547	0.11301	0.00245	0.82852	0.07233	0.05318	0.00474	069	16	613
eb_17	0.10812	0.93401	0.06267	0.10803	0.00204	0.92308	0.05597	0.06199	0.00391	661	13	664
eb_18	0.1192	1.78848	0.10884	0.11209	0.00205	0.93502	0.06263	0.06051	0.00418	685	13	670
eb_19	0.13756	3.63731	0.1918	0.11508	0.00223	0.93675	0.07817	0.05905	0.00497	702	14	671
eb_21	0.11019	0.95625	0.06295	0.10970	0.00239	0.89728	0.06514	0.05933	0.00446	671	15	650
eb_22	0.11023	0.97202	0.06396	0.10978	0.00196	0.91737	0.04944	0.06061	0.00341	671	13	661
eb_25	0.10959	1.09259	0.07231	0.10827	0.00207	0.93439	0.05662	0.06259	0.00395	663	13	670
eb_26	0.11523	1.14625	0.07214	0.11398	0.00189	0.99548	0.04638	0.06334	0.00311	969	12	702
eb_27	0.12016	1.4983	0.09043	0.11550	0.00217	0.93818	0.06029	0.05891	0.00393	705	14	672
eb_28	0.1427	4.82444	0.24519	0.11030	0.00253	0.93139	0.10223	0.06124	0.00645	674	16	668
eb_30	0.13845	3.91653	0.20514	0.11335	0.00366	0.90126	0.13602	0.05766	0.00845	692	24	652

Annexe B.3 Données géochimiques multiélémentaires et isotopiques présentées dans le chapitre 5

•	Lithologie	Hornblendite	Hornblendite	Granite intrusif	Gneiss granodioritique	Amphibolite
	Echantillon	TAZI5	TZ21	TZ12b	TZ32	ТТ7В
	Localité	Tazigzaout	Tazigzaout	Tazigzaout	Tazigzaout	Tazigzaout
•						
	wt%					
	SiO2	44.3	49.7	74.4	73.9	52.8
	1102	0.6	0.4	0.0	0.1	0.5
	AI203	11.4	/.8	15.9	14.9	18.4
	MpO	11.5	10.1	0.4	0.7	7.1
	MgO	17 1	12.2	0.0	0.0	5.1
	CaO	9.1	12.2	0.9	0.5	85
	Na2O	2.4	2.6	6.6	4.8	5.1
	K20	0.4	0.1	1.1	2.5	0.6
	P2O5	0.3	0.1			0.2
	L.O.I.	4.0	3.2	1.2	1.3	1.1
	Total	101.0	98.9	100.6	99.2	99.4
	Mg#	75.1	70.5	30.8	47.1	58.7
	ppm					
	Rb	1.89	1.01	. 17.55	45.25	10.39
	Sr	37.82	42.38	279.60	229.10	489.35
	Y	3.07	4.98	0.25	1.53	25.93
	Zr	58.13	25.39	24.75	48.85	86.54
	Nb	0.92	0.67	0.71	2.04	3.37
	Cs D-	0.46	46.40	0.32	0.99	0.50
	ва	12.42	16.40	490.90	3//.60	40.02
		0.38	0.23	0.13	1.93	/./4
	Dr	1.08	0.04	0.29	5.59 0.47	19.27
	Nd	0.10	0.15	0.04	1.80	13.04
	Sm	0.38	0.43	0.04	0.34	3.16
	Eu	0.15	0.16	0.04	0.12	1.14
	Gd	0.49	0.58	0.03	0.23	3.14
	ть	0.09	0.12	0.00	0.03	0.55
	Dy	0.57	0.88	0.03	0.22	4.01
	Но	0.14	0.21	0.01	0.05	0.89
	Er	0.38	0.59	0.03	0.15	2.53
	Tm	0.06	0.09	0.01	0.02	0.35
	Yb	0.41	0.63	0.06	0.18	2.29
	Lu	0.07	0.10	0.01	0.03	0.33
	Hf	1.71	0.69	1.02	2.08	2.31
	Та	0.04	0.07	0.13	0.19	0.17
	Pb	1.84	1.04	3.04	2.89	5.15
	Th	0.78			0.41	0.68
	U	0.04			0.13	1.05

Table B3-1. Analyses géochimqiue multi-élémentaire (majeur et trace) des roches du complexe de Tazizagout (Bou Azzer)

Lithologie	Amphibolite	Amphibolite	Orthogneiss	Orthogneiss	Amphibolite
Echantillon	TAZI4	TZ30	TZ1	TZ2	TT7A
Localité	Tazigzaout	Tazigzaout	Tazigzaout	Tazigzaout	Tazigzaout
wt%	14.2	50.0	60 5		52.2
SiO2	41.3	52.0	69.5	66.0	53.3
1102	1.1	0.4	0.1	0.4	0.5
AI203	17.4	12.5	14.4	· 15.4	- 18.5 - 66
MpO	11.0	11.9	5.5	4.2	0.0
MgO	8.8	8.0	0.1	0.0	
CaO	0.0 1/1 ହ	0.0 0.0	0.0 2 A	1 0.6	, 4.3) 77
Na2O	1 7	2.2	2.0 3 8	4 1	57
K2O	03	0.6	5.2	5.6	0.5
P2O5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4
L.O.I.	2.7	2.2	1.2	2.4	1.6
Total	99.4	100.1	101.7	99.7	· 99.4
Mg#	61.2	57.2	0.7	22.3	57.4
-					
ppm					
Rb	2.48	5.76	69.17	104.30	8.44
Sr	1133.07	403.14	255.78	193.86	496.81
Y	23.33	8.07	11.98	20.19	29.33
Zr	104.06	23.64	68.38	64.56	82.43
Nb	4.73	0.88	5.00	9.93	3.61
Cs	0.71	0.21			0.56
Ba	21.81	100.64	1104.01	1236.38	43.54
La	10.37	3.52	18.13	32.77	8.50
Ce	24.18	8.01	43.12	85.84	21.09
Pr	3.38	1.12	4.89	10.47	2.94
Nd	15.90	5.44	17.86	32.04	13.78
Sm -	4.14	1.45	3.69	7.08	3.48
Eu	1.41	0.52	1.19	1.75	1.28
Gđ	4.38	1.60	2.84	4.23	3.73
	0.67	0.22	0.52	0.67	0.60
Uy He	4.47	1.50	3.04	3.94	4.3/
Π0 Ε	0.85	0.31	0.60	0.80	1.05
	2.58	0.98	1.92	2.36	2.90
rini Vh	0.36	0.14	0.29	0.36	0.43
10	2.40	0.89	1.80	2.30	2.40
Lu Hf	0.39	0.14	1.07	0.38	0.38
 Ta	2.07	0.80	1.97	2.05	2.32
Ph	0.20	3 60	0.21	0.20	, U.10 // 21
Th	9.90 0 0/	0.46	1 02	1 0/	4.31
	0.94	0.40	1.02	1.94	· U./I 1 22

Table B3-1. Analyses géochimqiue multi-élémentaire (majeur et trace) des roches du complexe de Tazizagout (Bou Azzer)

Lithologie	Hornblendite	Hornblendite	Metagranite	Leucosome	Leucosome
Sample	TA44	TA41	Т93	JIR-08	TAW-58c
Localité	Tourtit	Tourtit	Tourtit	Iriri-Tachakoucht	Iriri- Tachakoucht
wt%					
SiO2	40.4	42.9	72.6	69.0	72.5
TiO2	1.4	1.7	0.1	0.0	0.0
Al2O3	21.0	14.5	16.5	16.4	16.3
Fe2O3	13.2	12.6	0.8	0.4	0.3
MnO	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0
MgO	4.7	12.0	0.3	0.1	0.2
CaO	10.9	9.2	1.6	0.4	0.7
Na2O	1.2	1.9	6.3	4.0	6.8
K20	2.6	0.7	1.3	7.5	2.3
P2O5	0.4	2.4	1.4	0.0	0.0
Total	4.0	99.1	100.8	98.6	99.9
Mg#	41.6	65.3	41.8	27.9	47.4
Bb	66.08	12.09	25 39	111 50	38.60
Sr	698.37	179.34	363.20	438.00	385.00
Y	13.04	17.62	0.64	1.50	0.60
Zr	13.61	30.33	22.35	30.00	80.00
Nb	1.68	1.46	0.61	0.20	
Cs	1.10	0.40	0.43	0.89	1.22
Ba	349.47	117.38	303.70	1620.00	1240.00
La	3.04	2.58	4.10	0.80	0.90
Ce	10.65	8.36	6.17	1.70	1.60
Pr	1.59	1.37	0.70	0.21	0.17
Nd	9.49	8.01	2.51	0.80	0.60
Sm F.:	2.78	2.51	0.38	0.18	0.09
Eu	1.04	0.92	0.39	0.55	0.16
ТЬ	0.49	0.49	0.24	0.10	0.07
Dv	2.92	3.14	0.13	0.21	0.06
Но	0.52	0.59	0.02	0.04	0.01
Er	1.30	1.56	0.07	0.14	0.05
Tm	0.17	0.21	0.01	0.03	0.02
Yb	0.97	1.22	0.08	0.14	0.16
Lu	0.15	0.18	0.02	0.02	0.04
Hf	0.97	1.20	0.89	1.40	2.60
Та	0.09	0.09	0.03		
Pb	6.07	1.30	27.47	40.00	9.00
Th	0.09	0.18	0.18	0.10	0.40
U	0.04	0.08	0.11	0.19	0.43

Table B3-2. Analyses géochimqiue multi-élémentaire (majeur et trace) des roches du complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit (Sirwa)

Lithologie	Metagranite	Gabbro à	Gabbro à	Gabbro à	Gabbro à
Sample	T92	nornblende TA7	JIR-04	JIR-15	JIR-20
	Tourtit	luiui	Inini	Inini	luiui
ocalite	Tourtit	Iriri	Iriri	Iriri	Iriri
a/+%					
5i02	73.4	50.7	47.0	44.7	49.7
i02	0.1	2.0	1.0	1.1	1.0
1203	15.9	14.4	19.9	18.8	19.4
e2O3	0.8	12.6	10.9	12.4	9.9
InO	0.0	0.2	0.3	0.2	0.2
1gO	0.3	5.3	5.2	5.3	4.3
aO	1.3	7.5	5.4	8.4	7.2
la2O	5.7	5.0	3.6	2.8	4.5
20	1.7	0.5	2.5	1.8	1.6
205	0.0	0.3	0.3	0.1	0.3
F	1.4	1.6	3.3	3.0	1.7
otal	100.6	100.3	99.4	98.5	99.8
Ag#	41.2	45.5	48.6	46.1	46.2
om	44.00	6.42	06.20	60.00	40.70
,	44.00	204 52	96.20	E83.00	49.70
	465.00	304.55	522.00	34.30	492.00
	0.70	29.78	25.80	34.20	27.00
	100.00	131.32	40.00	40.00	60.00
	0.20	0.31	2.50	3.20	5.20
	642.00	269.26	018.00	227.00	257.00
	2 20	11 64	5 50	537.00	6.90
	3.40	27.56	16 30	20.40	19.90
	0.30	27.50	2 72	3 42	3 12
	1 40	18 86	14 30	17 40	15 80
n	0.24	5 47	4 12	5 23	4 47
	0.24	1.62	1.38	1.30	1.35
d	0.16	5.48	4.50	5.46	4.31
b	0.02	0.87	0.71	0.91	0.73
v	0.11	5.23	4.89	6.23	4.76
0	0.02	1.13	0.96	1.24	0.95
	0.07	3.29	2.84	3.66	2.74
m	0.02	0.44	0.43	0.56	0.42
5	0.16	2.75	2.60	3.23	2.56
	0.04	0.43	0.43	0.51	0.41
	3.50	3.47	1.60	1.60	2.00
3	2100	0.34	0.10	0.10	0.10
D		1.40	28.00	6.00	7.00
h		1.01	0.09	0.14	0.19
	0.11	0.32	0.05	0.08	0.12

Lithologie	Gabbro à hornblende	Gabbro à hornblende	Metavolcanics	Metavolcanics	Metavolcanics
Sample	TAW-57	TAW-57b	TAW-58a	TAW-61d	TAW-58b
Localité	Iriri	Iriri	Tachakoucht	Tachakoucht	Tachakoucht
wt%					
SiO2	44.	1 45.6	5 51.4	62.8	73.2
TiO2	1.	9 1.6	6 0.5	0.5	0.3
Al2O3	15.	0 15.5	5 15.9	17.8	13.7
Fe2O3	13.	1 12.1	12.0	4.6	3.1
MnO MaQ	0.	4 0.3	3 0.3 I 7.1	0.1	. 0.1
	11.	1 10.2 5 10.3	+ 7.1 2 86	. 2.1	2.8
Na2O	5.	5 10.3 6 2.1	3.0) 59	4.2
K2O	1.	2 0.8	3 1.3	3.3 3 1.7	0.8
P2O5	0.	1 0.1	0.1	0.2	0.1
PF	2.	5 2.5	5 1.5	5 1.7	1.2
Total	100.	4 101.3	3 101.5	100.6	100.8
Mg#	62.	8 63.0	53.9	47.7	46.3
ppm					
Rb	49.4	0 27.20	31.10	51.40	26.50
Sr	191.0	0 244.00	312.00	521.00	386.00
Y	30.5	0 33.50	16.90	13.20	12.40
Zr	50.0	0 60.00	30.00	70.00	110.00
Nb	3.5	0 3.70	1.40	4.30	2.30
Ba	4.0 239.0	0 175.00	2.44) 278.00	- 5.50 7// 00	304.00
La	4.4	0 5.50) 4.50) 8.90	7.30
Ce	16.0	0 19.30) 11.20	21.10	16.40
Pr	2.8	9 3.38	3 1.60	2.83	2.16
Nd	14.9	0 17.30	7.20	12.00	9.10
Sm	4.8	6 5.50	2.09	2.65	2.12
Eu	1.5	7 1.72	0.78	1.00	0.74
Gd	5.1	1 5.83	3 2.27	2.31	2.04
Tb	0.8	4 0.95	0.39	0.36	0.33
Dy	5.5	4 6.25	2.68	2.28	2.13
HO Er	1.0	3 1.23	0.50	0.45 134	1 29
Tm	0.4	2 3.40 4 0.51	0.29	0.20	0.20
Yb	2.5	5 2.92	2. 1.84	1.29	1.30
Lu	0.4	1 0.45	0.32	0.22	0.22
Hf	2.0	0 2.30	0.90	2.00	3.10
Та	0.1	0 0.10)	0.20	0.10
Pb		11.00)	10.00	11.00
Th	0.0	6 0.09	0.46	0.43	0.72
U	bdl	0.06	0.24	0.15	0.18

Lithologie	Metavolcanics	Metavolcanic	Metavolcanic	Metavolcanics	Hornblendite
Sample	JIR-03	KZ38a	KZ38b	TAW 64b	TA1
Localité	Tachakoucht	Tachakoucht	Tachakoucht	Tachakoucht	Iriri
+0/					
SiO2	60.2	62.5	68.3	66.6	42.8
TiO2	0.9	0.9	0.8	0.8	1.7
AI2O3	16.2	17.4	14.8	15.6	13.3
Fe2O3	8.0	6.2	4.9	5.3	11.4
MnO	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
MgO	3.5	2.4	2.3	2.0	14.1
CaO	2.6	1.7	0.6	2.4	10.9
Na2O	3.2	3.4	4.0	3.9	1.8
K2O	2.0	2.6	2.0	2.1	. 0.5
P2O5	0.2	0.3	0.2	0.2	
PF	2.1	2.9	2.2	1.2	2.3
Total	99.2	100.6	100.3	100.2	99.0
Mg#	46.5	43.0	47.7	43.1	. 71.0
ррт					
Rb	69.10	51.20	66.10	80.03	5.68
Sr	411.00	201.00	156.00	313.90	124.06
Y	22.60	24.40	11.60	26.46	16.28
Zr	150.00	190.00	190.00	214.81	. 18.33
Nb	7.90	9.20	9.70	8.56	0.90
Cs Ba	4.11	1.06	1.83	5.05	0.26
ba	14.60	473.00	314.00	26.21	1 33
Ce	33.10	43.00	6.70	48.25	4 60
Pr	4.09	4.93	1.07	7.24	0.88
Nd	16.60	20.60	4.60	29.25	5.87
Sm	3.78	5.12	1.41	5.71	2.18
Eu	1.17	1.07	0.45	1.41	0.82
Gd	3.54	4.74	2.04	5.29	3.09
ТЬ	0.60	0.74	0.31		0.49
Dy	4.09	4.55	2.12	4.54	3.27
Но	0.80	0.90	0.36	0.87	0.63
Er	2.40	2.72	1.19	2.49	1.69
Tm	0.38	0.41	0.15	_	0.22
Yb	2.31	2.63	0.77	2.31	1.32
LU	0.39	0.40	0.16	0.33	0.20
нт Та	4.20	5.20	4.10	4.69	0.91
na Dh	0.40	1.00	1.00	7 1/	5 0.07
Th	2.00	4.40	5 27	7.14 5.08	0.11
U	0.32	0.82	1.11	1.17	0.06

Lithologie	Hornblendite	Hornblendite	Hornblendite	Hornblendite	Hornblendite
Echantillon	TA19	KZ31	TAW-65	JIR-24	JIR-16
Localité	Iriri	Iriri	Iriri	Iriri	Iriri
w+%					
SiO2	39.1	42.2	50.2	41.0	38.5
TiO2	2.2	1.8	1.0	1.4	1.7
Al2O3	12.8	13.9	17.7	20.8	18.3
Fe2O3	18.2	13.4	8.4	12.8	16.3
MnO	0.3	0.2	0.1	0.3	0.2
MgO	11.9	12.8	6.4	6.6	8.4
CaO	9.8	3 10.8	6.9	11.7	10.6
Na2O	1.5	5 1.6	4.0	1.3	1.5
K2O	0.7	0.4	1.7	1.7	0.8
P2O5		0.0	0.1	0.0	0.0
PF	2.4	2.2	2.1	4.1	3.3
Total	98.9	99.2	98.6	101.6	99.6
Mg#	56.5	65.5	60.0	50.5	50.7
ppm					
Rb	9.03	3.39	47.10	62.40	31.70
Sr	102.61	. 142.14	421.00	746.00	530.00
Y	25.79	20.69	37.90	17.10	20.50
Zr	20.15	26.63	120.00	20.00	20.00
Nb	1.50	1.30	2.90	1.50	1.40
Cs	0.63	0.14	2.89	2.13	2.64
Ba	185.15	60.49	358.00	301.00	163.00
La	1.74	2.33	4.30	2.10	2.00
Ce	6.35	7.05	13.10	6.60	6.80
Pr	1.18	1.36	2.2/	1.23	1.30
Na	7.55	/.91	. 12.30	6.80	7.50
Sm Eu	2.77	2.78	4.42 1.07	2.51	2.75
Eu	3.97	0.95	5 38	0.00	3 33
Тһ	0.65	0.50	0.96	0.50	0.56
Dv	4 40) 4.16	6.30	3 29	3.82
Ho	0.87	0.90	1.37	0.65	0.75
Er	2.39	2.36	3.98	1.79	2.06
Tm	0.32	0.34	0.62	0.26	0.31
Yb	1.89	1.91	3.58	1.40	1.66
Lu	0.29	0.27	0.55	0.22	0.25
Hf	1.02	0.91	3.30	0.90	1.00
Та	0.09	0.05	0.10	0.10	0.10
Pb	2.06	5.79	6.00	29.00	10.00
Th	0.06	0.12	0.23	0.09	0.07
U	0.06	0.06	0.18	bdl	0.05

Lithologie	Hornblendite	Hornblendite	Granite post-	Granite post-
Г	W704	TA12	collisionel	collisionel
Echantillon	KZ31	TA12	KZ50	KZ51
Localité	Iriri	Iriri	Amassine	Amassine
wt%				
SiO2	42.6	45.8	78.6	78.3
TiO2	1.7	1.3	0.1	0.1
Al2O3	14.2	10.5	12.1	12.0
Fe2O3	13.5	11.3	0.5	0.6
MnO	0.2	0.1	bdl	0.0
MgO	12.8	14.7	0.1	0.1
CaO	11.0	12.7	0.4	0.5
Na2O	1.7	1.4	3.0	3.0
K2O	0.4	0.3	5.3	5.1
205	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	1.9	2.0	0.4	0.5
Total	100 2	100 0	100 5	100 1
Mg#	65.2	72 1	18 3	17 8
15 ¹¹	03.2	, 2.1	10.5	17.0
phi Ph	3 80	2 01	153 50	1/13 86
r	127 50	128.64	133.30	143.80
•	21.20	128.04	47.20	49.00
-	21.20	15.50	15.40	15.75
b	50.00	15.90	89.00	97.08
	1.50	0.77	1.30	7.24
5	0.15	0.27	1.90	2.01
a	05.20	34.42	/35.00	20.00
a	2.50	1.18	27.90	
۲ ۲	0.3U 1 F0	4.23	51.40	55.67
d	۵.20 م. م.	0.84	5.27	53.5 10 مار
u m	9.20	2.55	10.6U	10./1
	5.40	1.9/	5.24	2.72
u Sd	1.07	0.71	0.35	0.43
iu	5.93	2.64	2.10	2.29
u W	0.63	0.41	0.29	0.28
y lo	4.68	2.72	2.00	1.97
	0.78	0.52	0.38	0.43
ir 'ma	2.52	1.40	1.35	1.35
m vh	0.32	0.19	0.24	0.21
0	1./1	1.12	1.61	1.92
u ve	0.24	0.1/	0.28	0.28
IT	1.20	0.83	3.00	3.41
a	0.50	0.06	0.60	0.93
'D -1		2.64	47	4.34
h	0.07	0.07	17.55	15.83
U	0.07	0.02	2.39	2.48

Localité Echantillon	Ait Ahmane AB43	Ait Ahmane AB36	Ait Ahmane AB45	Ait Ahmane AB40	Ait Ahmane	Ait Ahmane L43
Lithologie	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite
-	Intrusive	Intrusive	Intrusive	Intrusive	Intrusive	Intrusive
wt%						
SiO2	62.7	57.1	63.2	60.5	54.0	54.0
TiO2	0.6	0.9	0.5	0.6	0.8	0.9
Al2O3	16.4	16.6	16.3	17.1	17.4	17.1
Fe2O3	5.1	8.7	5.5	6.0	8.7	9.1
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
MgO	2.5	3.1	2.3	2.7	4.8	5.3
CaO	3.8	5.8	4.4	4.5	6.8	6.7
Na2O	3.5	3.8	3.5	3.3	3.0	2.9
K2O	2.2	0.9	1.8	2.1	1.6	1.5
P205	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1
LOI	2.5	3.1	2.5	3.5	2.7	2.7
lotal Matt	99.5	100.2	100.3	100.5	100.0	100.4
Ivig#	49.5	41.5	45.4	40.0	52.5	55.0
nnm						
Rb	44.82	18.23	33.84	45.51	28.72	28.68
Sr	308.33	518.26	297.78	342.97	285.72	281.32
Y	11.11	16.18	18.75	16.49	15.94	17.16
Zr	115.89	130.35	134.44	125.50	79.09	82.73
Nb	4.62	4.27	4.75	4.59	4.72	8.64
Cs	1.33	0.75	0.99	1.51	1.09	1.05
Ba	447.41	245.04	412.26	438.65	345.49	325.48
La	16.48	14.22	13.23	10.30	8.29	7.68
Ce	31.89	30.78	28.38	22.40	18.78	18.50
Pr	3.45	3.96	3.65	2.95	2.53	2.51
Nd	13.89	16.32	15.25	12.71	11.37	11.37
Sm	2.66	3.11	3.59	2.96	2.61	2.94
Eu	0.84	0.99	0.99	0.89	0.85	0.90
Ga ть	2.20	2.95	0.51	2.76	2.89	0.51
Dv	1.96	2 93	3.06	2.89	2 94	3 11
Ho	0.38	0.64	0.71	0.59	0.58	0.63
Er	1.25	1.81	2.08	1.80	1.69	1.82
Tm	0.19	0.26	0.33	0.26	0.25	0.27
Yb	1.21	1.89	2.21	1.71	1.75	1.81
Lu	0.20	0.24	0.35	0.30	0.28	0.26
Hf	3.06	3.62	3.69	3.38	2.29	2.34
Та	0.28	0.25	0.33	0.31	0.21	0.20
Pb	4.92	7.47	5.04	5.28	4.43	3.07
Th	3.19	2.40	2.74	1.85	0.85	1.26
U	0.62	0.74	0.66	0.62	0.26	0.35

Table B3-3. Analyses géochimqiue multi-élémentaire (majeur et trace) des roches dioritiques intrusive de la boutonnière de Bou Azzer

Localité	Ait Ahmane	Bou Azzer Mine	Bou Azzer Mine	Tazigzaout
Echantillon	L45	BB1A	BB2A	TZ-d
Lithologie	Diorite intrusive	Diorite intrusive	Diorite intrusive	Diorite intrusive
Wt%	F7 7	C2 2	F0 7	C1 C
3102	57.7	02.2	0.7	01.0
AI2O3	17.0	16.8	175	16.8
Fe2O3	73	5 1	59	59
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.6	2.8	2.9	2.6
CaO	6.0	4.7	4.9	4.6
Na2O	3.3	3.5	3.6	3.5
К2О	1.5	1.3	1.6	1.7
P2O5	0.2	0.2	0.2	0.2
LOI	2.6	2.4	2.3	2.6
Total	100.2	99.6	99.5	100.0
Mg#	49.6	51.6	49.0	46.3
ppm				
Rb	31.45	29.00	34.58	33.21
Sr	316.06	438.58	432.32	347.25
Ŷ	22.93	9.41	12.79	17.94
Zr	150.72	104.79	84.24	131.68
	0.10	4.23	4.20	4.00
Ba	360 77	372 72	396 36	0.81 AAA 12
La	14.00	5.82	7.25	12.15
Ce	31.54	13.63	16.55	26.92
Pr	3.91	1.90	2.34	3.50
Nd	17.14	8.58	10.52	14.78
Sm	4.02	2.00	2.76	3.39
Eu	1.09	0.76	0.98	1.04
Gd	4.03	2.01	2.85	3.22
Tb	0.64	0.30	0.40	0.50
Dy	3.92	1.71	2.26	3.15
Но	0.81	0.33	0.44	0.71
Er -	2.45	0.93	1.32	1.91
Tm	0.36	0.14	0.19	0.29
YD L	2.42	0.83	1.38	2.22
LU	4.08	2.04	2.53	3.45
Тэ	4.00	2.54	2.33	0.31
Ph	4 84	3.71	3.70	4 48
Th	3.03	0.61	0.82	2.21
U	0.66	0.27	0.49	0.54
-	5100			

Table B3-3. Analyses géochimqiue multi-élémentaire (majeur et trace) des roches dioritiques intrusive de la boutonnière de Bou Azzer

Locality	Lithology	Sample	Sm (ppm)	(mqq) bN	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	Age (Ma)	ε _{Nd(t)}	error
Ait Ahmane	Intrusive diorite	AB43	2.66	13.89	0.1159	0.512704	0.00000	660	8.1	0.2
Ait Ahmane	Intrusive diorite	AB45	3.59	15.25	0.1422	0.512644	0.000007	660	4.7	0.1
Bougmane	Leucogranodiorite	ASL35plg	0.39	2.15	0.1092	0.512554	0.000015	702	6.2	0.3
Bougmane	Granodioritic gneiss	BO19	0.75	2.70	0.1672	0.512675	0.000007	745	3.6	0.1
Bougmane	Hbl-gabbro	ASL25	1.74	6.85	0.1537	0.512782	0.000014	700	6.7	0.3
Bougmane	Hbl-gabbro	ASL20	8.49	47.88	0.1072	0.512548	0.000013	700	6.3	0.3
Bougmane	Hornblendite	ASL34	2.51	9.72	0.1563	0.512785	0.000018	700	6.5	0.4
Bougmane	Grt-hbl gabbro	ASL16B	4.10	16.42	0.1511	0.512679	0.00000	695	4.9	0.2
Bougmane	Grt-hbl gabbro	ASL23B	6.11	23.74	0.1556	0.513119	0.000008	695	13.1	0.2
Bou Azzer Mine	Intrusive diorite	BB2A	2.76	10.52	0.1587	0.512614	0.000008	660	2.8	0.2
Bou Azzer Mine	Hbl-gabbro	BB3	3.29	13.71	0.1451	0.512779	0.00000	700	7.4	0.2
Bou Azzer Mine	Hbl-gabbro	BB16B	3.15	10.03	0.1900	0.512829	0.00000	700	4.3	0.2
Tachakoucht	Gneiss	TAW8b	0.42	2.00	0.1270	0.512816	0.000011	740	10.1	0.2
Iriri	Hbl-gabbro	TAW59 re 1	8.60	39.00	0.1334	0.512615	0.000010	660	4.9	0.2
Iriri	Hbl-gabbro	TAW59 re 2	8.60	39.00	0.1334	0.512617	0.000008	660	4.9	0.2
Iriri	Hbl-gabbro	TAW62b	3.40	12.40	0.1658	0.512825	0.000010	660	6.3	0.2
Iriri	Hornblendite	TA1	2.51	6.80	0.2232	0.513057	0.000011	660	5.9	0.2
Iriri	Basalt	TA4	2.91	13.64	0.1290	0.512640	0.000014	660	5.8	0.3
Iriri	Basalt	LH5B	1.00	2.49	0.2438	0.513068	0.000015	660	4.4	0.3
Tourtit	Hbl-gabbro	TA44	2.78	9.49	0.1771	0.512888	0.000012	660	6.5	0.2
Khzama	Grt amphibolite	TAW21b re 1	1.74	4.10	0.2566	0.513380	0.000010	760	8.7	0.2
Khzama	Grt amphibolite	TAW21b re 2	1.74	4.10	0.2566	0.513387	0.000010	760	8.8	0.2
Khzama	Metagabbro	TAW 29	4.50	17.30	0.1573	0.512845	0.000010	760	7.8	0.2
Khzama	Metabasalt	TAW30a	2.80	7.10	0.2385	0.513260	0.000008	760	8.2	0.2
Khzama	Metabasalt	TAW46 re 1	7.30	37.00	0.1193	0.512651	0.000012	760	7.8	0.2
Khzama	Metabasalt	TAW46 re 2	7.30	37.00	0.1193	0.512652	0.000008	760	7.8	0.1
Khzama	Metabasalt	TAW49b	2.70	7.80	0.2093	0.513147	0.00000	760	8.7	0.2
Khzama	Metagabbro	TA11	1.36	3.08	0.2672	0.513373	0.000015	760	7.5	0.3
Khzama	Metagabbro	TAW82	0.80	2.40	0.2016	0.513065	0.000010	760	7.9	0.2
Ait Ahmane	Metagabbro	L43	2.94	11.37	0.1564	0.513178	0.000008	760	14.5	0.2
Ait Ahmane	Metagabbro	L42	2.61	11.37	0.1389	0.512768	0.000010	760	8.2	0.2
Ait Ahmane	Metagabbro	L62	5.23	18.59	0.1701	0.512828	0.000007	760	6.3	0.1

Annexe C. Matériel supplémentaire

Listes des publications publiées, soumises ou en cours de soumission

- A. Triantafyllou, A. Watlet, C. Bastin (*submitted*). Geolokit: an interactive tool for visualising and exploring geoscientific data in Google Earth, *submitted to Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation – 2016*
- A. Triantafyllou, J. Berger, J-M. Baele, H. Diot, N. Ennih, G. Plissart, C. Monnier, A. Watlet, O. Bruguier, P. Spagna, S. Vandycke (2016). The Tachakoucht-Iriri-Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African Orogeny. Journal of Geodynamics, 96, 81-103.
- A. Triantafyllou, J. Berger, J-M. Baele, H. Diot, N. Ennih, C. Monnier, G. Plissart, A. Watlet, O. Bruguier, S. Vandycke (*submitted*). Intra-oceanic arc growth driven by magmatic and tectonic processes recorded in the Neoproterozoic Bougmane arc complex (Anti-Atlas, Morocco), *submitted to Contributions to Mineralogy & Petrology* 2016.
- J. Berger, K. Lo, H. Diot, A. Triantafyllou, G. Plissart, O. Féménias, (*submitted*). Deformation-driven differentiation during in situ crystallization of the 2.7 Ga Iguilid mafic intrusion (West African Craton, Mauritania), *submitted to Journal of Petrology* - 2016
- G. Plissart, C. Monnier, H. Diot, M. Maruntiu, J. Berger, A. Triantafyllou, (*submitted*). Petrology, geochemistry and Sm-Nd analyses on the Balkan-Carpathian Ophiolite (BCO – Romania, Serbia, Bulgaria): remnants of a Devonian back-arc basin in the easternmost part of the Variscan domain, *submitted to Journal of Geodynamics - 2016*

• A. Watlet, O. Kaufmann, M. Cissé, **A. Triantafyllou**, Y. Quinif, M. Van Camp, Ph. Meldrum, P. Wilkinson, J. Chambers, (*in prep.*) *ERT monitoring reveals groundwater storage in the vadose zone of the Lomme Karst System (Belgium), for submission in Journal of Applied Geophysics*

Geolokit: a new open source and cross-platform software for geological data visualisation in Google Earth environment

Highlights

- Geolokit converts a broad range of geoscientific data into flexible KML files to make them visible in virtual globes.
- Geolokit works with georeferenced scattered data, structural geology data, cross-sections, field pictures, raster maps and computes data spatial analyses (such as interpolations).

Geolokit: an interactive tool for visualising and exploring geoscientific data in Google Earth

A. Triantafyllou *,1,2, A. Watlet 2,3, C. Bastin 2

* PhD student - FRIA-FNRS fellow

Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGN) UMR-CNRS
 6112 - Université de Nantes, 2, Rue de la Houssinière - 44322 Nantes Cedex3
 France

 2 Département de Géologie Fondamentale et Appliquée - Génie Minier, Université de Mons, 20, Place du Parc - B7000 Mons, Belgique

³ Royal Observatory of Belgium, Seismology-Gravimetry, 3 Avenue Circulaire 1180 Bruxelles, Belgique

Abstract

GIS software are today essential tools to gather, process and visualise geological data. Their main purpose is to create and share interactive maps that can be used for geoscientific investigations or database setup as well as for improving teaching and education strategies. From this perspective, we developed Geolokit: a freeware and lightweight software that allows geoscientists - by extension, every scientist with georeferenced data – to import their raw data (e.g., GPS, sample locations, structural geology data, field pictures, maps), to handle and process them in a Geolokit toolbox and to display their outputs on the Google Earth virtual globe using KML code. Geolokit (available online at <u>http://www.geolokit.org</u>) is written in Python, a high-level, cross-platform programming language and is accessible through a graphical user interface, designed to run in parallel with Google Earth, through a workflow that requires no additional third party software. Geolokit has been designed for geoscientists and therefore comes with a large number of dedicated tools. Overall, it can process: (i) multi-points data, (ii) scattered data interpolations, (iii) structural geology features in 2D and 3D, (iv) rose diagrams, stereonets and dip-plunge polar histograms, (v) cross-sections and oriented rasters, (vi) field pictures, (vii) georeferenced maps and projected gridding. Geolokit features are demonstrated in this paper using typical datasets from field case studies (i.e. Neoproterozoic Moroccan ophiolitic complex and French orthogneissic complex of Ile d'Yeu) and online geoscientific databases (Landsat program, USGS Earthquake catalogue and GEOROC databases).

Key-words: GIS, structural geology, virtual globe, data visualisation

Introduction

The use of Virtual Globes has significantly increased in a broad range of fields these last few years, especially in geosciences (Butler, 2006; Bailey and Chen, 2011). Amongst such data viewers, Google Earth has become one of the most popular and accessible tool for visualising data, which led Whitmeyer et al. (2010) to make it a key software of their so-called "digital revolution of geological mapping". Much like GIS (Geographical Information System) software, Google Earth allows to virtually explore field terrains by viewing and consulting georeferenced data over an extensive set of basemaps made of high resolution satellite imagery (e.g., GeoEye, Ikonos, CNES/Spot images; Fritz et al., 2012). It provides a 3D viewer that integrates a valuable digital elevation model (e.g., SRTM DEM) of the Earth's topographic surface (Rusli et al., 2014), supporting the display of basic 3D models. Its intuitive user interface and its widespread use make Google Earth an increasingly used standard for displaying and planning field investigations (e.g. Ballagh et al., 2011; McCaffrey et al., 2005; Wang et al., 2013; Zhou and Wang, 2015).

The Keyhole Markup Language (KML) coding approach is an important asset of the Google Earth platform (De Paor & Whitmeyer, 2011; Whitmeyer, 2012). It covers spatial, multimedia and textural informations. Its flexibility allows various manipulations on the fly and robust data sharing (McGrava et al., 2009). Unfortunately, Google Earth does not provide a native toolbox dedicated to the management of specific geoscientific datasets (i.e. user-defined coordinates systems, raw data tables with geological structures data, geolocated field-related media, etc.). This is where Geolokit steps in, bridging raw geoscientific datasets and Google Earth. This particular aspect has already spurred several developers among the geoscientific community. Popular GIS suites (e.g., QGIS, ArcGIS) generally propose dedicated plugins that allow to export processed data in a KML or KMZ file type. Several standalone KML writing software have also been developed (plotKML: Hengl et al. (2015), pyKML, Matlab Mapping Toolbox, S2K: Blenkinsop, 2012, and several unpublished online works linked in the supplementary data X) for which a

review may be found in Hengl et al. (2015). Only few of those software and toolboxes are free and open-source and/or offer a graphical user interface (GUI). Plus, each of them is dedicated to a specific aspect of visualising geoscientific data. In this canvas, Geolokit stands out being:

- 1. A free, open-source, versatile and stand-alone software
- 2. Written in pure Python, a popular high-level programming language
- Accessible through a Graphical User Interface (GUI) what make it userfriendly for non-coders – designed to stand as one single toolbox alongside Google Earth benefitting from its convenient 2D and 3D viewers
- An all-in-one toolbox offering a multitude of visualisation tools and data processing implemented to meet main geoscientific purposes (see next sections for details).

Geolokit can additionally be viewed as a powerful tool for creating fast and fully customised KML files with data that have to be shared with the scientific community (Harwood et al., 2012), on personal websites, on platforms such as Outcropedia (Passchier, 2011) or through embedded electronic supplementary materials of an Elsevier journal (as available in the electronic supplementary data of this article).

Geolokit is also designed for teaching purposes, in addition to Google Earth already known as an interactive teaching tool for students in geosciences (Tewksbury, 2009). Student field camps are generally quite conventional, going through designing structures and mapping geological massifs on 2D canvas/paper etc. Using such fundamental tools is an important aspect of field surveys (Vitek et al., 1996) and helps learning crucial skills to students. However, the use of mapping software and powerful field/mapping devices also meets an increasing demand and thus, should be increasingly integrated in geoscience curricula (Patterson, 2007). As a free, multiplatform, lightweight and user-friendly software, Geolokit is perfectly suited for such purposes.

In this paper, we present the architecture of Geolokit, highlighting its main features and functionalities. They will be illustrated through several overviews of typical Geolokit outputs. The data that we imported into Geolokit have been gathered from fieldwork geology (e.g., the Neoproterozoic ophiolitic remnants in the Moroccan Anti-Atlas, the orthogneissic complex of the Ile d'Yeu in France) and from online geoscientific database and literature (GEOROC database, Sarbas and Nohl, 2008, ETM+ images from the NASA Landsat program, USGS Earthquakes archives). Additional applications and case studies as well as a detailed manual of Geolokit are also accessible on the website dedicated to the application (<u>http://www.geolokit.org/</u>).

1. The Geolokit architecture

Geolokit is divided into five main tools (Points, Structures, Cross-section, Fields pictures and Maps) accessible through respective tabs (Fig. 1A-a). Each tab is composed of several subtools that stand for different types of data output (Fig. 1A-b). Each tool works with a similar workflow:

- 1. Importing a specific data type;
- 2. Selecting the coordinate system;
- Selecting different visualisation parameters (Fig. 1A-b) and assigning required data to the right data header and *in fine*;
- Creating a new KML file that can be displayed on Google virtual globe (Fig. 1A-d).

In what follows, each subtool will be described, the reason why it was developed will be explained and its functionality shortly discussed with a few examples.

2. Multi-point and interpolations

The first tool of Geolokit allows data to be displayed as a multipoint object. Numerous types of imported file are supported (e.g., .xls, xlsx, .gpx, .txt, .csv) but the data must be structured as a common header/table format (Fig. 1B). Two given columns referring to geographical coordinates (X-Easting/Y-Northing) are mandatory; other columns can host numeric (e.g., rock ID, elevation, structural data dips) and/or non-

numeric (e.g., type of rock, lithology, field comments; Fig. 1B) data. The projection tool allows converting the input geographical coordinates from the Geographic Coordinate System (GCS) in which they are expressed to the GCS used in Google Earth (*i.e.* latitude and longitude in WGS84). This is done using the *PROJ.4* library through the pyproj python wrapper (Evenden & Warmerdam, 1990; Urbanek, 2011). An extended list of GCS, gathered from the updated EPSG geodetic parameter dataset (European Petroleum Survey Group), as well as an exhaustive list of ESRI standard projection files (*.PRJ*) are supported for imported coordinates transformations. These can be browsed through the GCS folder of Geolokit.

Multi-points. One of the most important challenges for geoscientists when visualising their data is to display multiple information sources at the same time in order to quickly build relationships in and between data (Yamagishi et al., 2010; 2011). Displaying points in Google Earth is integrated as a point-by-point or an importer window tool. Although this Google Earth point-by-point tool is, like the other native drawing tools, a very practical functionality for tagging few points of interest, it is not really suitable for displaying large amount of scattered data. It remains particularly limited for displaying geoscientific datasets that need to be efficiently contrasted. Within Geolokit, several functionalities have been implemented to facilitate such data input:

- The basic functionality concerns the creation of a multipoint layer that contains all the imported data assigned to corresponding placemarks. Each point created holds the data related to its location through a description panel (Fig. 2-A1).
- 2. Labelling point features following the values of specific columns of the imported data can be accomplished using a 'dynamic mode' that takes advantage of the Time Slider of Google Earth (initially built to deal with dates), allowing to either dynamically switch between labels for rapid comparison or displaying multiple labels on each point.
- 3. Sizing and colouring placemarks, with chosen colour scales, following specified field of the imported data is supported.

 Geolokit provides a 'Clustering' feature that splits and presents a classification of the bulk dataset into several subsets according to a customisable discriminant field (Fig. 2-A1, 2-A2 for e.g., lithology discrimination and data subsampling).

Data interpolation and gridding. Spatial interpolation (and gridding) of georeferenced data is commonly used in geosciences to highlight spatial, temporal and multivariable distribution of scattered data (Franke & Nielson, 1991). The multi-point tool of Geolokit provides several spatial interpolation methods of discrete imported values (e.g., geochemical contents, dip values, own numerical assignations, structure weights, elevation). The extent and the binning of the interpolated data can be stretched through a specific range and scaled with numerous colour maps (Fig 2 B-C). Different interpolation methods have been implemented: (1) Tri flat method calculates a Delaunay triangulated mesh based on scattered data points. The mean value of respective surrounding vertices is assigned to each triangle, (2) Tri_smooth *method* uses the same algorithm as for *tri_flat method* for mesh reconstruction. However, a linear interpolation (Fig. 2C) is calculated within each mesh triangle from each vertices values (i.e. Gouraud shading algorithm; Gouraud, 1971), (3) Radial Basic Functions (rbf) have also been implemented for the calculation of spatial interpolation and can be parameterised (radius, node and interpolation method: linear, gaussian, cubic, multiquadric, inverse, quintic, thin plate). This rbf method may be highly efficient in some specific case studies when scattered data are distributed on a regular grid with good coverage of the studied area but otherwise, must be used with great caution as it can lead to over-representation of insignificant extrapolated contours (Li & Heap, 2008) depending on the distribution of the scattered data. (4) In addition to interpolation functions, Geolokit also comes with another hexagonal gridding technique called hexabin method. This method creates a regular grid of sized hexagons to which the mean value of each subset located within its boundaries is assigned. If no data falls within some hexagonal areas, they are simply not displayed (Fig. 2B)

Coordinate converter. A powerful and easy-to-use GCS converter tool has been implemented supporting a broad range of coordinate systems as mentioned above using *Proj.4* coordinate transformations library. A copy of one's imported file (tab/header or .gpx files) is created with two (X and Y) new converted coordinates columns.

3. Structural geology

We developed a dedicated tool for structural geology purposes inspired by previous works of Blenkinsop et al., (2012), with the specific aim of improving the interactivity of structural data with other data fields generated by other Geolokit tools. In practice, structural data can be imported similarly to multipoint data. Different formats for planar (strike-dip using right hand rule, strike-dip-sense of dip and dip-direction) and linear data (pitch-sense of pitch, trend on plane and separate trend-plunge) are supported which meets every structural geologists' needs. More specifically, Geolokit offers the possibility of:

- Viewing data via oriented 2D structural symbols and dipping values (e.g., volcanic structures, bedding structures, metamorphic foliations, faults, joints; Fig. 3A) or via 3D objects (Fig. 3B) that are both displayed at the earth's surface according to field topography. This approach meets an essential need in structural geology and can considerably improve the interpretation of the structures and their tectonic reconstructions. The additional benefit is that the other field data are also collected and accessible in each placemark (Fig. 3A).
- Plotting rose diagrams (i.e. different modes: linear trends, line plunges, planar strikes, dip-directions and plane dipping values; Fig. 3A) and/or stereonets (i.e. poles to planes, great circles, line points and structural data density contours using *mplstereonet*; Kington, 2012, and polar Matplotlib libraries; Hunter, 2007; Fig. 3A-B) that can be directly displayed within Google Earth as a dynamic overlay.

 As similar to multi-points tab, we implemented again a 'Clustering' option that allows the creation of several subsets of data depending on a chosen discriminant field in structural tab. This function was designed to highlight potential lithological controls in the formation of geological structures (Fig. 3A-B).

The Geolokit structural data tool includes a basic converter of structural data. The converter can calculate: (1) linear trend-plunge from strike-dip-pitch inputs, (2) linear pitch of a line lying on a planar structure for a given line trend, (3) the planar poles for a given planar strike-dip and (4) azimuth value and apparent plunge for a given trend and planar strike-dip which is specifically useful for reconstructing cross-sections based on structural data gathered in the field (Fig. 4).

4. Cross-sections

The 3D environment of Google Earth offers a remarkable benefit to display and view 3D objects (as demonstrated for 3D structural geology data in previous section) compared to regular GIS software that are generally restricted to two dimensions. In Google Earth, this passes through the use of georeferenced 3D models coded in COLLADA (COLLAborative Design Activity; an open standard XML schema) format (.dae) (Tavani et al., 2014; De Paor & Whitmeyer, 2011). Up to now, users who want to represent a 3D model in Google Earth have to use third party software (e.g. Sketch-Up, CAD software) via a stepwise procedure (Van Noten, 2016; Whitmeyer et al., 2009). We therefore worked on an approach based on automatic texturing of images (*i.e.*..jpg, .png, .tiff, .bmp) into basic 3D COLLADA templates. The 3D object that results from this process can be sized (in meters), oriented with respect to the north (in degree), tilted and rolled relatively to its orientation (in degree) and geolocated directly using the Geolokit GUI (Fig. 5A-B). Geolokit creates a .kml file and links the picture to the oriented and located COLLADA object directly openable in Google Earth. Additional geometric, positioning or sizing adjustments of the textured 3D model can be achieved directly within Google Earth (Fig. 5A-B), or by modifying the input parameters in the Geolokit GUI. This feature, illustrated on Figure 5 A-B, can be used to represent field cross-sections or any raw image that can be oriented in space alike oriented thin sections for microstructure analysis, oriented field pictures or geophysical 2D surveys (see electronic supplementary data for more examples on outputs and applications).

5. Field pictures

Recent cameras are often supplied with built-in GPS receivers that allow every picture to be georeferenced and thus constrained in space and time (Xiao et al., 2011; Donatis et al., 2010 and references therein). These metadata are most generally stored in EXIF (EXchangeable Image File format) files, along with additional useful camera settings (e.g., aperture, shutter speed, datetime; Torniai et al., 2009). Geolokit exploits EXIF data to georeference users' field pictures, via external links in KML files. Because built-in GPS modules on camera may be poorly accurate, may increase battery consumption and frequently require time to detect enough satellites, Geolokit is alternatively able to import external GPS data (i.e. .gpx file) from a devoted separate GPS device. Two possibilities for importing the information on the geolocation are provided: via a spreadsheet including a list of image filenames and their recorded geolocation, or via a .gpx file containing the whole gps track of the same day as that of the snapshots (i.e. list of recorded points during a fieldwork). Geolokit computes a synchronisation between the selected images' datetimes and the temporal information available in the .gpx file to identify the position of each image.

Each geolocated picture is stored in a Google Earth placemark chosen by the user and may be enlarged by a simple click on the icon (Fig. 4). A link to the local file helps the user to be redirected to the picture directory. As shown in Figure 4, the pictures can be copied in this directory and edited in third-party editing software in order to highlight structures or specific observations and can then be reimported into Geolokit as its EXIF file has not been modified (Fig. 4). Users can therefore efficiently

6. Map texturing and gridding

In addition to the high resolution imagery provided by Google Earth, more detailed basemaps such as geological or hydrogeological maps, are essential to integrate in a GIS project in order to gather a broad range of information and carry out thorough field investigations. Google Earth already supports a few formats of georeferenced rasters (.geotif and Erdas .img). As georeferenced maps created with other GIS software can be exported in other image file types (e.g., png, jpg, tiff, bmp) accompanied by a PRJ file, we implemented a 'Map importer tool' in Geolokit that supports an extended list of raster file types (.png, .bmp, .tif, .jpg and other image types accompanied by a PRJ location file .tfw, .jgw or .pgw). KML code allows to drape raw images, via texture mapping, on the Google Earth topographic surface. Georeferenced rasters can thus be efficiently imported and displayed into Google Earth and compared with other scattered field data and/or interpolated fields (Fig. 5A).

Gridding tools are must-haves in mapping software, improving an easy location of georeferenced objects, as well as allowing field subdivisions in regular size-delimited boxes. Google Earth makes it possible to display meridians and parallels on the surface of the globe (expressed in geographical longitude-latitude only), which are however poorly customisable on the fly. This is why a grid tool has been implemented in Geolokit. It allows users to display fully customisable grids draped over the topography (i.e. colour, X and Y interspaces, gridded zone extents) and expressed in a coordinates system defined by the user (Fig. 3-5A).

Conclusion

Geolokit is coded and designed to be a simple, ergonomic and all-in-one toolbox that helps a wide range of (future) geoscientists to visualise spatially-rich data in the Google Earth environment, taking benefit of all the auxiliary environmental data available in the virtual globe. It has been conceived to provide transportable, lightweight and all-inclusive GIS projects, through the KMZ format, that can be visualised, easily shared and discussed on multiple OS platforms and devices.

Geolokit is a freeware and planned to shortly become open-source to open the door to future developments and improvements to be made by the geoscientific community. The KML code itself is in constant evolution, allowing more flexible visualisation options, while progressively improving the interactivity with raw geodata. Finally, the powerful aspects of Geolokit reside not only in its GUI but in its python source code in itself. Developers in the Earth Sciences community may easily modify and improve the existing functionalities as well as propose new tools to be implemented in the GUI.

Acknowledgements

We would like to thank the Belgian FRS – FNRS and Geologica Belgica for their financial supports (AT is a FRIA-FNRS fellow). We also thank the colleagues who tested the software and especially, S. Buck, K. Van Noten and Th. Lecocq who helped improving this manuscript.

References

- Bailey, J.E., Chen, A., (2011). The role of Virtual Globes in geoscience. Computers & Geosciences 37, 1–2.
- Ballagh, L.M., Raup, B.H., Duerr, R.E., Khalsa, S.J.S., Helm, C., Fowler, D., Gupte, A., (2011). Representing scientific data sets in KML: Methods and challenges. Computers & Geosciences 37, 57–64.
- Blenkinsop, T.G., (2012). Visualizing structural geology: From Excel to Google Earth. Computers & Geosciences 45, 52–56.
- Butler, D. (2006). Virtual globes: The web-wide world. Nature, 439(7078), 776-778.
- De Paor, D. G., & Whitmeyer, S. J. (2011). Geological and geophysical modeling on virtual globes using KML, COLLADA, and Javascript. Computers & Geosciences, 37(1), 100-110.
- De Donatis, M., Antonello, A., Lanteri, L., Susini, S., & Foi, M. (2010). BeeGIS: A New Open-Source and Multiplatform Mobile GIS. US Geological Survey Open-File Report, 2010, 1335.
- Evenden, G., & Warmerdam, F. (1990). Proj. 4–cartographic projections library.Source code and documentation available from trac. osgeo. org/proj.
- Franke, R., & Nielson, G. M. (1991). Scattered data interpolation and applications: A tutorial and survey. In Geometric Modeling (pp. 131-160). Springer Berlin Heidelberg.

- Fritz, S., McCallum I, Schill C, Perger C, See L, Schepaschenko D, van der Velde M, KraxnerF, Obersteiner M (2012). "Geo-Wiki: An online platform for improving global land cover."Environmental Modelling & Software, 31, 110–123.
- Gore, A. (1998). The digital earth: understanding our planet in the 21st century. *Australian surveyor*, *43*(2), 89-91.
- Gouraud, H. (1971). Continuous shading of curved surfaces. Computers, IEEE Transactions on, 100(6), 623-629.
- Harwood, A., Lovett, A., & Turner, J. (2012). Extending virtual globes to help enhance public landscape awareness. Peer Reviewed Proceedings of Digital Landscape Architecture, 256-262.
- Hunter, J. D. (2007). Matplotlib: A 2D graphics environment. Computing in science and engineering, 9(3), 90-95.
- Kington, J. (2012), GitHub repository: https://github.com/joferkington/mplstereonet
- Li, J. & Heap (2008). A review of spatial interpolation methods for environmental scientists.
- McCaffrey, K.J.W., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Wilson, R.W., Clegg, P., Imber, J., Holliman, N., Trinks, I., (2005). Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. Journal of the Geological Society 162, 927–938.
- McGavra, G., Morris, S., Janée, G. (2009). Technology Watch Report: Preserving Geospatial Data. DPC Technology Watch Series Report 09-01. Digital Preservation Coalition, York, UK.
- Passchier, C. (2011). Outcropedia. Journal of Structural Geology, 33(1), 3-4.
- Patterson, T. C. (2007). Google Earth as a (not just) geography education tool. *Journal of Geography*, *106*(4), 145-152.
- Rusli, N., Majid, M. R., & Din, A. H. M. (2014). Google Earth's derived digital elevation model:
 A comparative assessment with Aster and SRTM data. InIOP Conference Series: Earth and Environmental Science (Vol. 18, No. 1, p. 012065). IOP Publishing.
- Sarbas, B., & Nohl, U. (2008). The GEOROC database as part of a growing geoinformatics network. Geoinformatics.
- Sterckx, S., Triantafyllou, A., Berger, J., Plissart, G., Diot, H., & Ennih, N. (2011). Géochimie des roches méta-volcaniques de l'ophiolite de Tasriwine, Anti-Atlas, Maroc: nature des sources et environnement tectonique de mise en place. In 7ème Colloque International Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées.
- Tavani, S., Granado, P., Corradetti, A., Girundo, M., Iannace, A., Arbués, P., Munoz, J.A. & Mazzoli, S. (2014). Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran). Computers & Geosciences, 63, 44-53.
- Tewksbury, D. A. (2009). Teaching geologic map interpretation using Google Earth. In 2009 Portland GSA Annual Meeting.
- Torniai, C., Battle, S., & Cayzer, S. (2009). Sharing, discovering and browsing geotagged pictures on the World Wide Web. In The Geospatial Web (pp. 159-170). Springer London.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J. M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet,
 A., Bruguier, O., Spagna, P. & Vandycke, S. (2015). The Tachakoucht–Iriri–Tourtit arc
 complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subductionaccretion dynamics during the Pan-African orogeny. Journal of Geodynamics.
- Urbanek, S. (2011). proj4: A Simple Interface to the PROJ. 4 Cartographic Projections Library (R package version 1.0-4).
- Van Noten, K., (2016). Visualizing Cross-Sectional Data in a Real-World Context. Eos 97.
- Vitek, J. D., Giardino, J. R., & Fitzgerald, J. W. (1996). Mapping geomorphology: A journey from paper maps, through computer mapping to GIS and Virtual Reality. Geomorphology, 16(3), 233-249.
- Wang, Y., Huynh, G., Williamson, C., (2013). Integration of Google Maps/Earth with microscale meteorology models and data visualization. Computers & Geosciences 61, 23–31.
- Whitmeyer, S., Feely, M., De Paor, D., Hennessy, R., Whitmeyer, S., Nicoletti, J., Santangelo, B., Daniels, J. & Rivera, M. (2009). Visualization techniques in field geology education: A case study from western Ireland. Geological Society of America Special Papers, 461, 105-115.

- Whitmeyer, S., Nicoletti, J., De Paor, D., (2010). The digital revolution in geologic mapping. GSA Today 4–10.
- Whitmeyer, S.J., (2012). Google Earth and Virtual Visualizations in Geoscience Education and Research. Geological Society of America.
- Xiao, X., Dorovskoy, P., Biradar, C., & Bridge, E. (2011). A library of georeferenced photos from the field. Eos, Transactions American Geophysical Union, 92(49), 453-454.
- Yamagishi, Y., Yanaka, H., Suzuki, K., Tsuboi, S., Isse, T., Obayashi, M., Tamura, H., Nagao, H., (2010). Visualization of geoscience data on Google Earth: Development of a data converter system for seismic tomographic models. Computers & Geosciences 36, 373–382.
- Yamagishi, Y., Suzuki, K., Tamura, H., Yanaka, H., Tsuboi, S., (2011). Visualization of geochemical data for rocks and sediments in Google Earth: Development of a data converter application for geochemical and isotopic data sets in database systems: TECHNICAL BRIEF. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12
- Zhou, X., Wang, H., (2015). Application of Google Earth in Modern River Sedimentology Research. Journal of Geoscience and Environment Protection 03, 1–8.

Geolokit: an interactive tool for visualising and exploring geoscientific

data in Google Earth

Figures and captions

	grolOkit v1.0	1.4	A	B	C	D		E	F	G	н	1	J	
	Points Struct Cross Many Dist Others	1 GF	'S name	Lat	Long	elev	Lithology		Sample	Fol_strike	Fol_dip	Dip_sense	Pitch	Pitc
	Points Struct Cross maps Pict Others	2	1874	46,727429	-2,39058802	3,7183	8 orthogneiss							
	1. Get the point file	3	1875	46,726046	-2,39497603	2,6285	4 orthogneiss							
a1	Fitesbolkitficeniefartbiendelit-meterioret tehenater	4	1875	46,726046	-2,39497602	2,6285	14			140)	32 NE		
	[m] reserves of the production of the production	5	1876	46,725909	-2,39828101	1,4278	9							
. 1	2. Select input x, y and coordinates system	6	1876	46,725909	-2,39828102	1,4278	9			90)	12 N		
. 1	Vifacting Longitude Topp	7	1877	46,724989	-2,39967702	10,9135	8 Orthogneiss			245		12 N		
2]	Alama Juniput Ing	8	1879	46,723649	-2,39839601	0,1676	1 Orthogneiss 4	+ filon basique						
	Y/kothing/Latitude Lat	9	1879	46,723649	-2,39839601	0,1676	1			225		17 N		
-a3	- DD	10	1880	46,722886	-2,39806803	-4,6106	2 Orthogneiss			0)	0		
	Proyections Type select your input proyection	11	1881	46,721867	-2,39893304	5,6754	9 Orthogneiss-0	Orthoschiste				24 W		
	3. Choose what to do with	12	1882	46,721283	-2,39885903	8,5970	7 Orthoschiste							
		13	1883	46,718867	-2,39729304	9,4479	3 Dyke mafique	e dans orthogneiss	¥1					
-b1 -b2	for Multi-Points for interpolations for conversion	14	1884	46,71069	-2,392613	-0,3973	6 Orthogneiss-0	Orthoschiste	Y2	78	8	14 N		
		15	1885	46,711062	-2,392656	15,8587	7 Orthogneiss-0	Orthoschiste	¥3					
	Placemark, label and color	16	1886	46,710099	-2,39059104	8,7613	8 Orthogneiss-0	Orthoschiste		()	15 W		
	Lithology 🔹 🖉 Dynamic labels switch	17	1886	46,710099	-2,39059105	8,7613	8 Orthogneiss							
		18	1886	46,710099	-2,39059103	8,7613	8			4		15 W.		
	-Range label here - Dynamic label range	19	1887	46,709082	-2,38819398	7,2202	5 Orthogneiss			4		0		
	- Size here -	20	1887	46,709082	-2,38819399	7,2202	5			126	5	12 W		
		21	1888	46,70762	-2,38370203	8,3894	3 Orthogneiss			182		16 W		
	Coloritt	22	1889	46,705981	-2,38071397	-1,6674	6 qtz-Micaschis	st	Y4A	348	8	19 W		
		23	1889	46,705981	-2,38071397	-1,6674	6		Y4B					
	Data clustering	24	1890	46,703265	-2,379972	6,0886	1 Orthogneiss			195		28 W		
	Characteria and a first a	25	1890	46,703265	-2,379973	6,0886	1 pegmatite							
		26	1891	46,702291	-2,38072302	4,9609	1 Orthogneiss			164		41 W		34 N
	Chaster type	27	1892	46,701919	-2,38069301	4,4770	7 Orthogneiss			135		76 S		45 W
	. 🔊	28	1893	46,701134	-2,38203504	0,4650	5 Orthogneiss			145		74 SW		31 W
	d – 🍋	29	1894	46,700119	-2,38089401	4,6631	8 Orthogneiss			125		87 N	1	24 N
		30	1895	46,699125	-2,38056997	2,6398	4 Orthogneiss		Y5	135		90		2 NW

Figure 1 A. Geolokit GUI framework with the list of main tools tabs (a), the selection of file input (a1), of X-Y location fields (a2) and of coordinate system (a3), the list of subtools (b), the customisation panel and visualisation parameters of the outputs (b1) and the clustering options of the imported data (b2). At the bottom of the GUI, the KML launcher (d) and a status line for debugging (c). B Typical input table file with headers for raw data that can be imported in Geolokit.



Figure 2 A. Multi-point tool sizing (depth) and coloring (magnitude) features illustrated using USGS Earthquakes Catalogue with 7+ magnitude earthquakes (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/). B. Hexagonal gridding CaO content (wt%) in plutonic rocks from the Mariana subduction setting (GEOROC database) C. Delaunay mesh reconstruction and mean values of SiO2 content of the plutonic samples of Neoproterozoic arc-related rocks in the Moroccan Anti-Atlas (Sterckx et al., 2011).



Figure 3 Typical output for planar and linear structural data illustrated through metamorphic deformation events in Moroccan Anti-Atlas arc relics. A. 2D view of metamorphic foliations (green symbols) and normal faults (yellow symbols) plus stereonet of each data subset and the rose diagram of foliation strikes. B. 3D view of same metamorphic foliations and lineations and corresponding stereonet with planar pole density contour and great circles. The white grid is a 200 m gridding scaled in UTM29N-WGS84.



Figure 4 A. Data collected in the Ile d'Yeu orthogneissic complex (Massif Armoricain, Western France) including placemarks embedding field pictures relocated based on coeval GPS track. B. Expansion by clicking on a specific placemark enlarging the picture of shear zones (dashed lines) within the gneissic complex and camera shooting details.



Figure 4 A. Overlapping of (i) Landsat7 ETM+ map with colorimetric composition [R:7, G:3, B:1], (ii) geochronological data from the literature, (iii) a drawn cross-section of the Khzama-Iriri arc setting (Triantafyllou et al., 2015) and (iv) a 5 km-spaced grids in UTM29N-WGS84. B1-2. Two views of another application of the Geolokit cross-section tool to display microphotographs of oriented thin sections for microstructures interpretation.





Thèse de Doctorat

Université de Mons

Antoine TRIANTAFYLLOU

Évolution géodynamique d'un arc insulaire néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas marocain : Caractérisation des processus de croissance intra-océanique et d'accrétion

Geodynamic evolution of a Neoproterozoic island arc complex (Anti-Atlas, Morocco): Tracking intra-oceanic arc growth and accretion processes

Résumé

Les reliques néoprotérozoïques d'un système d'arc intra-océanique affleurent dans l'Anti-Atlas au Sud du Maroc, dans les fenêtres du Sirwa et de Bou Azzer. Les deux zones présentent des ensembles fortement tectonisés représentés au Nord par une séquence ophiolitique d'arrière-arc charriée sur des complexes d'arc accrétés au Sud. Ces complexes d'arc (complexes de Tachakoucht, Tazigzaout et Bougmane) sont composés de gneiss granodioritiques et d'amphibolites dont les protolithes, datés entre 750 et 730 Ma, montrent des signatures typiques d'arcs océaniques. Ces derniers ont été enfouis, déformés et métamorphisés sous des conditions de MP-MT (700°C - 8 kbar) à Tachakoucht et de HP-MT à Bougmane (750°C – 10 kbar) avant que des magmas basiques hydratés (hornblendites, gabbros à hornblende) d'affinités d'arcs océaniques ne les intrudent successivement à ~700 et ~650 Ma. Ces épisodes magmatiques ont bouleversé le régime thermique de l'arc entrainant la granulitisation et la fusion partielle des roches encaissantes à plusieurs niveaux crustaux de l'arc et générant des magmas granodioritiques à granitiques recoupant la section crustale du paléo-arc et de l'ophiolite sus-jacente. Cette étude de terrain, pétrologique, géochimique et géochronologique a mis en évidence trois épisodes de magmatisme océanique d'arc sur une période de plus de 120 Ma (de 760 à 640 Ma). La croissance de ce paleo-arc fut contrôlée par les phases successives d'alimentation magmatique mais aussi par des processus tectoniques d'épaississement en domaine intra-océanique et ce, avant l'obduction de l'arc sur le Craton Ouest africain autour de 630-600 Ma.

Mots clés

Arc océanique, Croissance crustale, Datation U-Pb, Périodicité magmatique, Accrétion, Panafricain, Néoprotérozoïque, Maroc

Abstract

Relics of an intra-oceanic arc system are exposed in the Anti-Atlas in southern Morocco, in the Sirwa and Bou Azzer windows. Both of these areas form a highly tectonized patchwork made of a back-arc ophiolitic sequence to the north thrusted onto accreted arc complexes to the south. These arc complexes (Tachakoucht, Tazigzaout and Bougmane complexes) are made of granodioritic gneisses and amphibolites with typical oceanic arc signature and for which igneous ages range from 750 to 730 Ma. These magmas were buried, deformed and metamorphosed under MP-MT conditions in Tachakoucht (700°C - 8kbar) and HP-MT in Bougmane (750°C - 10 kbar) prior to several magmatic events dated at 700 and 650 Ma and the intrusion of hydrous basic magmas (hornblende gabbros, hornblendites) with oceanic arc signatures. This episodic magmatism strongly perturbed the thermal regime of the arc leading to the granulitization of the host rocks at different levels of the arc crust and to the genesis of intermediate to felsic magmas (granodioritic to granitic). These ones have been segregated through the crustal section intruding both stacked paleo-arc and ophiolitic remnants. This field, petrological, geochemical and geochronological study established that oceanic arc magmatism in the Anti-Atlas occurred in three flare-ups on a 120 Ma long time span (760 to 640 Ma). The growth of the arc was controlled and driven both by successive magmatic inputs and intra-oceanic tectonic thickening processes while final collision of the intraoceanic system with the West African Carton occurred later, around 630-600 Ma.

Keywords

Oceanic arc, Crustal growth, U-Pb dating, Accretion, Arc tempo, Pan-African orogeny, Neoproterozoic, Morocco