

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE D'UN SEGMENT DE CROÛTE
ARCHÉENNE : LE COMPLEXE D'ATTIC, LABEL-SUR-QUÉVILLON.

THÈSE
PRÉSENTÉE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
NICOLAS REVELLI

MARS 2020

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens en premier lieu à remercier le MERN et le programme Mitacs-Accélération pour le financement de ce projet. La généreuse contribution du MERN aux travaux de terrain, ainsi que l'aide de nombreuses personnes y travaillant m'ont permis de compléter cette thèse et d'acquérir une solide expérience de la géologie de terrain. Je pense notamment à Yannick Daoudene, James Moorhead, Guillaume Allard, Pierre Pilote et Pierre Lacoste. Je n'oublie pas l'implication de mes amis et étudiants qui m'ont accompagné durant mes travaux de terrain; Sacha, David, Giselle et Claudie, un grand merci à vous, pour votre bonne humeur et votre travail toujours au top. J'ai été entouré des meilleurs et j'en garde un souvenir ému.

Ce doctorat n'aurait pas pu être finalisé sans le travail méticuleux et le soutien précieux de Denise et Zied qui m'ont accompagné au cours de toutes mes démarches d'immigration. Par leur professionnalisme, ils ont su transformer un combat mal engagé en réussite d'envergure.

J'aimerais également souligner la contribution du Geotop, qui, plusieurs années d'affilée, m'a gracieusement octroyé une bourse de soutien afin que je puisse poursuivre mes travaux dans les meilleures conditions.

Je ne peux pas passer sous silence le soutien et la patience de mon directeur, Alain Tremblay, et de mon co-directeur, Jean David. Merci à vous deux de m'avoir accordé votre confiance et transmis votre savoir.

Ma reconnaissance va également à tous les gens qui m'ont aidé lors de la phase d'acquisition des données qui représente une partie conséquente de ce travail. Jean David pour l'U-Pb (merci pour ta patience, ton savoir et une bonne dose de rigolade), André Poirier pour la spectrométrie de masse, Gilles Ruffet pour les analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar et Marc Choquette (Université Laval) à la microsonde électronique. Je remercie Félix Gervais pour son aide dans la compréhension du métamorphisme ainsi que pour sa contribution au financement des analyses au microscope électronique à balayage à l'École Polytechnique de Montréal.

J'aimerais remercier tous mes amis, ceux qui ont été là pendant les cinq dernières années. Riches en émotions positives comme négatives, elles resteront une étape marquante dans ma vie, j'en suis persuadé. Je ne vous nommerai pas, vous êtes déjà là,

au détour de chaque page. Ce que je suis aujourd'hui, je vous le dois en partie, et c'est pour le mieux. J'ai vieilli, vous aussi. Une autre vie commence. Tout est en ordre.

Je ne peux pas conclure ces remerciements sans mentionner mes parents, ma grand-mère, ma sœur et ma conjointe qui ont cru en moi tout le long du chemin même quand la nuit était très noire. Sans eux je n'y serais pas arrivé.

DÉDICACE

Nous sommes moins seuls que nous l'imaginons. Nous sommes si peu seuls qu'un des vrais problèmes de cette vie est de trouver notre place dans les présences environnantes — écarter les morts sans les froisser, demander aux vivants ce rien de solitude nécessaire pour respirer. Dans la logique du monde, on ne peut pas faire sa place sans aussitôt prendre la place d'un autre. Mais on ne fait pas plus sa place qu'on ne fait sa vie : on trouve l'une et l'autre, et le sentiment de cette trouvaille inespérée c'est la joie même.

Christian Bobin

TABLES DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xxxv
RÉSUMÉ	xxxvi
ABSTRACT.....	xxxviii
INTRODUCTION	1
1. Chapitre I Géologie de l'Archéen	4
1.1 Généralités	4
1.1.1 L'Archéen dans l'échelle des temps géologiques	4
1.1.2 Répartition des terrains archéens à la surface de la Terre.....	5
1.1.3 Les analogues archéens dans le système solaire	7
1.2 Refroidissement séculaire de la Terre	8
1.2.1 Évidences géologiques en faveur d'un manteau archéen plus chaud	8
1.2.2 Modèles d'évolution thermique du manteau.....	10
1.2.3 Évidences géologiques en faveur d'une croûte archéenne plus chaude.....	11
1.3 La lithosphère à l'Archéen.....	12
1.3.1 Les granitoïdes archéens ou la série Tonalite-Trondjemite-Granodiorite (TTG)	13
1.3.2 Rhéologie de la lithosphère archéenne et implications.....	14
1.4 Géodynamique de l'Archéen.....	19
1.4.1 La subduction à l'Archéen	19
1.4.2 Les modèles alternatifs.....	22
1.4.3 Synthèse	26
2. Chapitre II matériel et méthodes : une étude multi-approches	28
2.1 Missions de terrain et échantillonnage.....	28

2.2 Méthodes d'observation et d'analyse.....	30
2.2.1 Cartographie et analyse structurale macroscopique.....	30
2.2.2 Microscopie optique.....	30
2.2.3 Microscopie électronique à balayage (MEB) et cathodoluminescence	31
2.2.4 Analyses lithogéochimiques sur roche totale.....	33
2.3 La méthode de datation U-Pb.....	34
2.3.1 Les chaînes de décroissance radioactive.....	34
2.3.2 Équations d'âge.....	35
2.3.3 Techniques de visualisation des données U-Pb : le diagramme Concordia de Wetherill.....	37
2.3.4 Les causes de discordance dans le système U-Pb	39
2.3.5 Les minéraux de la géochronologie U-Pb.....	41
2.4 Préparation des échantillons pour la géochronologie U-Pb	46
2.4.1 Lavage, broyage et pulvérisation	47
2.4.2 Table Wilfley	47
2.4.3 Liqueur dense.....	48
2.4.4 Séparation magnétique.....	48
2.4.5 Tri manuel sous microscope binoculaire et montage du plot.....	49
2.4.6 Cathodoluminescence	49
2.5 Notions générales en spectrométrie de masse.....	50
2.5.1 Spectrométrie de masse à couplage inductif (ICP-MS).....	50
2.5.2 La spectrométrie de masse par thermoionisation (TIMS).....	51
2.6 Datation U-Pb sur zircon par ablation laser (LA- ICPMS).....	53
2.6.1 Dispositif analytique et acquisition des données	53
2.6.2 Réduction des données : le logiciel IOLITE.....	58
2.7 Datation U-Pb sur zircon et titanites par spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS).....	60
2.7.1 Sélection et préparation des zircons et titanites	60
2.7.2 Mise en solution et dilution isotopique	61
2.7.3 Chromatographie sur résine échangeuse d'ions.....	62
2.7.4 Dépôt et chargement des échantillons dans le TIMS.....	63
2.7.5 Analyse des échantillons de zircons et titanites au TIMS.....	63
2.8 Thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	64
2.8.1 Principe de la méthode $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ (K-Ar).....	64
2.8.2. Principe de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	66
2.8.3. Diffusion de l'Argon.....	69
2.8.4. Températures de fermeture des minéraux analysés	71

2.8.5. Représentation graphique des âges mesurés	72
2.8.6. Graphique complémentaire	74
3. Chapitre III Géologie régionale : la Province du Supérieur, la sous-province d'Abitibi et le Complexe d'Attic.....	75
3.1 La Province du Supérieur.....	75
3.1.1 Les sous-provinces : ensembles tectono-lithologiques	75
3.1.2 Âge des terrains de la Province du Supérieur	75
3.1.3 Modèles de formation de la Province du Supérieur	77
3.2 La sous-province d'Abitibi	81
3.2.2 Le magmatisme felsique à intermédiaire en Abitibi	86
3.2.3 La déformation régionale.....	88
3.2.4 Le métamorphisme en Abitibi.....	91
3.2.5 Modèles tectoniques et relations Opatica – Abitibi – Pontiac	95
4. Chapitre IV Contexte géologique : Le Complexe d'Attic et la région de Lebel-sur-Quévillon	98
4.1 Travaux antérieurs.....	98
4.2 Géologie de la zone d'étude.....	99
4.2.1 Les ensembles plutoniques.....	99
4.2.2 Roches volcaniques.....	107
5. Chapitre V Structure et métamorphisme dans le Complexe d'Attic.....	111
5.1 Introduction et nomenclature	111
5.1.1 Description des structures dans les différents domaines litho-structuraux.....	113
5.1.2 Trajectoires de foliation	123
5.1.3 Synthèse et interprétation.....	125
5.2 Étude métamorphique du Complexe d'Attic	130
5.2.1 Stratégie d'échantillonnage.....	130
5.2.2 Assemblages minéralogiques observés et détermination des faciès métamorphiques	131
5.2.3 Zonation chimique dans les grenats	132
5.2.4 Résultats	134
5.2.5 Synthèse des résultats et interprétation	141
6. Chapitre VI Géochronologie U-Pb du Complexe d'Attic.....	146

6.1	Géochronologie U-Pb par ablation laser sur zircon dans le Complexe d'Attic ..	146
6.1.1	Stratégie d'échantillonnage et méthodes utilisées	147
6.1.2	Les analyses U-Pb sur zircons dans les roches volcaniques	147
6.1.3	Les analyses U-Pb dans les dômes de TTG	151
6.1.4	Les analyses U-Pb dans les migmatites	167
6.1.5	Synthèse et interprétation.....	176
6.2	Géochronologie U-Pb par ablation laser sur titanites	183
6.2.1	Stratégie d'échantillonnage.....	183
6.2.2	Les analyses U-Pb sur titanites dans les échantillons de roches volcaniques	184
6.2.3	Les analyses U-Pb sur titanites dans les batholithes de TTG	189
6.2.4	Synthèse des résultats et interprétation	193
6.3	Géochronologie U-Pb par dilution isotopique	198
6.3.1	Introduction.....	198
6.3.2	Choix des échantillons	198
6.3.3	Résultats des analyses U-Pb sur zircon par ID-TIMS et des REE sur les aliquotes de chimie de purification de l'U et du Pb.....	199
6.3.4	Résultats des analyses U-Pb sur titanite par ID-TIMS et des REE sur les aliquotes de chimie.....	203
6.3.5	Synthèse des résultats et interprétations.....	207
7.	Chapitre VII Thermochronologie du Complexe d'Attic, apport de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	210
7.1	Généralités.....	210
7.2	Stratégie d'échantillonnage.....	211
7.3	Description des spectres d'âge et résultats.....	213
7.3.1	Les ceintures de roches vertes.....	213
7.3.2	Les batholithes et les plutons	219
7.4	Synthèse et interprétation.....	227
7.4.1	Les ceintures de roches vertes.....	228
7.4.2	Les dômes de TTG.....	230
7.4.3	Comparaison avec les âges U-Pb sur zircons et titanites.....	231
8.	Chapitre VIII Synthèse et discussion	233
8.1	Le Complexe d'Attic : témoin de phénomènes diapiriques dans la croûte archéenne abitibienne.....	233

8.1.1 Généralités et rappel de la problématique.....	233
8.1.2 Synthèse des principaux résultats de cette étude	234
8.1.3 Modèle synthétique de la formation du Complexe d'Attic.....	238
8.2 Existe-t-il des analogues archéens du Complexe d'Attic?.....	242
8.2.1 Les analogues potentiels dans la sous-province de l'Abitibi	242
8.2.2 Un analogue potentiel dans les autres sous-provinces du Supérieur	243
8.2.3 Les analogues potentiels dans d'autres cratons archéens : exemples du Pilbara en Australie et de la Province des Esclaves au Canada	243
8.3 Implications quant aux modèles d'évolution tectonique pour la Province du Supérieur	246
8.4 Perspectives et développements.....	249
CONCLUSION.....	251
ANNEXE A Géologie du Complexe d'Attic.....	253
ANNEXE B Carte de localisation des analyses géochimiques sur roche totale	254
ANNEXE C Carte de localisation des colorations.....	255
ANNEXE D Analyse linéamentaire	256
BIBLIOGRAPHIE.....	257

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 - Échelle stratigraphique des temps géologiques mettant en perspective la durée relative des différentes époques géologiques les unes par rapport aux autres, modifiée d'après Flament (2009).....	4
1.2 – Carte de répartition des terrains d'âge archéen à la surface de la Terre. Les pointillés représentent les corrélations probables entre les différents cratons. Modifiée d'après Bleeker (2003).	6
1.3 - Coulées de komatiites présentant la typique texture de trempe en spinifex. Photo de gauche : Pyke Hill (Ontario), photo de droite : Spinifex Ridge (Québec). Crédit photo : S. De Souza.	8
1.4 - Production de chaleur des principales radioactivités dans la Terre en fonction de l'âge géologique, d'après Allègre (2005).	10
1.5 –Diagramme de gauche : production de chaleur dans la croûte à travers l'histoire de la Terre par rapport à la production actuelle. A 2,7 Ga la production de chaleur dans la croûte est estimée à deux fois la production actuelle et à 3 fois la production actuelle à 3,7 Ga, d'après Mareschal et Jaupart (2006). Diagramme de droite : ceintures métamorphiques représentées par âge en fonction de la température et de la pression. Les symboles blancs ont un âge de pic métamorphique >0,850 Ga, les symboles gris un âge de pic métamorphique compris entre 0,850 Ga et 0,450 Ga et les symboles noirs un âge de pic métamorphique inférieur à 0,450 Ga. D'après Brown. (2014).	12
1.6 – a) Les compositions des TTGs (points bleus) sont représentées par rapport aux compositions des granitoïdes rencontrés dans la croûte continentale actuelle (ombrage jaune) dans le triangle normatif An-Ab-Or. b) Les contenus en éléments du groupe des Terres Rares. Sur un diagramme	

(La/Yb) vs Yb il ressort nettement une différence de composition à la transition Archéen-Protérozoïque. Les TTGs archéens sont caractérisés par de faibles concentrations en HREE ($0,3 < Yb < 8,5$) associées à un fractionnement marqué des éléments du groupe des terres rares : La/Yb élevé (encart 1). La croûte continentale post 2,5 Ga est caractérisée par des concentrations en HREE élevées ($4,5 < Yb < 20$) associées à un fractionnement modéré des éléments du groupe des terres rares : La/Yb < 20 (encart 2). Figure et légende modifiées d'après Moyen et Martin (2012).....

13

- 1.7 – a) Représentation des principaux faciès métamorphiques dans un diagramme Pression – Température. L'enveloppe d'un géotherme (courbe représentant l'augmentation de la température avec la profondeur) « froid » est représentée en bleu, celle d'un géotherme « chaud » en rouge. b) Représentation d'une section type de lithosphère continentale typique avec son enveloppe rhéologique en fonction du géotherme envisagé. La différence de température entre les deux géothermes se matérialise par un écart de 200°C environ au niveau du Moho. Dans le cas du géotherme froid (bleu), la lithosphère conserve un comportement cassant dans la partie supérieure de la croûte ainsi que dans la partie supérieure du manteau lithosphérique. Le pic de résistance se situe dans le manteau lithosphérique. Ce modèle rhéologique est communément appelé « Jelly Sandwich ». Dans le cas d'un géotherme chaud (rouge), la partie supérieure de la croûte se comporte de façon ductile à partir d'une profondeur plus faible et le manteau lithosphérique est entièrement ductile. Dans cette configuration le seul pic de résistance de la lithosphère se situe dans la partie supérieure de la croûte et a valu le nom de « crème brûlée » à ce modèle. D'après Mattauer (1980) et Fountain et Salisbury (1981).....

15

- 1.8 - Coupe d'un modèle analogique de croûte ductile ayant subi un raccourcissement de 50%. La croûte continentale cassante (couche blanche à points noirs) est composée de sable de Fontainebleau sec. C1 et C2 représentent le silicone utilisé pour modéliser la partie ductile de la croûte (les couleurs sont légèrement différentes afin de faire ressortir les structures. Idem pour M1 et M2. Le manteau ductile (M1, M2) est plus dense et plus visqueux que la croûte ductile (C1, C2). Le modèle met en évidence la formation de plis et de « pop-downs » qui enfouissent du matériel cassant de la croûte supérieure dans le matériel crustal ductile sous-jacent. Les « pop-downs » sont accommodés par la formation de chevauchement (lignes noires épaisses) dans le matériel cassant. Modifié d'après Cagnard et al. (2006a).....

17

- 1.9 - Typologie des orogènes dans le temps et dans l'espace en fonction de la température du Moho. Les UHO (Ultra Hot Orogen) sont caractérisés par la combinaison d'un raccourcissement homogène et d'un fluage tridimensionnel de larges sections de domaines continentaux dépourvus de manteau lithosphérique rigide. Ces orogènes sont caractéristiques des terrains précambriens et en particulier archéens où la mise en place de volumes importants de matériel chaud ainsi que l'apport de chaleur lié à la désintégration radioactive restent soutenus sur de longues périodes de temps. A l'inverse, les CO (Cold Orogen), typifient les orogènes alpins ou pyrénéens. Ces orogènes, caractérisés par une forte localisation de la déformation le long de chevauchements de grande ampleur développent une structure en prisme par empilement de duplexes lors de l'indentation de la croûte par le manteau lithosphérique de la plaque supérieure. Deux modes intermédiaires d'édification d'orogènes sont possibles. Les HO (Hot Orogen) partagent avec les UHO le raccourcissement homogène appliqué à la croûte ainsi que le fluage tridimensionnel des parties ductiles mais se distinguent par le volume et la durée des processus apportant la chaleur dans la croûte ainsi que par leur association à des contextes de subduction actif sur de longues périodes de temps. Les orogènes Varisque ainsi que Ouest-Américain rentrent dans cette catégorie. Les MHO (Mixed Hot Orogen) partagent de nombreuses similarités avec les CO en termes de structures ainsi qu'en termes d'exhumation de portions profondes de la croûte. Ils se distinguent néanmoins par l'abondance de matériel juvénile chaud impliqué dans l'orogénèse. D'après Chardon et al. (2009)..... 18
- 1.10 - Composition colorée des photographies Landsat TM du craton du Pilbara en Australie montrant la structure typique en dômes et bassins..... 23
- 1.11 - Modèle de renversement mantellique d'après Bédard (2018). Pendant les périodes de quiescence la surface de la Terre est constituée d'une mosaïque de volcans boucliers d'affinité basaltique à komatiitique. Cette carapace stagnante entraîne une accumulation de chaleur importante dans le manteau supérieur et inférieur. Cette accumulation de chaleur entraîne le renversement convectif du manteau représenté dans la figure. Le manteau inférieur remonte au niveau des OUZO (Overturn Upwelling Zones), fond par décompression entraînant l'épanchement de volumes important de magmas mafiques à ultramafiques. 25
- 2.1 – Carte géologique de la région d'étude (tirée du SIGEOM) montrant les affleurements étudiés durant les campagnes de terrain. 29

- 2.2 - Photo d'une amphibolite à grenat, biotite et quartz provenant d'une ceinture de roches vertes au sud de la région d'étude. Le grenat est relativement altéré et fracturé. Il contient des inclusions de plagioclase, biotite, amphibole et quartz. La foliation est soulignée par l'alternance de lits de biotites et d'amphiboles. Une partie de la biotite forme des queues de recristallisation dans les ombres de pression du grenat. 30
- 2.3 - Photo de critères cinématiques dans une amphibolite à grenat et quartz provenant d'une zone de cisaillement au nord de la zone d'étude. a) Photographie de sigmoïdes de plagioclases sur un affleurement d'amphibolite. b) Vue en lumière naturelle d'une lame mince : la présence d'inclusions indique le sens de rotation du grenat et par conséquent le sens de mouvement dans la zone de cisaillement. La section observée est perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation observée sur l'affleurement. 31
- 2.4 - Schéma résumant le fonctionnement d'un MEB et les différents rayonnements émis lors du bombardement de l'échantillon par un faisceau d'électrons (explications dans le texte). D'après Götze et Kempe (2009)... 32
- 2.5 - Chaînes de désintégration des éléments radioactifs pères (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) aboutissant à la formation des isotopes radiogéniques du plomb (respectivement ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb). Chaque chaîne de désintégration dispose de son code couleur : vert pour l' ^{238}U , beige pour le ^{235}U et orange pour le ^{232}Th . La demi-vie des éléments est indiquée quand elle est supérieure à 10 ans. D'après Schoene (2014)..... 35
- 2.6 - Représentation graphiques de résultats U-Pb sur zircons dans un diagramme Concordia de Wetherill. a) Zircon de 1700 Ma subissant un épisode de perte en plomb ou de formation d'une surcroissance lors du métamorphisme. t_0 est l'âge de cristallisation du zircon. Après 1700 Ma d'accumulation du plomb en système fermé, le zircon se place en t_1 sur la Concordia. À t_2 le zircon subit un épisode de perte en plomb ou de formation d'une surcroissance métamorphique. t' représente les zircons discordants en raison de la perte en Pb partielle ou de la surcroissance métamorphique. b) Le système s'est refermé et le Pb recommence à s'accumuler en système fermé, au bout de 1000 Ma le système a évolué le long de la Concordia. L'intercept inférieur de la discordia définie par les analyses violettes représente l'âge de cristallisation du zircon magmatique à t_1 et son intercept inférieur représente l'âge de la perturbation subie à t_2 (perte en Pb ou surcroissance métamorphique). d) et e) illustrent les deux

- scénarios évoqués en a) et b). Le code couleur est le même dans les quatre illustrations. D'après Schoene (2014)..... 38
- 2.7 - Images de zircons en cathodoluminescence (CL). Les deux minéraux présentent une zonation en secteurs avec un cœur clair et une bordure plus sombre en CL. Sur l'image de gauche le puits d'ablation du laser empiète sur les deux zones de croissance et livrera un âge mélangé discordant. Sur l'image de droite, le puits d'ablation est au centre de la zone claire en CL et devrait livrer un âge représentatif de ce domaine dans le zircon..... 39
- 2.8 - Spectres de REE normalisés aux chondrites dans les zircons et autres minéraux intégrant des REE. a) Le spectre étiqueté « zircon magmatique » représente le spectre de REE typique du zircon. Le spectre étiqueté « zircon granulitique » appartient à un zircon formé au faciès amphibolite-granulite en présence de grenat et de plagioclase. La pente des HREE est nulle, en raison de la présence du grenat et de l'amphibole qui fractionnent les HREE, l'anomalie négative en Eu est attribuée à la cristallisation simultanée du plagioclase. b) Le diagramme de droite met en évidence l'influence de la cristallisation de phases fractionnant les LREE (titanites, allanite et monazite) particulièrement au faciès des amphibolites. Ces zircons sont caractérisés par des spectres REE appauvris en LREE. Modifié d'après Rubatto (2017). 42
- 2.9 Pétrochronologie de la titanite modifiée d'après Kohn (2017). a) Modélisation des coefficients de partage entre titanite et liquide silicaté pour différents environnements magmatiques. Le coefficient de partage est maximal pour les MREE. b) Selon les secteurs de croissance du minéral le coefficient de partage entre titanite et liquide silicaté varie. Les secteurs {111} sont nettement moins riches en REE que les autres secteurs..... 45
- 2.10 - Photos des différentes étapes du protocole de préparation des échantillons pour la géochronologie U-Pb au Geotop. a) Broyeur à mâchoires. b) Pulvérisateur. c) Table Wilfley. d) Liqueur dense. e) Séparateur magnétique isodynamique Frantz. f) Séparation des différentes populations de zircons d'un échantillon avant le montage dans l'époxy. g) Image en cathodoluminescence d'un zircon présentant plusieurs domaines de croissance. 47
- 2.11 - Diagramme Concordia des analyses ID-TIMS effectuées par Jean David pour le zircon et la titanite archéens de Lacorne utilisé comme standard en

LA-ICPMS. Les ellipses vertes correspondent aux analyses effectuées sur les fractions de titanites et les ellipses rouges celles sur les zircons.	56
2.12 - Spectres d'abondances des éléments du groupe des terres-rares du zircon et de la titanite de Lacorne. Les valeurs ont été normalisées aux chondrites de McDonough et Sun, (1995).....	57
2.13 - Diagramme de quartiles des températures de cristallisation calculées pour le zircon Lacorne (calibration de Ferry et Watson (2007))et la titanite Lacorne (calibration de Hayden et al. (2008)) à partir des concentrations respectives en titane et en zirconium. Les barres d'erreur représentent les valeurs maximales et minimales calculées, la boîte orange le deuxième quartile, la limite entre la boîte orange et la boîte grise la médiane, la boîte grise le troisième quartile et le point jaune la valeur moyenne.	58
2.14 – Courbes de Trémillon pour le Pb sur résine AG1X8 en milieu HBr (a) et HCl (b) (Trémillon, 1965). Courbes de Trémillon pour le Pb sur résine AG1X8 en milieu HNO ₃ (c) (Horwitz, Elmut P et al., 1995).....	62
3.1 - Carte géologique du Supérieur modifiée d'après Percival, (2007).....	76
3.2 - Modèle schématique de formation du craton du Supérieur. a) A 2750 Ma, les fragments microcontinentaux sont séparés par des portions de croûte océanique dont la dimension est inconnue. b) A 2720 Ma, la collision entre le Hudson Bay Terrane et le North Caribou Terrane commence sur la bordure Nord de ce dernier. C'est la première étape de l'amalgamation du Supérieur. Le West Wabigoon Terrane entre en collision avec la bordure sud-ouest du Winnipeg River Terrane. c) La période entre 2700 et 2690 Ma marque l'amalgamation du Wawa-Abitibi Terrane avec le reste du Superior Superterrane. Cet évènement s'accompagne du dépôt du flysch synorogénique de Quetico, son enfouissement et son métamorphisme dans la fosse créée entre les deux microcontinents. Le magmatisme d'arc se poursuit dans Wawa-Abitibi, et le magmatisme granitique postorogénique affecte l'ensemble des terrains qui composent le Supérieur. Figure et légende modifiées d'après Percival et al., (2012).RAT : Rivière Arnaud Terrane ; HBT : Hudson Bay Terrane ; NCT : North Caribou Terrane ; WRT : Winnipeg River Terrane; OT : Opatoca Terrane ; ERB : English River Belt ; WwT ; Western Wabigoon Terrane ; WAT : Wawa-Abitibi Terrane ; MRVT : Minnesota River Valley Terrane ; MT : Marmion Terrane ; NLGS : Northern La Grande Subprovince ; HT : Hawk Terrane.	78

3.3 - Modèle de formation du Supérieur, d'après Harris et Bédard (2014).	80
3.4 - Carte géologique de la sous-province d'Abitibi, modifiée d'après Thurston et al. (2008) dans Daoudene (2014).....	82
3.5 - Carte métamorphique de la sous-province d'Abitibi, modifiée d'après Faure (2015). AN : dôme Abitibi Nord ; AO : dôme Abitibi Ouest ; PL : dôme Preissac-Lacorne ; CA : Complexe d'Attic ou dôme Abitibi Est.....	92
3.6 - Profil sismique composite à travers les sous-provinces Opatoca-Abitibi-Pontiac où sont reportés les isogrades métamorphiques, d'après Faure (2015). SSV : Schiste Vert Inférieur, SV : Schiste Vert, SVS : Schiste Vert Supérieur, AMP : Amphibolite, MIGM-GRA : migmatite-granulite.....	94
4.1 - Planche photo des principaux faciès du pluton de Holmes. a) Tonalite à biotite peu déformée de l'unité Holmes NE. b) Tonalite à biotite foliée de l'unité Holmes S. c) Tonalite gneissique à biotite et grenat de l'unité Holmes NO. d) Xénolithe d'amphibolite partiellement migmatisé provenant de l'unité Holmes NO.	99
4.2 – Diagramme multi élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough and Sun, 1989) pour les analyses roches totales du pluton de Holmes. Les analyses effectuées dans la tonalite gneissique qui occupe la partie NO du batholithe sont représentées en bleu et en jaune. Celles effectuées dans la granodiorite de la partie S sont représentées en orange et celles effectuées dans la tonalite foliée de la partie NE du batholithe en vert.	100
4.3 – Photos des différents faciès du batholithe de Josselin. a) Granodiorite à biotite foliée du Josselin Nord. b) Gneiss tonalitique caractéristique du Josselin Centre. c-d) Migmatite dans les gneiss tonalitiques du Josselin Centre. a) Gneiss tonalitique migmatisé et plissé dans le Josselin Centre. b) Gneiss tonalitique présentant des évidences d'injections migmatitiques (leucosome) dans la foliation.....	102
4.4 - Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough and Sun,1989) des analyses roche totale du batholithe de Josselin. Les spectres orange représentent les analyses effectuées dans les échantillons provenant du dôme de second ordre qui occupe la partie N du batholithe de Josselin.....	103

4.5 – Photographies illustrant les principaux faciès du pluton de Cuvillier. a-b) Granodiorite foliée du pluton de Cuvillier.....	104
4.6 - Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough and Sun, 1989) des analyses roche totale du pluton de Cuvillier.	105
4.7 – Photographies des faciès du pluton de Doussin et du pluton de Tonnacourt. a) Granite à biotite non déformé du pluton de Tonnancourt. b) Granite à biotite non déformé du pluton de Doussin.....	105
4.8 - Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (Mc Donough and Sun, 1989) des analyses roche totale pour les plutons de Tonnancourt (violet) et Doussin (rouge).....	106
4.9 - Planche photo des faciès les plus remarquables de roches volcaniques dans la zone d'étude. a) Roche volcanique mafique (basalte ou gabbro) sur la bordure ouest du batholoithe de Josselin (15-NR-3448A). b) Roche voclanique intermédiaire (andésite ou dacite) sur la bordure ouest du batholithe de Josselin (15-NR-3448B). c) Roche vocanite felsique (rhyolite) sur la bordure ouest du batholithe de Josselin (15-NR-3448C). d) Métatexite dans un basalte en coussin à grenat au faciès amphibolite supérieur (14-YD-4043). e) Xénolithe de roche volcanique ultramafique amphibolitisée dans le batholithe de Josselin. f) Basalte en coussin peu déformé au nord du batholithe de Holmes.....	108
4.10 –Classification des roches volcaniques de la région d'étude. a) Classification de Jensen 1977. b) Quantification du degré d'altération. M :mafique, F : felsique, W : weathering (altération) Ohto et Arai 2007...	109
5.1 – Carte des domaines structuraux dédiés à l'analyse structurale de la zone d'étude.	111
5.2 – Illustration des différentes générations de foliations correspondant aux principales phases de déformation identifiées sur le terrain. a) S ₁ plate dans un gneiss tonalitique provenant de la portion centrale du batholithe de Josselin. Les phénocristaux d'amphibole sont enveloppés dans du matériel leucocrate indiquant un début de ségrégation migmatitique. b) S ₁ replissée (pli isoclinal) par S ₂ dans un gneiss tonalitique provenant de la bordure du batholithe de Holmes. c) S ₁ replissée (pli isoclinal) par S ₂ dans les roches volcaniques sur la bordure nord du batholithe de Holmes. S ₂ crénelée par	

S ₃ dans le corridor de déformation de la rivière Kiask au nord du batholithe Holmes.....	112
5.3 – Planche de photographies illustrant la déformation dans les roches intrusives du Complexe d’Attic. a) Tonalite à biotite et épidote déformée. La schistosité est soulignée par l’alignement des grains de biotite. b) Vue en lame mince d’une tonalite. Les grains de quartz et de plagioclase présentent une extinction ondulante et les contacts entre les grains sont lobés indiquant que la déformation s’est déroulée à l’état solide dans quand la roche était ductile. c) Déformation de la macule polysynthétique dans un grain de plagioclase. Les grains de quartz présentent des contours lobés. d) Grains de quartz présentant une extinction roulante ainsi que des bordures fortement lobées.....	113
5.4 – a-c) Stéréogrammes pour le domaine Cuvillier. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.....	114
5.5 – a-f) Stéréogrammes pour le domaine Holmes. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.....	115
5.6 – a-d) Stéréogrammes pour le domaine Josselin. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.....	117
5.7 – Microphotographies illustrant l’épisode de déformation D2 et la schistosité S2 dans les roches volcaniques. a - b) Vue en lumière naturelle de deux échantillons d’amphibolite provenant du corridor de déformation de la Rivière Kiask. S2 est très pénétrative, la schistosité est soulignée par l’alternance de niveaux d’amphiboles et de rubans de plagioclase. c) S2 dans une amphibolite à grenat du corridor de déformation Holmes-	

- Josselin. S2 est soulignée par une alternance de rubans de plagioclase et de quartz et de lits d'amphiboles qui enveloppent les grenats. d) Rubanement compositionnel dans une amphibolite du corridor de déformation Josselin-Montgay. 118
- 5.8 – a-d) Stéréogrammes pour le domaine des corridors de déformation. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2. 119
- 5.9 – a- c) Stéréogrammes pour le domaine des roches volcaniques. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2 119
- 5.10 – Photographies illustrant les structures caractéristiques de l'épisode de déformation D2 dans les corridors de déformation et les roches volcaniques. Corridor de déformation de la Rivière Kiask : a) Sigmoides et queues de cristallisation autour des porphyroblastes de plagioclase indiquant un jeu inverse dans une volcanite mafique au schiste vert (basalte porphyrique ou gabbro). b) Sigmoides de grenat indiquant un jeu normal dans une volcanite mafique amphibolitisée. Corridor de déformation de Cuvillier : c). Déformation pénétrative dans une amphibolite mafique rubanée : rubans de quartz et grenats déformés. d) Boudinage d'un niveau compétent dans une amphibolite rubanée. Corridor de déformation Holmes-Josselin : e) Métatexite dans un basalte en coussins amphibolitisé, l'entraînement des leucosomes indique un sens de cisaillement senestre. f) Détail de e) montrant le sens de rotation du grenat et son manteau constitué de plagioclase et de quartz (leucosome de la métatexite). Les photos e) et f) sont vues de dessus, la foliation est subverticale et la linéation minérale est horizontale. 120
- 5.11 - Photographies illustrant les structures rencontrées dans la zone de déformation Josselin-Montgay. a) Bordures de coussins déformées et boudinage de niveaux felsiques dans une volcanite. b) Alternance de volcanites felsiques et mafiques transposées dans la zone de déformation. 121

- 5.12 – Photographies illustrant la phase D₃ et la schistosité S₃ dans les roches volcaniques. a) S₂ plissée par S₃ dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask. b) S₂ plissée par S₃ dans le corridor de déformation Josselin-Montgay..... 123
- 5.13 - Carte des trajectoires de la foliation régionale dessinée à partir des mesures de foliation collectées lors des campagnes de terrain..... 124
- 5.14 - Modèle structural synthétique pour le Complexe d'Attic. a) Phase D1 correspondant à la mise en place diapirique des dômes de TTG et à la sagduction des ceintures de roches volcaniques. b) Phase D2 correspondant à l'épisode de raccourcissement N-S régional à l'origine de la schistosité S2 dans les ceintures de roches vertes ainsi que de l'amplification des structures dans les dômes de TTG. L'épisode D3 correspond à la localisation de la déformation dans les corridors de déformation et à la réactivation de ceux-ci avec un mouvement décrochant. Modifiée d'après Vidal et al., (2009)..... 129
- 5.15 - Classification des assemblages minéralogiques rencontrés dans les roches mafiques des différents faciès métamorphiques, d'après Winter (2001). ... 132
- 5.16 - Carte des lames minces utilisées pour déterminer les faciès métamorphiques et des échantillons utilisés pour les analyses dans les grenats..... 133
- 5.17 - Faciès des Schistes Verts. a) Schiste à chlorite de la bordure nord du batholithe de Holmes dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask. Il est également intéressant de noter dans cette illustration la texture (C'-S). b) Schiste à muscovite carbonate affleurant quelques kilomètres à l'ouest du batholithe de Holmes présentant également une texture (C-S)... 134
- 5.18 – Photographies en lame mince (lumière naturelle) de roches au faciès des amphibolites. a) 15-NR-3556 Amphibolite à grenat au nord de la zone de déformation de la Rivière Kiask, au nord du batholithe de Holmes. b) 15-NR-3636 Amphibolite à grenat dans la zone de déformation Josselin-Montgay, au sud du batholithe de Josselin. 135
- 5.19 – Compositions colorées RVB (Mn en rouge - Ca en vert – Fe en bleu) et profils en éléments majeurs à travers les grenats des échantillons 15-NR-3556 et 15-NR-3636. a) Composition colorée RVB dans l'échantillon 15-

- NR-3556. b) Composition colorée dans l'échantillon 15-NR-3636. c) Profils en éléments majeurs le long du segment AB dans le grenat de l'échantillon 15-NR-3556. d) Profils en éléments majeurs le long du segment AB dans le grenat de l'échantillon 15-NR-3636. Les grenats montrent une zonation du manganèse bien développée avec un profil en cloche associé à un métamorphisme prograde..... 136
- 5.20 - a) Reliques de bordures de coussin dans les roches volcaniques mafiques déformées à proximité (quelques mètres) de l'échantillon 14-YD-4043. b) Affleurement de métatexite 14-YD-4043 dans les roches volcaniques mafiques de la zone de déformation Holmes-Josselin, au sud du batholithe de Holmes. 137
- 5.21 - Détail autour d'un grenat centimétrique dans la métatexite de l'échantillon 14-YD-4043 dans le corridor de déformation Holmes-Josselin, au sud du batholithe de Holmes. a) Composition colorée permettant de distinguer les différents minéraux b). Photographie prise au microscope optique en lumière naturelle. c) composition colorée (Mn en rouge - Ca en vert - Fe en bleu) permettant de voir la zonation en cloche du Mn vers le centre du grenat. d) Profils en éléments majeurs dans le grenat le long du segment AB..... 138
- 5.22 – Détail d'un grenat dans l'échantillon 16-NR-3786. a) Image en fausses couleurs réalisée à partir des analyses en éléments majeurs dans la lame mince de l'échantillon et permettant l'identification des différents minéraux qui constituent la roche. b) Profils de concentration des éléments majeurs (en % poids) à travers le grenat le long d'un segment AB. 139
- 5.23 – Détail autour d'un grenat centimétrique dans la métatexite de l'échantillon 16-NR-3917. a) Image en fausses couleurs réalisée à partir des analyses en éléments majeurs dans la lame mince permettant de distinguer les différents minéraux. b) Photographie prise au microscope optique en lumière naturelle. c) Composition colorée (Mn en rouge - Ca en vert - Fe en bleu) permettant de voir la zonation l'abondance de Mn à proximité des bordures du grain. d) Profils en éléments majeurs dans le grenat le long du segment AB. 140
- 5.24 - a) Déstabilisation du grenat remplacé par l'amphibole et le plagioclase dans une tonalite gneissique du batholithe de Holmes (3786). b) Déstabilisation du grenat remplacé par le plagioclase et des minéraux opaques dans une enclave d'amphibolite du batholithe de Josselin (3230). 141

- 5.25 - a) Modélisation numérique thermomécanique d'un épisode de retournement convectif de la croûte archéenne. b) Les marqueurs de couleurs correspondent aux chemins P-T représentés dans le diagramme, d'après François et al., (2014). c) Pseudosections calculées sur les échantillons du Pilbara. Ce modèle est étayé par la modélisation de pseudosections sur des échantillons du Pilbara (François et al., 2014). 143
- 5.26 - Schéma présentant en deux étapes a) et b) l'évolution de marqueurs métamorphiques dans le Complexe d'Attic. La position des différents marqueurs correspond à la position des échantillons étudiés au chapitre 5. c) Diagrammes P-T tirés des modélisations numériques effectuées par François et al, (2014). A droite, deux schémas présentent les profils élémentaires obtenus dans les grenats des échantillons du Complexe d'Attic en fonction du type de lithologie dans lequel ils ont été prélevés... 144
- 6.1 - Carte de localisation des échantillons (numéros abrégés) prélevés pour la géochronologie U-Pb sur zircon. 146
- 6.2 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 15-NR-3964 dans un diagramme Concordia. Les ellipses grises et bleues représentent des populations héritées, les ellipses rouges la population correspondant à la cristallisation de la roche et les ellipses vertes représentent des surcroissances métamorphiques. 148
- 6.3 - Microphotographie des zircons de l'échantillon 15-NR-3645. a) Les zircons de l'échantillon 15-NR-3645 appartiennent à une population morphologique unique. b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et de recristallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence. 149
- 6.4 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 15-NR-3645 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans la population héritée et les ellipses rouges les analyses dans la population associée à la mise en place de la roche. 150
- 6.5 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 15-NR-3645. Dans le diagramme en quartiles la barre d'erreur inférieure représente la valeur minimale calculée, l'aire orange le deuxième quartile, le point jaune la moyenne des valeurs calculées,, l'aire grise le troisième

quartile et la barre supérieure la valeur maximale de la série de données. Les valeurs de température ont été calculées à partir de la calibration de Ferry et Watson (2007).....	151
6.6 – a) Deux populations de zircons de l'échantillon 14-YD-4149 observées au microscope binoculaire. b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et de recristallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence.	152
6.7 - Représentation des analyses LA-ICP-MS de l'échantillon 14-YD-4149 dans un diagramme Concordia. Les ellipses rouges représentent l'âge de cristallisation. Les ellipses bleues et grises représentent les âges hérités. ...	152
6.8 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 14-YD-4149.	153
6.9 - a) Deux populations de zircons de l'échantillon 16-NR-3786 observées au microscope binoculaire. b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et surcroissances en cathodoluminescence.	154
6.10 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3786 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans des domaines hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique.	155
6.11 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3786.	156
6.12 - a) Cinq populations morphologiques de zircons identifiées dans l'échantillon 16-NR-3980 observées au microscope binoculaire. b) Illustration des textures caractéristiques des zircons de la deuxième population en CL.	157
6.13 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3980 dans un diagramme Concordia. Les ellipses	

- grises et bleues représentent les analyses dans des domaines hérités des zircons, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique..... 158
- 6.14 - a) Populations morphologiques de zircons présentes dans l'échantillon 15-NR-3697A. b) Illustration des des multiples domaines de croissance présents dans les prismes sombres de la photo a. c) Textures de recristallisation (en blanc). d) Le plus beau zircon du monde ;). 159
- 6.15 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3697A dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans des domaines hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique. 160
- 6.16 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 15-NR-3697A. Les spectres bleus représentent les analyses effectuées dans les noyaux xénoctistiques, les rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la lithologie et les verts celles dans les domaines formés au cours du métamorphisme. 161
- 6.17 - a) Deux populations de zircons de l'échantillon 16-NR-3863 observées à la loupe binoculaire : en haut à gauche les prismes sombres, en haut à droite les prismes clairs, en bas à gauche les prismes sombres avec une surcroissance claire et en bas à droite les prismes clairs avec une surcroissance sombre. Les deux prismes sombres surmontés de surcroissances claires n'appartiennent pas à la population de prismes sombres présentée au-dessus, ce sont probablement des noyaux xénoctistiques hérités b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et de recristallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence. 162
- 6.18 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3863 dans un diagramme Concordia. Les ellipses rouges représentent les analyses effectuées dans les domaines de croissance associés à la mise en place du gneiss tonalitique et les ellipses vertes représentent celle effectuées dans les domaines de croissance associés à l'épisode de migmatisation (l'âge du leucosome). 163

- 6.19 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3863. 164
- 6.20 - a) Deux populations de zircons de l'échantillon 16-NR-3773 observées au microscope binoculaire. b) Illustration de la zonation en secteur et de la recristallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence..... 164
- 6.21 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3773 dans un diagramme Concordia. Les ellipses de couleur grise et bleue représentent les analyses dans des domaines de croissance hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique. 165
- 6.22 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3773. Les spectres bleus représentent les analyses effectuées dans les noyaux des zircons, et les rouges celles effectuées dans les surcroissances sombres riches en U..... 166
- 6.23 – a) Illustration de la morphologie en ballon de football caractéristique des environnements métamorphiques de haut grade présente dans l'échantillon 15-NR-3697B. b) Illustration de la zonation en secteur caractéristique des zircons formés dans ce type d'environnement..... 167
- 6.24 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 15-NR-3697B dans un diagramme Concordia. Les ellipses de couleur bleue représentent les analyses dans des domaines de croissance hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche, soit l'évènement de migmatisation.. 168
- 6.25 - Diagrammes multi-élémentaires des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 15-NR-3697B. Les spectres bleus représentent les analyses effectuées dans les noyaux xénocristiques, les verts celles dans les domaines de croissance

- associés à la mise en place de la lithologie (soccerball) et les jaunes celles dans les domaines affectés par de la recristallisation. 169
- 6.26 - a) Illustration des différents types de morphologies présents dans l'échantillon 16-NR-3917. Exception faite de certains noyaux xénochrystiques que l'on peut observer en CL, ces zircons appartiennent à la même population. b) Illustration en CL des textures caractéristiques des zircons de l'échantillon 16-NR-3917 : faible zonation en secteur dominante, texture homogène et présence de noyaux xénochrystiques de taille variable. 170
- 6.27 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3917 dans un diagramme Concordia. 171
- 6.28 – a) Spectres de REE dans les zircons de l'échantillon 16-NR-3917 normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Les spectres bleus représentent les analyses dans les noyaux xénochrystiques et les spectres rouges les analyses dans les zircons en ballon de football associés à la migmatite. b) Diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3917 dans les zircons en ballon de football associés à la migmatite. 172
- 6.29 – Photographies au microscope binoculaire et en CL des zircons de l'échantillon 14-YD-4043. a) Les zircons forment une population homogène composée de prismes trapus clairs bien cristallisés, surmontés d'une surcroissance sombre et riche en uranium. b) Illustration en CL des textures de zonation en secteur dans les parties claires des zircons de l'échantillon 14-YD-4043. En CL, les surcroissances sont caractérisées par une OSZ bien développée qui n'est pas visible sur ce cliché. 172
- 6.30 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Seules les analyses dans les noyaux sont présentées dans ce diagramme. 173
- 6.31 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Seules les analyses dans les surcroissances sont présentées dans ce diagramme. 174
- 6.32 – a) Spectres de REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) dans les différents domaines des zircons de l'échantillon 14-YD-4043. Les

<p>spectres noirs représentent les analyses dans les noyaux des zircons associés à la migmatisation et les spectres verts représentent les analyses effectuées dans les surcroissances associées à un épisode hydrothermal tardif. b) Diagramme en quartiles représentant la répartition des températures calculées à partir du thermomètre Ti dans le zircon dans les domaines de croissance associés à la migmatisation.....</p>	175
6.33 - Carte de synthèse des âges de cristallisation dans les zircons.	176
6.34 - Diagramme de densité de probabilité des âges U-Pb sur zircons dans le Complexe d'Attic.	178
6.35 - Carte de localisation des échantillons analysés pour la géochronologie U-Pb sur titanite par LA-ICP-MS.	183
6.36- Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 16-NR-3964 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans les titanites foncées, les ellipses rouges les analyses dans les titanites claires.	184
6.37 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 15-NR-3645 dans un diagramme Concordia.	185
6.38 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 15-NR-3644 dans un diagramme Concordia.	186
6.39 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite pour l'échantillon 16-NR-3644. Sur le diagramme en quartiles, la barre inférieure représentant la valeur minimale mesurée, l'aire orange le deuxième quartile, le point jaune la moyenne des valeurs mesurées, l'aire grise le troisième quartile et la barre du haut la valeur maximale de la série de données.	187
6.40 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Les ellipses rouges représentent les analyses dans les titanites foncées, les ellipses vertes les analyses dans les titanites claires.	187

6.41 - Diagrammes multi-élémentaires des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite pour les deux populations de l'échantillon 14-YD-4043.	188
6.42- Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4149 dans un diagramme Concordia.....	189
6.43 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite.	190
6.44 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 16-NR-3980 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans les titanites foncées, les ellipses rouges les analyses dans les titanites claires.....	191
6.45 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 16-NR-3863 dans un diagramme Concordia. L'ellipse bleue représente l'âge Concordia calculé pour un ensemble d'analyses concordantes.	192
6.46 – Diagrammes multi-élémentaires des REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et températures de cristallisation [Zr] dans la titanite pour les deux populations de l'échantillon 16-NR-3863.....	193
6.47 - Carte de synthèse des âges U-Pb et des températures calculées dans les titanites des échantillons du Complexe d'Attic à partir de [Zr]. TS : titanites sombres, TC : titanites claires.....	195
6.48 - Histogramme de densité de probabilité des âges U-Pb sur titanites par LA-ICP-MS du Complexe d'Attic.....	196
6.49 - Spectres REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) des différents zircons analysés par ID-TIMS dans l'échantillon 16-NR-3917. Le spectre noir en pointillés représente un spectre « typique » de REE dans un zircon magmatique (Rubatto, 2017). Les zircons analysés dans l'échantillon présentent une pente faible voire nulle des HREE (Gd à Lu) suggérant une croissance simultanée des zircons avec un assemblage minéralogique fractionnant fortement les HREE, dans ce cas le grenat et	

l'amphibole présents en lardes quantités dans la roche sont de bons candidats.	200
6.50 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur zircon de l'échantillon 16-NR-3917 dans un diagramme Concordia.	200
6.51 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur zircon de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Les couleurs des ellipses correspondent aux couleurs des encadrés contenant les résultats.....	202
6.52 - Spectres d'abondance des REE dans les zircons de l'échantillon 14-YD-4043. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).....	202
6.53 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. En bleu les analyses dans les titanites sombres et en rouge et en jaune les analyses dans les titanites claires.....	203
6.54 - Spectres d'abondances des REE dans les deux populations de titanite de l'échantillon 14-YD-4043. Les spectres de REE correspondant aux titanites sombres sont représentés en bleu, ceux correspondant aux titanites claires sont représentés en rouge. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).....	204
6.55 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4149 dans un diagramme Concordia.	205
6.56 - Spectres de REE dans les titanites sombres de l'échantillon 14-YD-4149. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995. ...	205
6.57 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur titanites de l'échantillon 16-NR-3863 dans un diagramme Concordia.	206
6.58 - Spectres d'abondance des éléments du groupe des terres rares analysés dans les titanites de l'échantillon 16-NR-3863. Les spectres de REE correspondant aux titanites sombres sont représentés en bleu, ceux correspondant aux titanites claires sont représentés en rouge. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995.	206

- 7.1 - Carte de localisation des affleurements échantillonnés pour la géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 211
- 7.2 - Spectre d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole dans l'échantillon NR3556. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 213
- 7.3 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3970 et NR3946. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux. 214
- 7.4 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3386 et NR3393. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges apparents utilisés pour le calcul des âges plateaux ou des âges pseudo-plateaux ; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 215
- 7.5 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3808 et NR4043. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 216
- 7.6 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3547 et NR3636. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués

- par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 217
- 7.7 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3549 et NR3448A. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 218
- 7.8 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3786 et NR4071. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. 219
- 7.9 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3813 et NR3978. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 220
- 7.10 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3892 et NR3899. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 221
- 7.11 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3470 et NR3917. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé.

- Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés..... 221
- 7.12 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3470 et NR3917. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 222
- 7.13 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3881 et NR3876. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 223
- 7.14 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3651 et NR3678. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 224
- 7.15 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3808 et NR4043. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain. 225

- 7.16 - Carte de synthèse des âges pseudo-plateaux obtenus dans le Complexe d'Attic. Pour plus de clarté, seuls les âges plateaux ou pseudo-plateaux ont été reportés sur la carte. Les âges indicatifs reportés sur les spectres d'âges et dans le tableau 7.1 ne sont pas représentés. 227
- 7.17 - Diagramme de probabilité relative des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans les échantillons du Complexe d'Attic. Le diagramme prend en compte les âges plateaux, les âges pseudo-plateaux ainsi que les âges indicatifs calculés sur les perturbations des spectres d'âges. 228
- 8.1 - Diagramme de synthèse des âges obtenus par les différentes méthodes de datation dans le Complexe d'Attic. Les diagrammes de probabilité relative des âges obtenus pour chacune des méthodes sont présentés pour mettre en évidence les principales populations d'âges. Les deux principales phases de déformation sont représentées avec leur durée approximative. ... 237
- 8.2 - Diagramme de synthèse schématisant la formation du Complexe d'Attic et son évolution au cours de l'orogénèse Kénoréenne en Abitibi. a) Situation initiale montrant la mise en place précoce du batholithe de Josselin et du batholithe de Holmes en base de croûte. b) L'accumulation de chaleur dans la partie profonde de la croûte liée à la concentration d'éléments radioactifs dans les lithologies felsiques ainsi que le gradient inverse de densité entraîne le retournement convectif de la croûte impliquant la remontée diapirique à l'état partiellement solide du batholithe de Holmes et du batholithe de Josselin et la sagduction des séries volcaniques adjacentes. Cette évolution se manifeste par la migmatisation précoce (2717 Ma) des parties centrales du batholithe de Josselin et la migmatisation tardive (2695 Ma) des séries volcaniques du corridor de déformation de Holmes-Josselin. Cette phase de retournement convectif constitue la phase D1 pendant laquelle la foliation S1 se développe et correspond au premier épisode métamorphique daté par U-Pb sur zircon. c) Vers 2700-2695 Ma le raccourcissement régional abitibien N-S commence. C'est la phase D2 durant laquelle la foliation S2 se développe essentiellement dans les séries volcaniques. Les corridors de déformation sont réactivés en jeu inverse. Cette phase est clôturée par la mise en place des plutons de Tonnancourt et de Doussin (phase précoce) vers 2685 Ma qui ne présentent pas d'évidence de la déformation régionale. d) Entre ~2680 et ~2630 Ma le Complexe d'Attic enregistre une deuxième phase de métamorphisme correspondant au métamorphisme régional abitibien. Ces âges sont essentiellement représentés dans les populations de titanites et d'amphibole et traduisent l'effet thermique de la mise en place des

intrusions tardives telles que le pluton de Doussin ainsi que les circulations hydrothermales associées au métamorphisme.	240
8.3 – Compilation des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et micas et des âges U-Pb sur titanite pour l'Opatica, l'Abitibi et le Pontiac, d'après Daoudene et al. (2015).....	244
8.4 - Modèle de formation d'une séquence sédimentaire de type Timiskaming pendant la mise en place diapirique des dômes de TTG. Ce modèle permet d'expliquer la disparition progressive des populations de zircons hérités « anciennes » au fur et à mesure de la progression dans la séquence sédimentaire. D'après Lin et al., (2013).	246
8.5 - Modèles tectoniques interprétés à partir des profils sismiques lithoprobe (Calvert et Ludden, 1999) a) Modèle impliquant deux zones de subduction, entre le Pontiac et l'Abitibi et l'Abitibi et l'Opatica. D'après Calvert et Ludden, 1999, modifié par Daoudene, 2015. b) Coupe inspirée des modèles de subcrétion et de diapirisme-sagduction.	248

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 - Tableau récapitulatif de l'âge estimé du début de la tectonique des plaques selon les auteurs.....	19
2.1 - Récapitulatif des paramètres analytiques utilisés lors de l'ablation laser au Geotop.....	55
6.1 - Tableau récapitulatif des âges U-Pb sur zircon dans les échantillons du Complexe d'Attic.....	177
6.2 - Tableau de synthèse des âges U-Pb par LA-ICP-MS dans la titanite.....	194
6.3- Tableau comparatif des âges U-Pb sur titanites obtenus par ablation laser et dilution isotopique.....	208
7.1 – Tableau récapitulatif des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus sur les échantillons du Complexe d'Attic. En vert les âges dans les ceintures de roches volcaniques et en gris les âges dans les TTG.....	226

RÉSUMÉ

Les cratons archéens sont principalement composés d'une alternance de lithologies intrusives de type TTG (Tonalite-Trondjemite-Granodiorite) et de ceintures volcaniques de roches vertes. Dans la Province archéenne du Supérieur au Canada, les spécificités de ces unités géologiques sont généralement bien comprises et documentées mais le contexte tectonique dans lesquels s'inscrit leur évolution reste largement débattu. Par exemple, de nombreux domaines plutoniques ceinturés par des roches volcaniques mafiques de la sous-province d'Abitibi, dans le sud-est de la Province du Supérieur, sont interprétés comme des ceintures orogéniques en plis et chevauchements structurées en réponse au fonctionnement de zones de subduction bordant ces terrains archéens durant l'orogénèse kénoréenne. Cependant les données de terrain et de laboratoire acquises dans le Complexe d'Attic sont incohérentes avec cette interprétation. Cette étude suggère que certains des domaines de TTG, tels que le Complexe d'Attic dans la région de Lebel-sur-Quévillon, ont été mis en place et structuré au cours de phénomènes impliquant diapirisme et sagduction suivi d'un épisode de compression régionale.

Le Complexe d'Attic constitue un domaine d'environ 600 km² de TTG occupant des dômes antiformes de forme elliptiques séparés par des séquences de roches volcaniques mafiques à felsiques. Ce secteur a été étudié en détail au cours du programme de cartographie régionale implémenté par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN). Dans cette portion de croûte archéenne, les batholithes de Holmes et de Josselin occupent les principaux dômes antiformes. Les trajectoires de la foliation régionale moulent les contours des intrusifs et la linéation minérale présente une distribution spatiale radiale, suggérant un mode de mise en place empruntant aux phénomènes diapiriques. La présence d'abondantes unités migmatitiques dans la partie centrale du batholithe de Josselin est en accord avec l'hypothèse selon laquelle le Complexe d'Attic pourrait représenter les niveaux profonds de la croûte abitibienne.

L'étude métamorphique d'échantillons grenatifères provenant aussi bien des dômes de TTG que des ceintures de roches vertes révèle l'histoire contrastée de ces deux séquences de roches. Les grenats provenant des roches volcaniques mafiques présentent systématiquement une zonation compositionnelle caractérisée par des profils convexes du Mn, associés à la zonation de croissance du minéral lors de la partie

prograde du trajet P-T suivi par la roche. Inversement, les grenats provenant des TTG présentent des profils plats des différents éléments majeurs avec une augmentation prononcée du Mn près des bordures de grain. Cette zonation est caractéristique d'une rééquilibration par diffusion lors d'un refroidissement prolongé sur la partie rétrograde du chemin P-T. Ces observations sont cohérentes avec une interprétation de la formation du Complexe d'Attic en termes de diapirisme et de sagduction, caractérisée par l'enfouissement des roches volcaniques plus froides et l'exhumation des dômes de TTG plus chauds. La datation U-Pb par ID-TIMS de zircons provenant de deux affleurements de migmatites appartenant respectivement aux TTG (batholithe de Josselin) et aux roches volcaniques met en évidence un décalage temporel entre le début de la fusion partielle dans les dômes de TTG (2716.1 ± 2.9 Ma) et dans les roches volcaniques (2695.0 ± 1 Ma) en accord avec une remontée diapirique de dômes de TTG chauds et un enfouissement relatif de matériel volcanique froid.

Les datations U-Pb LA-ICP-MS sur zircons et titanites, ainsi que les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur de nombreux échantillons du Complexe d'Attic révèlent que la durée des événements géologiques à l'origine de la formation et de la structuration du Complexe d'Attic s'étalent sur une durée de 200 m.a. Les unités volcaniques les plus anciennes ont été datées à 2791.8 ± 7.9 Ma. La majorité des lithologies volcaniques et intrusives se met en place dans un intervalle compris entre ca. 2730 Ma et ca. 2720 Ma. La fin de la déformation régionale a été estimée à ca. 2685 Ma sur la base de datations U-Pb LA-ICP-MS sur zircons provenant de granites non déformés. Deux principaux événements métamorphiques ont été enregistrés par les roches du Complexe d'Attic, le premier entre 2717 Ma et 2695 Ma (âges U-Pb sur zircons métamorphiques) et le second entre 2690 Ma et 2630 Ma (âges U-Pb sur titanites et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende). Les âges les plus jeunes obtenus par U-Pb sur titanites et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende placent la fin des événements géologiques de haute température ($>550^\circ\text{C}$) vers ca. 2560 Ma.

Mots clés : Archéen, TTG, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, zircon, titanite, grenat, REE, diapirisme, sagduction, migmatite, Abitibi, Province du Supérieur.

ABSTRACT

Archean cratons mainly consist of TTG-type (Tonalite-Trondjemite-Granodiorite) plutonic terranes and greenstone belts. In the Archean Superior Province of Canada, the geological characteristics of these units are commonly well understood and documented, but their tectonic and metamorphic relationships remain debated. For instance, numerous large plutonic domains, surrounded by more-or-less linear greenstone belts in the Abitibi subprovince of the southeastern Superior Province were interpreted as fold-and-thrust belts developed in response to subduction-related processes at the margins of these Archean terranes during the Kenorean orogeny. However, field data do not support such an interpretation. Our study rather suggests that some of these large domains of TTG-type plutonic rocks, such as the Attic Complex in the Lebel-sur-Quévillon area, were emplaced and structured by diapiric and sagduction-related processes followed by regional compression.

The Attic Complex represents a large terrane (c.a. 600 km²) of TTG intrusions in the core of antiformal domes surrounded by mafic to felsic volcanic rocks. It has been studied in detail during a regional mapping program of the Quebec Department of Natural Resources (MERN). In this segment of Archean crust, tonalite gneisses of the Holmes and Josselin batholiths intrude mafic to felsic supracrustal rocks. Regional foliation trajectories follow the contours of the intrusions, and the mineral lineation has a radial distribution, suggesting that the intrusive rocks were emplaced as diapiric domes. The central part of the Josselin pluton exposes extensive domains of strongly deformed migmatites, which is consistent with the hypothesis that the Attic Complex might represent a deeper level of abitibian crust.

The metamorphic study of garnet-bearing samples in both the supracrustal volcanics and TTGs reveals contrasting histories for these two rock types. Garnets in the mafic volcanic rocks systematically display major element zoning characterized by bell-shaped Mn profiles, associated with growth zoning during the prograde path of the P-T evolution. On the opposite, garnets in the TTGs display flat major elements profiles with a pronounced hump in Mn concentration near the rims. These profiles are usually associated with diffusional equilibration of garnet during a prolonged cooling history on the retrograde path of metamorphism. These zoning profiles in garnets of the Attic Complex further support the interpretation of diapiric ascent of the TTG domes and sagduction of the adjacent volcanic sequences. U-Pb ID-TIMS dating of zircons from

migmatites of the TTG domes and volcanics country rocks show a 20 m.y hiatus between the onset of partial melting in the TTG (2716.1 ± 2.9 Ma) and the adjacent mafic volcanic rocks (2695 ± 1 Ma), further supporting the hypothesis of a diapiric ascent of hot intrusive material and coeval burial of cold volcanic units.

U-Pb LA-ICP-MS dating of zircon and titanite, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hornblendes from the Attic Complex show that the overall duration of geologic activity in the Attic Complex spans almost 200 m.y. The oldest volcanic units yielded an age of 2791.8 ± 7.9 Ma. The rest of intrusive and volcanic lithologies were form between ca. 2730 Ma and 2720 Ma. The end of regional deformation is deduced form U-Pb LA-ICP-MS zircons ages from undeformed biotite granites and estimated between 2685 Ma and 2655 Ma. Two metamorphic events are recorded in the Attic Complex, the first between 2717 Ma and 2695 Ma and the second between 2690 Ma and 2630 Ma. The youngest U-Pb ages yielded by titanite and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of amphibole are ca. 2560 Ma, which constrains the end of high temperature ($>550^\circ\text{C}$) geologic activity in the Attic Complex.

Keywords : Archean, TTG, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, zircon, titanite, garnet, REE, diapirism, sagduction, migmatite, Abitibi, Superior.

INTRODUCTION

L'évolution géologique de la Terre Archéenne est au centre d'un débat animé depuis l'avènement du paradigme de la tectonique des plaques à la fin des années soixante (Le Pichon, 1968; McKenzie et Parker, 1967; Vine et Matthews, 1963). Essentiellement documentée dans des terrains d'âge Phanérozoïque, la tectonique des plaques est à l'heure actuelle le modèle universellement accepté pour expliquer les phénomènes géologiques ayant façonné la planète Terre, en surface comme en profondeur (Isacks *et al.*, 1968). D'un point de vue thermodynamique, la tectonique des plaques est l'expression de la dissipation de la chaleur interne du globe via la remontée de matériel chaud au niveau des dorsales et des points chauds et l'enfouissement de matériel froid dans les zones de subduction (Jolivet *et al.*, 1998).

Cependant, durant l'Archéen, la production de chaleur à l'intérieur de la Terre était significativement supérieure à l'Actuel (Abbott *et al.*, 1994; Campbell *et al.*, 1989; Nisbet *et al.*, 1993a; Ranalli, 1997). D'une part, la chaleur héritée de l'accrétion de la planète n'était pas encore dissipée et, d'autre part, la concentration en éléments radioactifs dans le globe était plus forte, entraînant ainsi une température moyenne intérieure plus élevée. Les implications rhéologiques (Cagnard *et al.*, 2006a; Cagnard *et al.*, 2006b; Chardon *et al.*, 2009; Ranalli, 1997) et pétrologiques de cet état thermique sont nombreuses et importantes quant aux phénomènes de structuration de la croûte terrestre. Qui plus est, l'absence de certains marqueurs typiques de la tectonique des plaques, tels que des roches métamorphiques de haute pression et basse température, de séries ophiolitiques clairement identifiées, de prismes d'accrétion, de chevauchements de grande ampleur transportant des nappes de charriage, suggèrent que le comportement de la lithosphère archéenne était passablement différent de ce que l'on en connaît aujourd'hui (Bédard *et al.*, 2003; Bédard, 2003, 2010; Hamilton, 1998, 2007b; McCall, 2010; Stern, 2008; van Hunen et van den Berg, 2008).

La Province du Supérieur, qui représente le noyau cratonique du continent nord-américain, représente la plus vaste étendue de roches archéennes à la surface du globe. Elle est constituée d'un peu plus d'une dizaine de sous-provinces géologiques différentes (Card, 1990; Card et Ciesielski, 1986), avec des âges variant de 3.8 Ga à 2.5 Ga. L'une de ces sous-provinces, l'Abitibi-Wawa, constitue la ceinture de roches vertes la plus étendue et la mieux préservée au monde, et représente un vestige unique

de la période archéenne. Le Complexe d'Attic, situé dans la région de Lebel-sur-Quévillon dans l'est de l'Abitibi, forme le cœur de cette thèse de doctorat et représente un cadre d'analyse particulièrement intéressant pour plusieurs raisons : il s'agit d'un domaine de roches ayant été relativement peu étudiées (Auger et Longley, 1939; Graham, R. B., 1947; Hammouche, 2015; Longley, 1946; Wegria et Bertolus, 1975), il est constitué de terrains de grade métamorphique anormalement élevé en Abitibi, qui pourrait représenter, du moins en partie, un « socle » cristallin pour la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Par le biais d'une étude structurale, géochronologique et métamorphique détaillée et prenant le Complexe d'Attic comme objet géologique, cette thèse est centrée sur la compréhension des mécanismes de structuration de la croûte terrestre à l'Archéen. Trois questions scientifiques principales ont motivé cette étude :

- Quelles sont les caractéristiques structurales et métamorphiques du Complexe d'Attic et comment s'inscrivent-elles dans le temps ?
- Quel rôle ont joué la tectonique gravitaire et les phénomènes diapiriques dans la structuration de la croûte au sein du Complexe d'Attic ?
- La présence de complexes gneissiques de type TTG au sein du Complexe d'Attic, représentant des séries plutoniques similaires à celles documentées dans la sous-province de l'Opatica, implique-t-elle une corrélation de ces terrains en profondeur et l'existence d'un « socle » commun pour l'Abitibi et l'Opatica ?

Ces trois questions se déclinent en plusieurs objectifs distincts permettant d'appréhender au mieux les différentes facettes de l'objet géologique étudié : 1) caractériser l'évolution structurale du Complexe d'Attic en prenant en compte les spécificités tectoniques propres à la période archéenne ; 2) caractériser les conditions du métamorphisme dans les différents ensembles lithologiques (dômes de roches intrusives felsiques (TTG) et ceintures de roches vertes) ; 3) établir la chronologie des principales unités grâce à la datation U-Pb sur zircon ; 4) établir la chronologie des principaux événements thermiques ainsi que des principaux événements tectono-métamorphiques grâce aux techniques de datation U-Pb sur zircon et titanite et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur hornblende.

Le premier chapitre de cette thèse est consacré à passer en revue l'état des connaissances sur la période archéenne et ses spécificités géologiques. Dans un second temps, les méthodes analytiques choisies ainsi que l'appareillage utilisé pour réaliser les différents travaux sont décrits au chapitre 2. Le troisième chapitre présente l'état des connaissances sur le contexte géologique régional, à l'échelle du craton du Supérieur et de la sous-province d'Abitibi. Le quatrième chapitre présente les résultats des travaux de terrain réalisés durant ce doctorat ainsi que la carte géologique qui en découle. Le chapitre 5 est spécifiquement dédié à l'analyse et l'interprétation

structurale et métamorphique du Complexe d'Attic. Les sixième et septième chapitres détaillent, respectivement, les résultats et interprétations des analyses géochronologiques U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et les interprétations afférentes. Enfin, la dernière partie de ce travail (chapitre 8) présente une synthèse globale des données recueillies et discute des implications quant à l'évolution de l'Abitibi en particulier, de même que de la Province du Supérieur et d'autres cratons archéens en général.

1. CHAPITRE I

GÉOLOGIE DE L'ARCHÉEN

1.1 Généralités

1.1.1 L'Archéen dans l'échelle des temps géologiques

Le Précambrien compte trois éons : l'Hadéen, l'Archéen et le Protérozoïque (Figure 1.1). Ils représentent à eux trois les quatre milliards d'années qui précèdent l'explosion de la vie au début du Cambrien il y a 541 Ma (Cohen *et al.*, 2013). Bien que largement

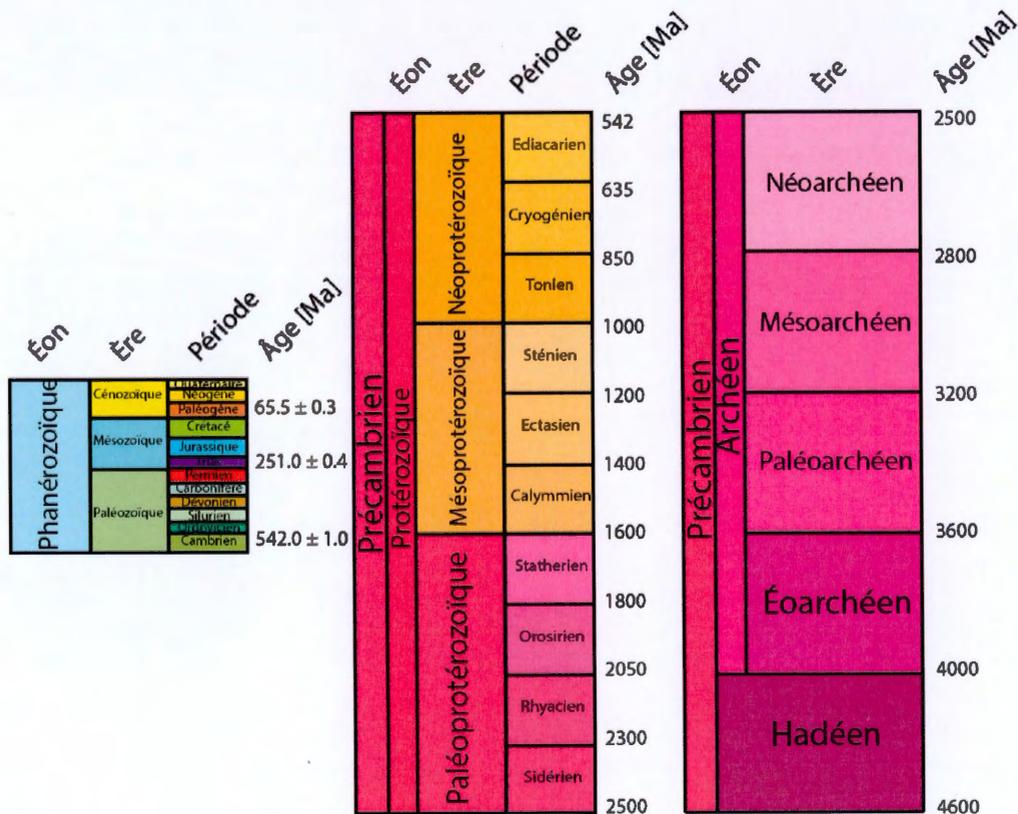


Figure 1.1 - Échelle stratigraphique des temps géologiques mettant en perspective la durée relative des différentes époques géologiques les unes par rapport aux autres, modifiée d'après Flament (2009).

étudiés depuis les cinq dernières décennies, les terrains précambriens se distinguent par l'absence de fossiles visibles à l'œil nu limitant ainsi la définition d'une colonne stratigraphique précisément établie, comparable à celle qui existe pour les terrains phanérozoïques (dont la précision générale est de l'ordre de ± 5 Ma).

L'Archéen s'étend sur 1.5 Ga, soit entre 4.0 Ga et 2.5 Ga, et représente ainsi un tiers de l'histoire du globe. Sa limite inférieure a varié dans le temps et selon les auteurs. Froude et al (1983) proposaient une limite à 4.1 ~ 4.2 Ga, correspondant à l'âge des plus vieux zircons datés à l'époque dans les quartzites du Mont Narryer en Australie. La limite actuelle est placée à 4.0 Ga et correspond à l'âge des plus vieilles roches datées notamment dans le nord du craton canadien à Acasta (Bowring *et al.*, 1990; Bowring *et al.*, 1989). La limite supérieure est, par convention, associée à la mise en place du Grand Dyke du Zimbabwe qui recoupe une grande partie des terrains archéens du craton du Zimbabwe (Nisbet, 1987). Les terrains archéens constituent ainsi les plus vieux vestiges rocheux de notre planète et recèlent des informations essentielles sur la composition ainsi que la dynamique du globe dans son passé lointain.

1.1.2 Répartition des terrains archéens à la surface de la Terre

Formés, épaissis et stabilisés précocement, les terrains archéens se retrouvent sur tous les continents où ils forment généralement ce que l'on appelle des cratons (un noyau de continent), les formations géologiques subséquentes venant s'agglomérer le long de leurs bordures par le biais d'orogénies successives. Bleeker (2003) recense 35 fragments de croûte archéenne qui totalisent 4% de la surface de la Terre et 17% des terres émergées (Figure 1.2). L'Afrique et l'Amérique du Nord regroupent 48% de ces terrains soit environ la moitié de leurs occurrences terrestres, l'Europe l'Inde et l'Antarctique environ 10-12% chacune alors que l'Asie, l'Amérique du Sud et l'Australie seulement 5-7% (Artemieva, 2006). Proportionnellement, les terrains phanérozoïques totalisent 18% des terres émergées. Le recyclage crustal ainsi que l'érosion ont eu raison d'une grande partie de ces terrains archéens et il faut donc reconstruire une large partie de l'histoire du globe à partir de peu d'éléments, leur histoire souvent complexe ajoutant à la difficulté de la tâche.

La lithosphère archéenne préservée diffère de la lithosphère continentale phanérozoïque à plusieurs niveaux notamment en termes de l'épaisseur totale, la densité moyenne, le flux de chaleur en surface ainsi que l'épaisseur moyenne de la croûte continentale (Flament, 2009). La base de la lithosphère est définie en profondeur par l'isotherme 1300°C. Cela correspond à une profondeur de 170 à 350 km pour les cratons archéens contre seulement 60 à 140 km pour la lithosphère continentale phanérozoïque (Artemieva, 2009). La densité moyenne de la lithosphère archéenne est inférieure à celle de la lithosphère phanérozoïque, respectivement $3310 \pm 16 \text{ kg.m}^{-3}$

contre $3365 \pm 20 \text{ kg.m}^{-3}$ (Artemieva, 2009). Le flux de chaleur en surface de la lithosphère archéenne est inférieur à celui de la lithosphère phanérozoïque, respectivement 20 à 50 mW.m^{-2} contre 50 à 120 mW.m^{-2} (Artemieva, 2009). La croûte continentale archéenne est également plus fine en moyenne que la croûte continentale phanérozoïque : elle varie de 32 à 50 km d'épaisseur actuelle pour les terrains archéens contre 25 à 80 km pour la croûte phanérozoïque (Artemieva, 2009). Les valeurs données ici pour les caractéristiques de la lithosphère archéenne sont les valeurs estimées ou mesurées actuellement.

En utilisant les critères permettant de distinguer les cratons archéens des autres portions continentales il est aussi possible de séparer les cratons archéens en deux groupes (Artemieva, 2009). Le premier regroupe les cratons Ouest Australiens, Indien, Sud-Africain et Sud-Américain. Ceux-ci sont caractérisés par une épaisseur de la lithosphère



Figure 1.2 – Carte de répartition des terrains d'âge archéen à la surface de la Terre. Les pointillés représentent les corrélations probables entre les différents cratons. Modifiée d'après Bleeker (2003).

variant entre 170 et 250km, une croûte continentale épaisse de 32 à 40km et un flux de chaleur compris entre 40 et 50 mW.m^{-2} . Le deuxième groupe comprend les cratons Sibérien, Baltique, Canadien et Ovest Africain. A l'inverse, ceux-ci sont caractérisés par une épaisseur lithosphérique et crustale plus élevées comprises respectivement entre 250 à 350 km et 40 à 50 km, ainsi qu'un flux de chaleur en surface moins

important en moyenne, dont les valeurs varient entre 25 et 45 mW.m⁻². A l'instar de Flament (2009), il est intéressant de souligner que cette dichotomie entre ces différents cratons archéens souligne peut-être la non-unicité des processus à l'origine de leur formation.

1.1.3 Les analogues archéens dans le système solaire

L'étude des autres planètes telluriques du système solaire ouvre des perspectives intéressantes pour la compréhension de la géodynamique archéenne de la Terre. Malgré l'absence d'eau liquide (cependant présente dans son atmosphère), Vénus a souvent été considérée comme un potentiel analogue des terrains archéens terrestres (Anderson, 1981; Harris et Bédard, 2014; Head *et al.*, 2008). La plupart des auteurs s'accordent pour dire que la déformation de la surface de Vénus découle uniquement de l'existence de panaches mantelliques et de l'élévation topographique liée à l'accumulation de produits magmatiques à l'aplomb de ceux-ci. Hansen (2007) souligne que l'absence de tectonique des plaques sur Vénus en fait un laboratoire naturel pour l'analyse des structures et déformations observées dans un environnement exempt de tectonique des plaques, et par la suite les comparer à celles observées dans les terrains archéens terrestres.

L'étude des météorites s'avère être une approche précieuse pour comprendre le passé lointain de notre planète. Ces corps rocheux et/ou métalliques recèlent de nombreuses informations sur les processus de différenciation précoce dans le Système Solaire en général. A l'instar des granites lunaires qui se sont formés dans un environnement anhydre, nombre de fragments de granitoïdes ont été identifiés en enclaves dans des météorites ferreuses ou des chondrites ordinaires (Bonin, 2012; Bonin *et al.*, 2002). Cela implique que, contrairement à ce qui est généralement accepté, la présence d'eau n'est pas indispensable à la formation de matériel granitique (Campbell et Taylor, 1983), bien que cela n'écarte pas pour autant la question du volume de granite qui peut être produit sans eau. Les processus invoqués pour expliquer la formation de ces granites reposent sur une cristallisation fractionnée avancée couplée à une immiscibilité élevée du liquide silicaté. La présence de granites sur Mars, Vénus et Mercure n'a pas encore été démontrée. Cependant, sur la base de similarités de taille (comprises entre la Lune et la Terre) et de composition, il n'est pas possible d'écarter leur existence. A ce titre, sur la base de datations U-Pb et d'analyses Lu-Hf dans des zircons de la météorite martienne Black Beauty, Bouvier *et al.* (2018) suggèrent que la cristallisation de l'océan de magma martien a eu lieu seulement 20 Ma après la formation du Système Solaire, laissant un manteau stratifié gravitationnellement instable qui se serait renversé pour former une croûte primordiale basaltique à andésitique dans laquelle se sont formés les zircons analysés.

1.2 Refroidissement séculaire de la Terre

Les processus géodynamiques observés à la surface de la Terre sont la manifestation de la dissipation de la chaleur interne du globe. Le paradigme de la tectonique des plaques telle qu'on le connaît aujourd'hui s'appuie sur cette conception : du matériel chaud est mis en place en surface au niveau des dorsales océaniques alors que du matériel froid est enfoui dans le manteau au niveau des zones de subduction. Cependant, il y a de nombreuses évidences que les conditions à l'Archéen étaient différentes à celles d'aujourd'hui, impliquant la possibilité que des processus alternatifs aient pu remplacer ou agir parallèlement à la tectonique des plaques. Les sections suivantes sont dédiées aux évidences géologiques d'une terre archéenne plus chaude et à l'incidence que cela a sur la géodynamique de l'époque.

1.2.1 Évidences géologiques en faveur d'un manteau archéen plus chaud

Les komatiites (Figure 1.3), décrites pour la première fois à la fin des années soixante dans la région de Komatiji en Afrique du Sud (Viljoen et Viljoen, 1970), sont des laves hypermagnésiennes (% pds MgO > 18) emblématiques des séquences volcaniques archéennes. Condie (1993) calcule que les komatiites représentent 15% des roches à l'affleurement dans les terrains dont l'âge est supérieur à 3.5 Ga et 6% dans les terrains dont l'âge est compris entre 3.5 et 2.5 Ga. La proportion tombe bien en deçà de 1%

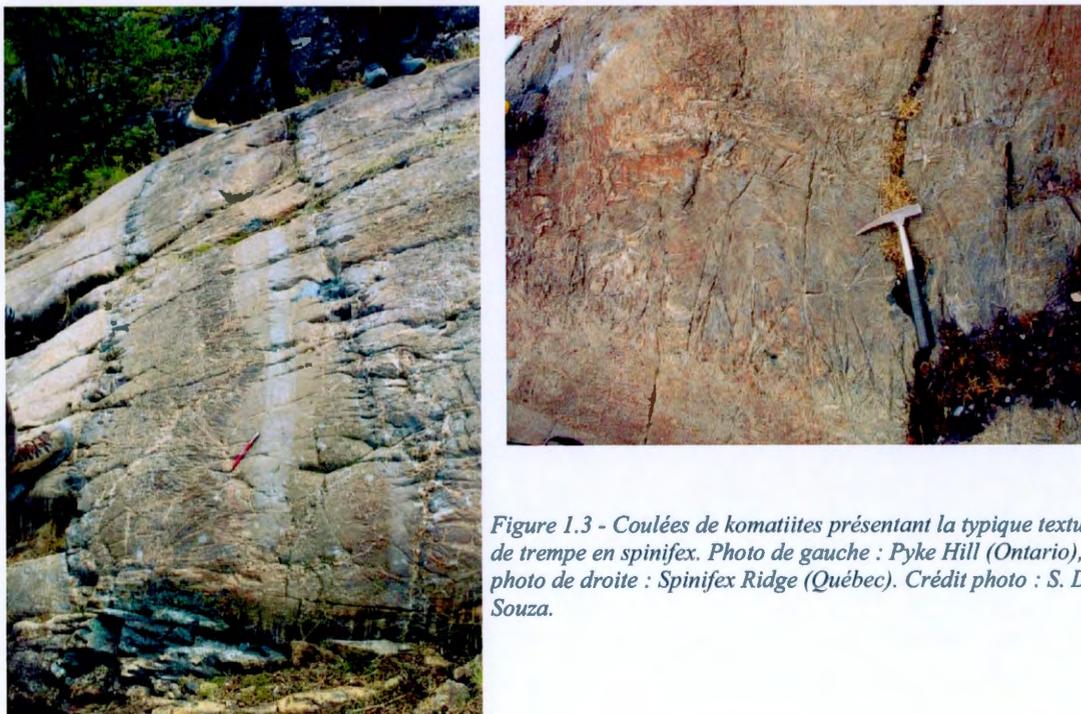


Figure 1.3 - Coulées de komatiites présentant la typique texture de trempe en spinifex. Photo de gauche : Pyke Hill (Ontario), photo de droite : Spinifex Ridge (Québec). Crédit photo : S. De Souza.

pour les terrains plus jeunes que 2.5 Ga. Quelques occurrences postérieures à 2.5 Ga sont répertoriées dont une seule au Phanérozoïque : des coulées crétaées sur l'île colombienne de Gorgona dans l'océan Pacifique (Nisbet *et al.*, 1993b).

Green (1975) soutient que la très faible teneur en eau de ces roches ($H_2O < 0.2\%$ pds.) indique que les températures d'éruption à la pression atmosphérique atteignent 1650 ± 20 °C. A partir de cette température d'éruption, Nisbet *et al.* (1993b) calculent une température d'extraction du manteau à 200 km de profondeur (6 GPa) de 1900°C avec des taux de fusion partielle supérieures à 50% (Arndt, 1994). Étant généralement associées à du volcanisme de point chaud (Abbott *et al.*, 1994; Arndt, 1994) et sachant que dans les modèles de convection mantellique, la différence de température entre le panache mantellique et le manteau environnant est d'environ 200 à 300°C (Herzberg et O'hara, 1998; Putirka *et al.*, 2007; Wyllie, 1988), il est postulé que la température du manteau ambiant au moment de la formation des komatiites devait avoisiner 1600°C. Cette température dépasse de 300°C celle du manteau supérieur actuel qui est estimée à 1300°C (Herzberg et Asimow, 2008; Herzberg *et al.*, 2007; Putirka *et al.*, 2007). S'appuyant sur une étude des komatiites de Barberton, Parman *et al.* (1997) contestent cependant le caractère anhydre des komatiites, estimant leur contenu en eau à 3% pds et l'excès de température dans le manteau archéen à seulement environ 100°C (Grove et Parman, 2004). Quoi qu'il en soit, la disparition quasi définitive de ce type de roche à la fin de l'Archéen est un argument en faveur du régime thermique élevé qui régnait probablement à cette époque et, par conséquent, du refroidissement séculaire du globe terrestre au cours de son histoire.

Abbott *et al.* (1994) ont compilé les compositions chimiques de 71 échantillons de MORBs prélevés dans des séquences ophiolitiques et des ceintures de roches vertes avec des âges variant entre 15 et 3760 Ma. La variation des compositions chimiques des différents échantillons a été utilisée pour calculer les températures du liquidus associées aux différentes suites de roches, ces dernières ayant été ensuite converties en températures potentielles du manteau. Les températures ainsi calculées à 2.8 Ga sont inférieures à celles estimées à partir des komatiites mais demeurent de 100 à 200°C supérieures à la température ambiante actuelle du manteau asthénosphérique.

A l'aide des isotopes du Xénon, Coltice *et al.* (2009) montrent que l'essentiel de la chaleur terrestre a été dissipée pendant l'Hadéen à la faveur d'un régime de convection mantellique vigoureux et impliquant l'entière du manteau. Selon leurs calculs, la température interne du globe a chuté de 300°C pendant l'Hadéen (soit pendant 500 m.a.) et d'environ 200°C depuis (soit en 4 Ga). Ces calculs sont cohérents avec les estimations présentées ci-dessus, selon lesquelles la température interne du manteau archéen était plus élevée de 100 à 200 °C.

1.2.2 Modèles d'évolution thermique du manteau

Harold Urey fut l'un des précurseurs de la théorisation du budget thermique de la planète (White, 2015). Nommé en son honneur, le rapport d'Urey (Urey ratio) décrit l'équilibre entre production de chaleur interne et perte de chaleur et fut initialement considéré comme égal à 1 (Urey, 1955). Cette conception a été abandonnée par la suite et la production de chaleur estimée dans les modèles compositionnels de Zindler et Hart (1986), McDonough et Sun (1995) et Palme et O'Neill (2003) varie entre 19.7 et 20.3 TW alors que la perte de chaleur estimée par Davies et Davies (2010) s'élève à 47 TW, ce qui correspond à un rapport d'Urey de 0.42 à 0.43 (White, 2015). Plus récemment, les modèles compositionnels de Jackson et Jellinek (2013) et Lyubetskaya et Korenaga (2007) réduisent la production de chaleur à une valeur comprise entre 14 et 17 TW, soit un rapport d'Urey compris entre 0.29 et 0.34. En termes pratiques, cela signifie que la Terre perdrait environ 3 fois plus de chaleur qu'elle n'en produit. Ces considérations ont des implications importantes pour la compréhension de la géodynamique terrestre (passée et présente) et démontrent que, malgré les progrès récents, le budget thermique de la Terre demeure méconnu.

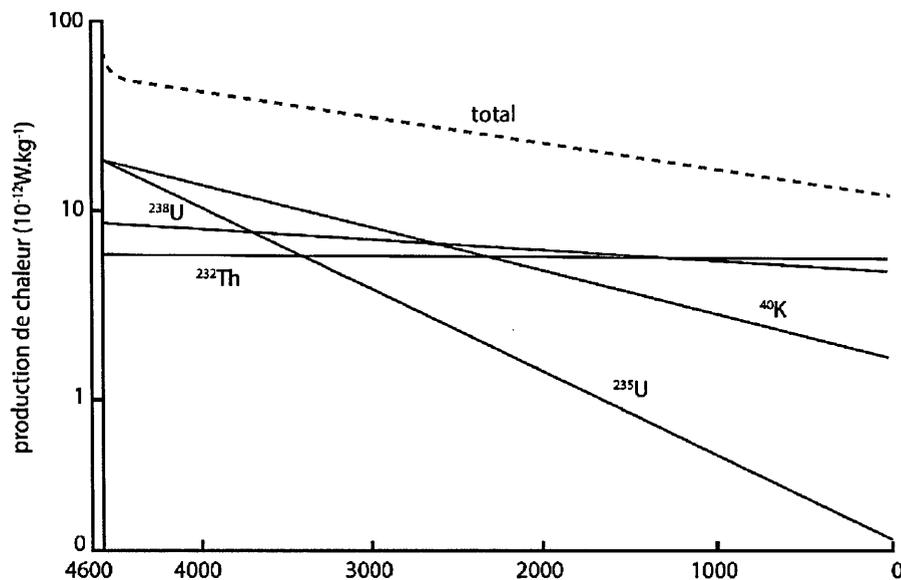


Figure 1.4 - Production de chaleur des principales radioactivités dans la Terre en fonction de l'âge géologique, d'après Allègre (2005).

A partir du budget thermique actuel et de la concentration en éléments radioactifs dans le globe, il est possible de modéliser la production de chaleur interne pour la Terre archéenne (Figure 1.4). La production de chaleur dans la Terre est essentiellement le résultat de la désintégration de trois éléments radioactifs : le Thorium, l'Uranium et le Potassium (Wasserburg *et al.*, 1964). Naturellement, ces éléments étant de moins en moins abondants avec le temps, la production de chaleur dans le globe diminue et la

température des différents réservoirs terrestres tend donc à décroître. Si l'on remonte dans le temps, le raisonnement inverse s'applique. Ces mêmes éléments, plus abondants dans la Terre primitive, produisaient une quantité plus grande de chaleur. Dans le détail, d'autres sources de chaleur doivent aussi être prises en considération pour appréhender le budget thermique de la Terre au début de son histoire (e.g. chaleur résiduelle de l'accrétion, impacts météoritiques, radioactivités éteintes, condensation du noyau) mais la majeure partie du phénomène reste attribuable au déséquilibre entre production de chaleur interne par la radioactivité et perte de chaleur à l'espace (Jaupart *et al.*, 2007).

En prenant comme point de départ le budget thermique actuel, Korenaga (2006) remonte son évolution thermique à l'aide d'un modèle paramétrique de convection. Les résultats obtenus sont cohérents avec les contraintes pétrologiques évoquées plus haut : le manteau archéen à 2.7 Ga était $\sim 200^\circ\text{C}$ plus chaud qu'à l'Actuel. Jaupart *et al.* (2007) obtiennent des résultats similaires avec un modèle empirique s'appuyant sur la distribution actuelle de la croûte océanique.

1.2.3 Évidences géologiques en faveur d'une croûte archéenne plus chaude

La croûte continentale, par sa nature différenciée, séquestre naturellement une plus grande quantité d'éléments incompatibles, dont U, Th et K. Tel que mentionné ci-dessus, ces éléments étaient plus abondants à l'Archéen. La production de chaleur dans la croûte (Figure 1.5a) qui en résultait l'était donc aussi : deux fois plus élevée à 2.5 Ga et 3 fois plus à 3 Ga (Mareschal et Jaupart, 2006; Turcotte et Schubert, 2002).

De plus, dans la croûte continentale phanérozoïque, la concentration de ces éléments est maximale dans les cinq premiers kilomètres, la croûte profonde possédant une composition intermédiaire à mafique, et donc relativement appauvrie dans ces éléments. Mareschal et Jaupart (2006) soulignent que le caractère moins différencié et moins stratifié de la croûte continentale juvénile archéenne suggère une répartition plus homogène des éléments radioactifs, et donc une croûte archéenne plus chaude qui aurait conservé une épaisse portion de matériel proche du solidus dans sa portion moyenne ou profonde. Par ailleurs, la mise en place de larges volumes de magmas dans la croûte liée à une activité magmatique mantellique importante permettrait également d'expliquer un apport de chaleur supplémentaire à la croûte archéenne, tout en favorisant la formation d'une épaisse portion de manteau lithosphérique très appauvri, moins dense, favorisant la préservation de ces portions cratoniques (Mareschal et Jaupart, 2006).

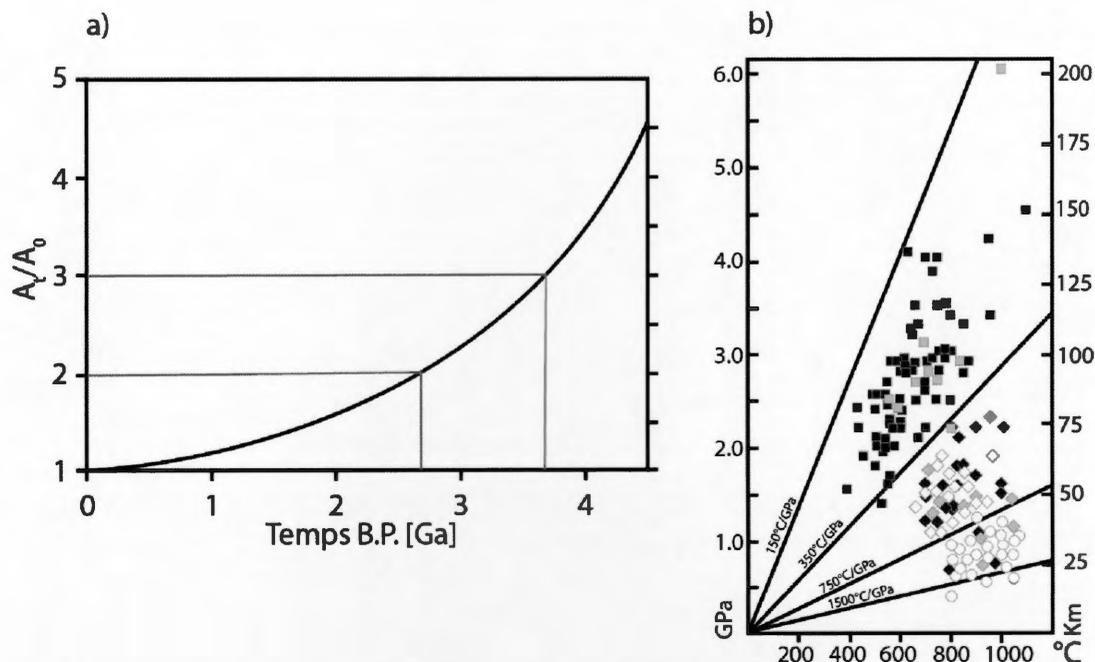


Figure 1.5 --Diagramme de gauche : production de chaleur dans la croûte à travers l'histoire de la Terre par rapport à la production actuelle. A 2,7 Ga la production de chaleur dans la croûte est estimée à deux fois la production actuelle et à 3 fois la production actuelle à 3,7 Ga, d'après Mareschal et Jaupart (2006). Diagramme de droite : ceintures métamorphiques représentées par âge en fonction de la température et de la pression. Les symboles blancs ont un âge de pic métamorphique >0,850 Ga, les symboles gris un âge de pic métamorphique compris entre 0,850 Ga et 0,450 Ga et les symboles noirs un âge de pic métamorphique inférieur à 0,450 Ga. D'après Brown. (2014).

Ces observations sont corroborées par l'étude des gradients géothermiques apparents au cours du temps. Brown (2014) utilise les données P-T-t recueillies dans des provinces géologiques couvrant la majeure partie de l'histoire de la Terre pour montrer que les gradients géothermiques apparents faibles (entre 150 et 300°C/GPa) ne se rencontrent qu'au Phanérozoïque, contrairement à ceux très élevés qui se rencontrent à travers toute l'histoire géologique avec une très forte prédominance pour la période précambrienne (Figure 1.5b).

1.3 La lithosphère à l'Archéen

Actuellement, la croûte continentale est majoritairement formée par la fusion partielle de péridotites métasomatisées dans le coin de manteau supérieur surmontant la lithosphère subductée. Ces magmas basaltiques riches en eau fractionnent, assimilent ou refusionnent certains types de roches par sous-plaquage, donnant ainsi naissance à une variété de granitoïdes plus ou moins différenciés qui contribuent à la croissance

des masses continentales dont ils constituent le type de lithologie dominant. A l'Archéen, les granitoïdes constituent une composante importante de la croûte continentale avec cependant quelques différences : leur composition chimique n'est pas identique à celle des granitoïdes se formant actuellement dans les zones de subduction, leur répartition spatiale en dômes et bassins ainsi que leur association quasi systématique à d'épaisses séries volcaniques mafiques-ultramafiques est unique dans l'histoire de la Terre.

1.3.1 Les granitoïdes archéens ou la série Tonalite-Trondjemite-Granodiorite (TTG)

Les granitoïdes sont une famille de roches felsiques intrusives. Ils sont essentiellement composés de quartz et de différents types de feldspaths qui déterminent *in fine* le nom de la roche. Le plagioclase est dominant dans les tonalites, le feldspath potassique prédomine dans les granites alors que ces deux phases minérales coexistent en des proportions proches dans les granodiorites (Arndt, 2013). Les trondjemites sont un type de tonalite riche en quartz et où le plagioclase est essentiellement sodique. La proportion de minéraux mafiques (généralement hornblende ou biotite, rarement du pyroxène) est variable : de 20 à 40 % dans les tonalites et granodiorites contre seulement quelques pourcents dans les granites. La minéralogie est le reflet de la composition chimique de ces roches; le contenu en SiO₂ est élevé (50 à 70%), tout comme les teneurs en K₂O, alors que le contenu en oxides TiO₂, FeO, MgO ou CaO, principalement fractionnés par les minéraux mafiques, est relativement faible.

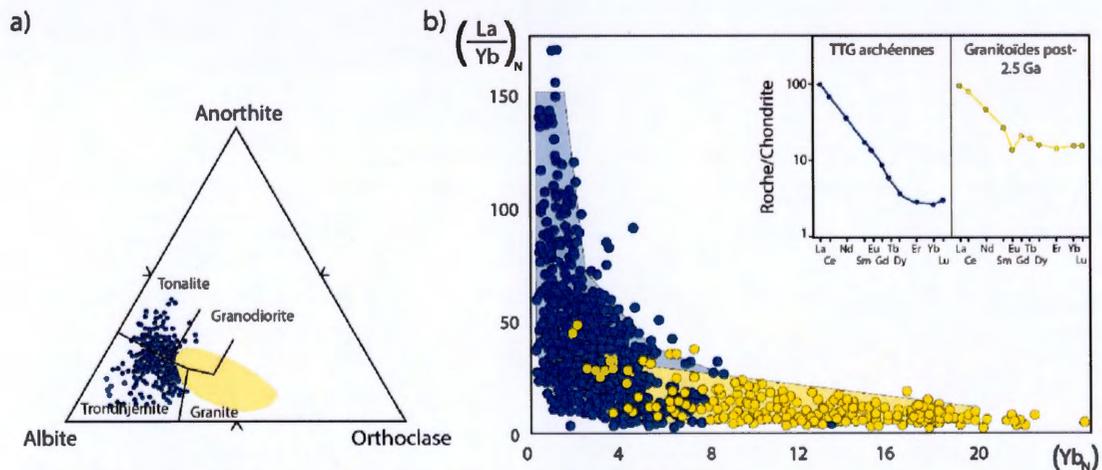


Figure 1.6 – a) Les compositions des TTGs (points bleus) sont représentées par rapport aux compositions des granitoïdes rencontrés dans la croûte continentale actuelle (ombrage jaune) dans le triangle normatif An-Ab-Or. b) Les contenus en éléments du groupe des Terres Rares. Sur un diagramme (La/Yb) vs Yb il ressort nettement une différence de composition à la transition Archéen-Protérozoïque. Les TTGs archéennes sont caractérisés par de faibles concentrations en HREE ($0,3 < Yb < 8,5$) associées à un fractionnement marqué des éléments du groupe des terres rares : La/Yb élevé (encart 1). La croûte continentale post 2,5 Ga est caractérisée par des concentrations en HREE élevées ($4,5 < Yb < 20$) associées à un fractionnement modéré des éléments du groupe des terres rares : $La/Yb < 20$ (encart 2). Figure et légende modifiées d'après Moyen et Martin (2012).

L'origine du terme TTG est variablement attribuée à Barker et Arth (1976) ou à Jahn *et al.* (1981). Les TTG constituent la majeure partie de la croûte archéenne, bien que leur proportion varie selon les cratons et le niveau de croûte exposé. Ce sont des roches différenciées relativement sodiques et qui n'incluent normalement pas les termes les plus potassiques de la famille des granitoïdes (Figure 1.6a). Le contenu en éléments traces apporte des informations intéressantes sur les conditions de genèse de ces roches. Leur nature différenciée implique un enrichissement marqué en éléments incompatibles, les teneurs en Ba, Rb, et en terres rares légères (LREE) sont de 50 à 500 fois plus élevées que dans le manteau primitif. A l'inverse, les terres rares lourdes (HREE) sont beaucoup moins enrichies (Figure 1.6b). Certains éléments chimiques sont caractérisés par des anomalies typiques. Ainsi le Pb présentera systématiquement une anomalie positive marquée, le Nb et le Ta présenteront des anomalies négatives traditionnellement associées à la présence de rutile dans la restite au niveau de la zone de formation des magmas, ces deux éléments étant fortement fractionnés par ce minéral (McCulloch et Gamble, 1991). De même, la présence d'apatite favorisera la ségrégation de P et la présence d'une anomalie négative, celle du plagioclase favorisera le développement d'une anomalie négative en Eu et en Sr.

Les HREE sont particulièrement discriminants (Figure 1.6b) dans la mesure où leur faible abondance (généralement traduite par une faible abondance en Yb ou encore un rapport La/Yb élevé), accompagnée d'une concentration en Sr élevée, sont des marqueurs de la présence de grenat et de l'absence de plagioclase lors de la fusion partielle, ce qui, traduit des conditions de haute pression dans la zone de formation des magmas. Il est à noter que les TTG partagent ces caractéristiques géochimiques avec les adakites, qui sont actuellement interprétées comme résultant de la fusion partielle de la partie basaltique de la croûte océanique subduite dans un contexte de subduction (Defant et Drummond, 1990; Drummond et Defant, 1990).

1.3.2 Rhéologie de la lithosphère archéenne et implications

Les conditions thermiques (ainsi que la pression mais dans une moindre mesure) ont une influence majeure sur la rhéologie des matériaux composant la croûte et le manteau terrestres (Bailey, 2006; Ranalli, 1997). D'une manière générale, la viscosité des roches diminue exponentiellement avec l'élévation de température et est définie par l'expression suivante :

$$\eta = \eta_0 e^{\left(\frac{Q}{RT}\right)}$$

Où η_0 est la viscosité de référence à la température de surface, Q est l'enthalpie d'activation, R la constante des gaz parfaits et T la température. En termes géodynamiques les conséquences sont majeures.

En première approximation, il est utile de différencier les lithosphères « froides et rigides », pour lesquelles le pic de résistance maximale se trouve dans le manteau lithosphérique, des lithosphères « chaudes et ductiles » où le niveau résistant est la portion supérieure de la croûte (Brun, 2002). Au Phanérozoïque, la rhéologie de la lithosphère continentale, bien que variable selon la composition et le contexte géodynamique (Afonso et Ranalli, 2004), permet de supporter l'édification de chaînes de montagnes à forte topographie car certaines parties de la croûte conservent un comportement cassant et que le manteau lithosphérique reste généralement cassant (Figure 1.7). Ce comportement globalement rigide de la lithosphère continentale est à l'origine d'une forte localisation de la déformation le long de chevauchements de grande ampleur qui engendrent un épaissement de la croûte continentale dans les chaînes en compression.

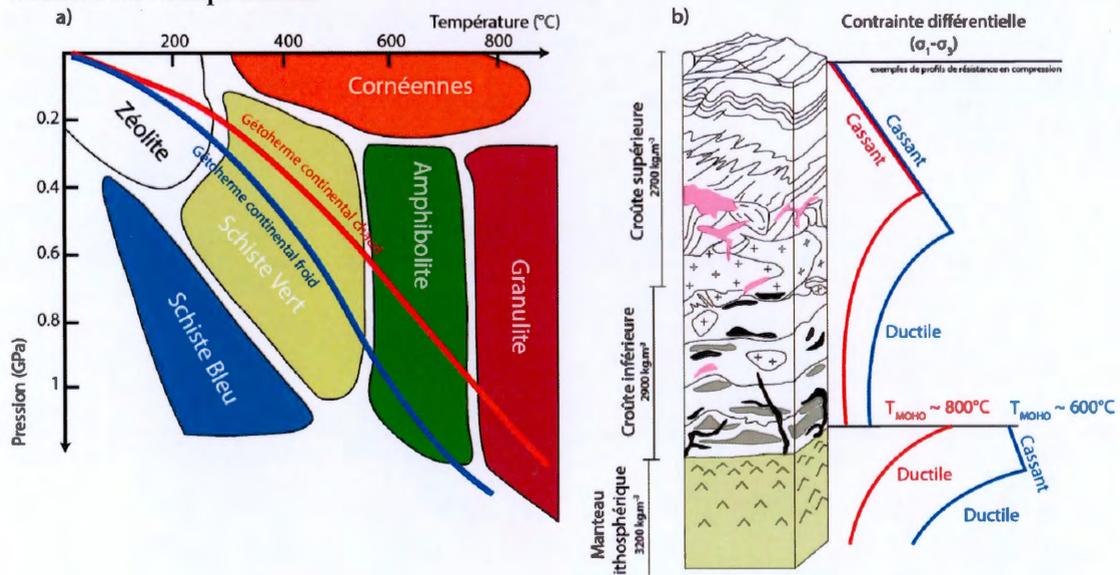


Figure 1.7 – a) Représentation des principaux faciès métamorphiques dans un diagramme Pression – Température. L'enveloppe d'un géotherme (courbe représentant l'augmentation de la température avec la profondeur) « froid » est représentée en bleu, celle d'un géotherme « chaud » en rouge. b) Représentation d'une section type de lithosphère continentale typique avec son enveloppe rhéologique en fonction du géotherme envisagé. La différence de température entre les deux géothermes se matérialise par un écart de 200°C environ au niveau du Moho. Dans le cas du géotherme froid (bleu), la lithosphère conserve un comportement cassant dans la partie supérieure de la croûte ainsi que dans la partie supérieure du manteau lithosphérique. Le pic de résistance se situe dans le manteau lithosphérique. Ce modèle rhéologique est communément appelé « Jelly Sandwich ». Dans le cas d'un géotherme chaud (rouge), la partie supérieure de la croûte se comporte de façon ductile à partir d'une profondeur plus faible et le manteau lithosphérique est entièrement ductile. Dans cette configuration le seul pic de résistance de la lithosphère se situe dans la partie supérieure de la croûte et a valu le nom de « crème brûlée » à ce modèle. D'après Mattauer (1980) et Fountain et Salisbury (1981).

Le profil rhéologique de la lithosphère océanique joue également un rôle essentiel dans notre compréhension des mécanismes de la tectonique des plaques. L'épaississement et le refroidissement de celle-ci avec le temps engendrent une anomalie de densité qui la force à plonger dans le manteau asthénosphérique au niveau des zones de subduction

(Schellart, 2004). Cette traction, générée par la flottabilité négative de la plaque océanique, constitue la force motrice de l'expansion océanique au niveau des dorsales (à laquelle s'ajoute, dans une moindre mesure, la poussée générée par la remontée de matériel chaud au niveau de la ride océanique ainsi que le frottement de l'asthénosphère convective sous la plaque) et donc de l'ensemble du système. Néanmoins il est important de souligner que cette traction n'est transmise efficacement que si la lithosphère océanique se comporte de façon rigide. Advenant le cas où la résistance de la lithosphère océanique n'est pas suffisante, une rupture du panneau plongeant ou la délamination du manteau sous-lithosphérique océanique se produisent, diminuant ainsi fortement sa capacité à subduire (Davies et von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg et Davies, 1995).

Suivant ce qui a été discuté plus haut, les conditions thermiques élevées dans le manteau et la croûte à l'Archéen ont dû largement influencer leurs profils rhéologiques respectifs. Certains traits structuraux des terrains archéens ont d'ailleurs attiré l'attention des structuralistes, par exemple; la distribution homogène de la déformation sur de vastes domaines associée à une schistosité pénétrative généralement fortement pentée, l'absence de chevauchements de grande ampleur à faible pendage. La modélisation analogique et, plus récemment, la modélisation thermomécanique numérique, ont permis d'explorer différents scénarios. Ainsi, Bailey (2006) estime que compte tenu de l'état thermique de la lithosphère continentale archéenne, il est probable qu'une couche ductile ait existé de façon pérenne durant l'Archéen au sein de la croûte moyenne à profonde, une hypothèse également corroborée par les modèles de Mareschal et Jaupart (2006) et de Sandiford et McLaren (2006). L'existence de ce niveau ductile implique un découplage vertical et horizontal entre la croûte supérieure et le reste de la lithosphère continentale avec pour conséquences une tendance à l'effondrement gravitaire, à une extrusion latérale de matériel crustal, le développement de structures diapiriques, et une émergence tardive des continents archéens au-dessus du niveau des océans.

A partir de modélisations analogiques de lithosphères ductiles, Cagnard *et al.* (2006a) montrent qu'un raccourcissement horizontal est à l'origine de l'enfouissement de portions de la croûte supérieure cassante sous formes de « pop down » par le biais de chevauchements successifs dans les couches ductiles sous-jacentes (Figure 1.8). La formation de ces « pop-down » fait écho aux structures en dômes et bassins fréquemment décrites dans les cratons archéens du Pilbara et du Dharwar et offre une alternative viable au pré-requis du gradient de densité inverse nécessaire au développement d'un renversement gravitationnel de la croûte. Dans les modèles classiques, ces structures en dôme et bassin sont généralement interprétées en termes de plissements superposés (Bickle *et al.*, 1980; de Wit, 1982; Myers et Watkins, 1985;

Van Der Velden *et al.*, 2006; White *et al.*, 2003) ou comme résultant d'un gradient de densité inverse lié à la mise en place d'épaisses séries de roches mafiques denses sur des granitoïdes moins denses entraînant un renversement gravitationnel convectif de la croûte (Bouhallier *et al.*, 1995; Bouhallier *et al.*, 1993; Choukroune *et al.*, 1995; Collins *et al.*, 1998b; Van Kranendonk *et al.*, 2004b).

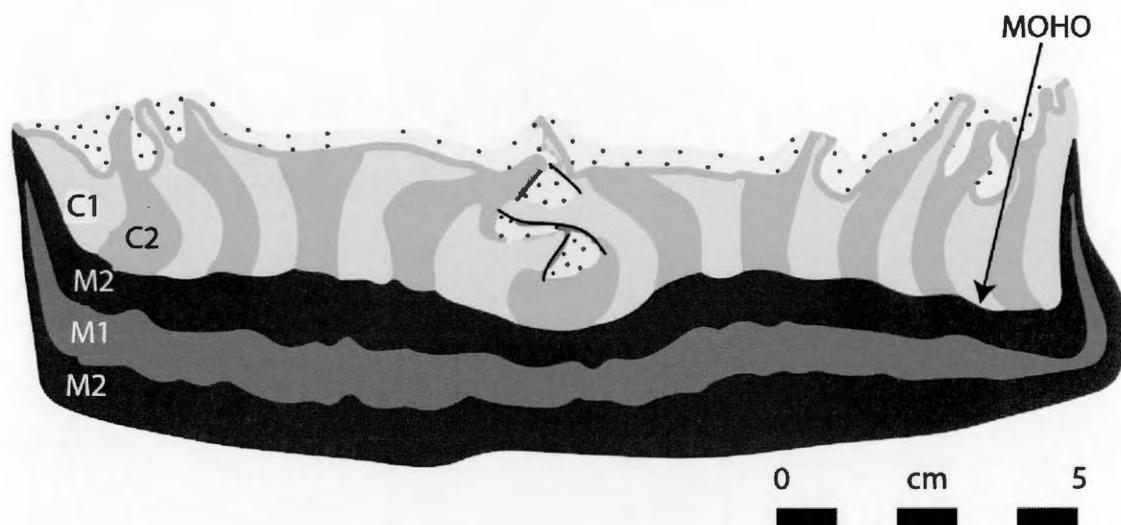


Figure 1.8 - Coupe d'un modèle analogique de croûte ductile ayant subi un raccourcissement de 50%. La croûte continentale cassante (couche blanche à points noirs) est composée de sable de Fontainebleau sec. C1 et C2 représentent le silicone utilisé pour modéliser la partie ductile de la croûte (les couleurs sont légèrement différentes afin de faire ressortir les structures. Idem pour M1 et M2. Le manteau ductile (M1, M2) est plus dense et plus visqueux que la croûte ductile (C1, C2). Le modèle met en évidence la formation de plis et de « pop-downs » qui enfouissent du matériel cassant de la croûte supérieure dans le matériel crustal ductile sous-jacent. Les « pop-downs » sont accommodés par la formation de chevauchement (lignes noires épaisses) dans le matériel cassant. Modifié d'après Cagnard *et al.* (2006a)

Ces considérations ont été reprises par Chardon *et al.* (2009) qui proposent une typologie des orogènes en fonction de la température au Moho (Figure 1.9). En effet, Rey et Coltice (2008) et Rey et Houseman (2006), soulignent que lorsque la température au niveau du Moho avoisine 700°C, le manteau lithosphérique adopte un comportement ductile et le profil rhéologique de la lithosphère devient alors du type « crème brûlée » (Figure 1.7). Burov et Yamato (2008) modélisent numériquement l'influence de la température au niveau du Moho sur le type de collision continentale, suggérant que (1) pour $T_{\text{MOHO}} < 500^{\circ}\text{C}$, la subduction continentale et l'exhumation de roches de UHP est possible; (2) pour $500 < T_{\text{MOHO}} < 650^{\circ}\text{C}$, la collision génère du plissement lithosphérique et/ou de l'épaississement par cisaillement pur; et (3) pour $650^{\circ}\text{C} < T_{\text{MOHO}}$, la collision génère des instabilités de Rayleigh-Taylor (diapirisme). Gray et Pysklywec (2010) intègrent le géotherme élevé, la production de chaleur

radiogénique élevée, la densité du manteau lithosphérique et sous-lithosphérique avec des valeurs propres au Néoarchéen pour étudier l'évolution d'un orogène collisionnel. Leur étude met en lumière trois modes préférentiels pour caractériser la déformation de la lithosphère continentale à cette époque : épaissement par cisaillement pur ; imbrication (la portion résistante du manteau lithosphérique sous-charrie la portion de lithosphère adjacente le long d'un découplage entre la croûte et le manteau ; et sous-plaquage.

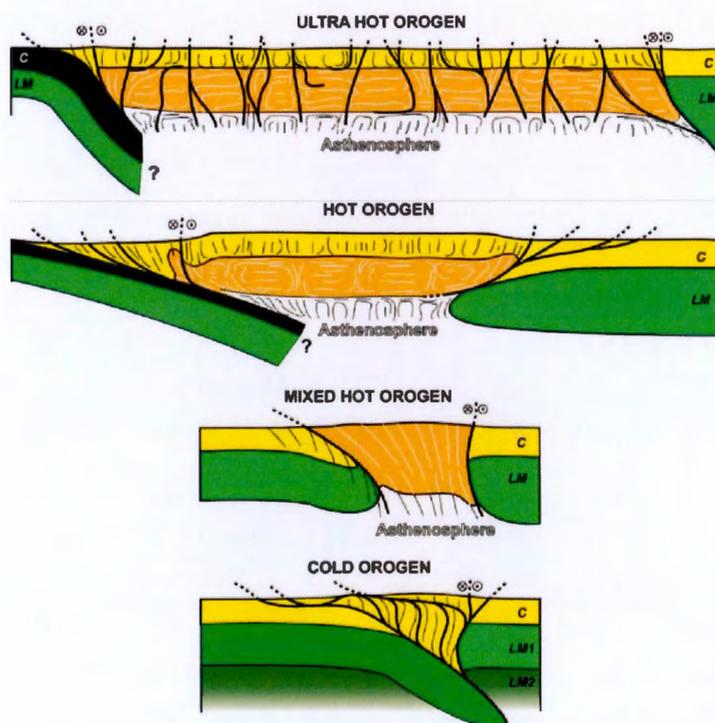


Figure 1.9 - Typologie des orogènes dans le temps et dans l'espace en fonction de la température du Moho. Les UHO (Ultra Hot Orogen) sont caractérisés par la combinaison d'un raccourcissement homogène et d'un fluage tridimensionnel de larges sections de domaines continentaux dépourvus de manteau lithosphérique rigide. Ces orogènes sont caractéristiques des terrains précambriens et en particulier archéens où la mise en place de volumes importants de matériel chaud ainsi que l'apport de chaleur lié à la désintégration radioactive restent soutenus sur de longues périodes de temps. A l'inverse, les CO (Cold Orogen), typifient les orogènes alpins ou pyrénéens. Ces orogènes, caractérisés par une forte localisation de la déformation le long de chevauchements de grande ampleur développent une structure en prisme par empilement de duplexes lors de l'indentation de la croûte par le manteau lithosphérique de la plaque supérieure. Deux modes intermédiaires d'édification d'orogènes sont possibles. Les HO (Hot Orogen) partagent avec les UHO le raccourcissement homogène appliqué à la croûte ainsi que le fluage tridimensionnel des parties ductiles mais se distinguent par le volume et la durée des processus apportant la chaleur dans la croûte ainsi que par leur association à des contextes de subduction actif sur de longues périodes de temps. Les orogènes Varisque ainsi que Ouest-Américain rentrent dans cette catégorie. Les MHO (Mixed Hot Orogen) partagent de nombreuses similarités avec les CO en termes de structures ainsi qu'en termes d'exhumation de portions profondes de la croûte. Ils se distinguent néanmoins par l'abondance de matériel juvénile chaud impliqué dans l'orogénèse. D'après Chardon et al. (2009)

1.4 Géodynamique de l'Archéen

Le volume de littérature dédiée à la problématique de la géodynamique archéenne atteste de la vigueur du débat qui existe encore entre les partisans d'une application des principes de la tectonique des plaques à travers quasiment toute l'histoire de la Terre et les partisans d'une évolution de ces mécanismes avec le refroidissement séculaire de la Terre. Quand le sujet de la tectonique archéenne est abordé, il est illusoire d'espérer être exhaustif tant les modèles varient selon les auteurs. Il est néanmoins possible d'esquisser un tableau général des processus qui sont généralement invoqués pour expliquer le fonctionnement de la planète durant l'Archéen. Ici, il n'est pas inutile de rappeler que l'Archéen s'étend sur 1.5 milliards d'années et qu'il est très possible que les transitions de style tectonique aient été hétérogènes aussi bien dans le temps que dans l'espace.

Tableau 1.1 - Tableau récapitulatif de l'âge estimé du début de la tectonique des plaques selon les auteurs.

Temps	Auteurs
ca. 800 Ma	Stern (2008, 2013), Hamilton (2008, 2011)
1.8-2.7 Ga	Bédard (2006), Rollinson (2010); Brown (2007), Keller and Schoene (2012)
Depuis 2.7 Ga	Condie et Kröner (2008), O'Neill et al. (2007), Korenaga (2006), Davies (2007), van Hunen et Moyen (2012)
3.0 Ga	Condie et Benn (2006), Cadwood et al. (2006), Pease et al. (2008) Richardson et Shirey (2008), Polat, (2012), Dhuime et al. (2012), Naeraa et al. (2012)
3.3-3.5 Ga	Zegers et van Keken (2001), Moyen et al. (2006), Smithies et al, (2007), Van Kranendonk (2007), Griffin et al, (2013)
4.3 Ga	Harrison et al, (2008)

Fondamentalement deux points particuliers alimentent le débat entourant l'existence de la tectonique des plaques à l'Archéen : 1) la possibilité de faire subduire une lithosphère océanique archéenne plus épaisse et plus chaude dans un manteau plus chaud ; 2) l'absence de marqueurs pétro-tectoniques (par exemple : schistes bleus, roches d'ultra haute pression, prismes d'accrétion, nappes de charriage) intrinsèquement liés au fonctionnement de la tectonique des plaques au Phanérozoïque.

1.4.1 La subduction à l'Archéen

La majorité des auteurs s'accordent pour dire que malgré les différences évoquées précédemment, le processus de subduction a existé durant une grande partie de l'Archéen. En effet, les zones de subduction sont de formidables fabriques de croûte continentale (Arndt, 2013). La principale force du modèle de subduction réside dans sa

capacité à enfouir de grandes quantités de matériel hydraté dans le manteau. En effet, la formation de magmas granitiques à partir de protolithes basaltiques requiert la présence d'eau (Campbell et Taylor, 1983; Moyen et Martin, 2012; Moyen et Stevens, 2006). Entre 20 et 160 kilomètres de profondeur, l'élévation de température permet la libération des fluides contenus dans les sédiments et dans les minéraux hydratés de la croûte océanique qui vont alors métasomatiser le coin de manteau sus-jacent (Grove *et al.*, 2006). Le matériel mantellique métasomatisé est entraîné à plus grande profondeur par la circulation mantellique générée par le couplage entre le panneau plongeant et le coin de manteau (Grove *et al.*, 2006; Kelley *et al.*, 2010; Poli et Schmidt, 2002). Les magmas ainsi fabriqués (des basaltes magnésiens) vont remonter dans le manteau et subir un ensemble complexe de processus (cristallisation fractionnée, fusion partielle de matériel basaltique plus ancien, assimilation et mélange avec des matériaux crustaux) aboutissant à la diversité des granitoïdes à l'origine de la formation de croûte continentale (Arndt, 2013).

Pour les partisans du modèle de subduction à l'Archéen, la lithosphère océanique se forme au niveau d'une ride océanique similaire à ce que l'on connaît au Phanérozoïque. La température ambiante du manteau archéen implique des taux de fusion partielle d'environ 30%, générant un important volume de magma qui cristallise pour former une croûte océanique épaisse de 20 à 40 km dont la composition est essentiellement picritique : $MgO \approx 18.5\%$ (Herzberg et Rudnick, 2012). En contrepartie, l'épaisseur du manteau lithosphérique appauvri en éléments fusibles par l'extraction du magma est estimée à 70 km. A partir de ces estimations, Arndt (2013) calcule que la cristallisation fractionnée du magma picritique génère 33% d'olivine, 10% de clinopyroxène et 7% de plagioclase avant d'atteindre une composition basaltique typique (8% MgO) de type ride océanique ou plateau océanique. Ce processus aboutit à la formation d'une croûte océanique étagée où les minéraux mafiques denses forment des cumulats en base de croûte (plus riches en Fe que le manteau ambiant sous-jacent et donc plus denses) alors que les liquides plus évolués se mettent en place sous forme de basaltes ou de gabbros près de la surface. En s'éloignant de la ride et avec le temps, la lithosphère océanique s'épaissit et se refroidit ce qui tend à augmenter sa densité. En contrepartie, l'hydrothermalisme de la lithosphère océanique le long de fractures (au niveau de la flexure de la plaque) entraîne des transformations minéralogiques qui tendent à diminuer sa densité (chloritisation, serpentinisation). Arndt (2013) souligne que la portion de lithosphère océanique soumise à l'hydrothermalisme était probablement plus élevée à l'Archéen qu'actuellement, diminuant la densité totale de la lithosphère mais augmentant le volume d'eau injecté dans le manteau. Johnson *et al.* (2013) modélisent les assemblages minéralogiques présents à la base d'une croûte océanique archéenne totalement hydratée et concluent que sa densité serait supérieure à celle du

manteau asthénosphérique sous-jacent, tout en suggérant une délamination de la partie inférieure de la croûte dans le manteau.

A partir de données sur le budget thermique du globe, ainsi que de données géologiques et géochimiques collectées dans les terrains archéens, Van Hunen et Moyen (2012) dressent un tableau récapitulatif des caractéristiques de la subduction à l'Archéen, ceux-ci sont : 1) un manteau plus chaud qui affecte la flottabilité et la rigidité de la plaque, contrôlant ainsi la dynamique de la subduction; 2) un nombre d'Urey et des valeurs de températures estimées pour le manteau qui sont mieux corrélées si la vigueur de la tectonique archéenne est contrôlée par la dynamique des plaques plutôt que par une dissipation convective de la chaleur dans le manteau; 3) la présence de TTGs de haute pression difficile à expliquer sans l'introduction de matériel de surface à grande profondeur; 4) des indices géodynamiques et géochimiques en faveur d'une protosubduction épisodique et contre une subduction active sur des échelles de temps comparable au Phanérozoïque.

Dans un modèle pétrologique-thermomécanique 2D de subduction océanique au niveau d'une marge active, Sizova *et al.* (2010) mettent en lumière l'influence de la température du manteau supérieur, de la production de chaleur radiogénique dans la croûte, de la rigidité de la lithosphère ainsi que d'autres paramètres sur les régimes magmatiques et tectono-métamorphiques. Les auteurs identifient une première transition entre un modèle « non-subductif » et un modèle « pré-subductif » pour une gamme de températures mantelliques dépassant de 200 à 250°C la valeur actuelle. La transition entre les régimes « pré-subductif » et subductif actuel aurait eu lieu, selon ces auteurs, selon une gamme de valeurs comprises entre 175 et 160°C au-dessus de la valeur actuelle. En régime « pré-subductif », la rigidité de la plaque est réduite par la mise en place d'importants volumes de magmas issus du manteau sous-lithosphérique chaud et partiellement fondu. Cette perte de rigidité affecte considérablement le comportement de la plaque en régime convergent : la subduction avorte et se transforme en sous-charriage ou subcrétion de la plaque océanique sous la plaque continentale. En régime « non-subductif », le sous-charriage de la croûte océanique est inhibé et la convergence se manifeste par l'épaississement et la déformation interne de petits fragments de plaques. La taille des plaques en régime « non-subductif » rappelle les modèles de *flake tectonics* invoquant des plaques tectoniques plus nombreuses et plus petites séparées par des rides océaniques (de Wit et Hart, 1993; Hoffman et Ranalli, 1988). La production de chaleur accrue du manteau archéen serait ainsi évacuée le long de ces nombreuses rides océaniques. Selon Sizova *et al.* (2010), le paramètre induisant le plus grand forçage dans les modèles est la diminution de la rigidité de la plaque par la formation de larges volumes de magmas dans le manteau sous-lithosphérique et leur mise en place dans la lithosphère océanique sus-jacente. En comparant leur

modélisation avec les observations géologiques, pétrologiques et géochimiques, les auteurs estiment que la transition entre le modèle « pré-subductif » et la subduction moderne a lieu entre 3.2 et 2.5 Ga selon les particularités propres à chaque terrain d'étude.

D'un point de vue géochimique, la présence de roches volcaniques dont la signature rappelle celle de boninites, produits au niveau des zones de subduction, dans la ceinture de roches vertes d'Isua (3.7 Ga) suggère que les processus géodynamiques qui gouvernent la production de boninites au Phanérozoïque opéraient déjà au début de l'Archéen (Polat *et al.*, 2002). Ces derniers auteurs considèrent que l'absence de certains marqueurs pétrotectioniques (schistes bleus, prismes d'accrétion, roches d'ultra haute pression, ophiolites) reflète simplement des températures mantelliques et crustales moyennement élevées et n'apportent que peu d'information sur le style tectonique archéen. La formation des TTG a également été envisagée de ce point de vue (Jahn *et al.*, 1980; Martin, 1994, 1999; Martin *et al.*, 2004; Rollinson et Martin, 2005). Les adakites sont des roches formées à partir de la fusion de la croûte océanique lors de la subduction d'une lithosphère océanique anormalement jeune et chaude (Defant et Drummond, 1990). Ces roches partagent certaines caractéristiques géochimiques avec les TTG, notamment leur appauvrissement marqué en HREE lié à la fusion partielle d'un précurseur laissant un résidu riche en grenat, condition facilement réalisée au sein d'une croûte océanique éclogitisée au cours de la subduction. Ce modèle a, par contre, été remis en question notamment à cause de la faible teneur en Cr, Ni et Mg# ($Mg/(Mg+Fe)$) de certains TTG des cratons australien et sud-africain (Arndt, 2013). L'hypothèse d'une subduction plate sans formation de coin de manteau a alors été invoquée pour expliquer les caractéristiques de ces TTG (Smithies *et al.*, 2005, 2007). C'est finalement le modèle de plateau océanique qui a été retenu pour expliquer la formation de ces précurseurs crustaux (Smithies *et al.*, 2009; Van Kranendonk *et al.*, 2010).

1.4.2 Les modèles alternatifs

Tel que discuté ci-dessus, la subduction semble possible à l'Archéen pour une gamme de paramètres établis notamment par la modélisation numérique (Sizova *et al.*, 2010; Van Hunen et Moyen, 2012). Néanmoins, comme le font remarquer avec humour Bédard *et al.* (2012) et Hamilton (1998), ce n'est pas parce qu'un phénomène est possible qu'il est forcément le plus adapté pour expliquer les observations naturelles. Pour de nombreuses raisons, le modèle de subduction à l'Archéen ne convainc pas certains auteurs et des modèles concurrents ont été proposés pour expliquer les caractéristiques géologiques, pétrologiques et géochimiques des terrains archéens.

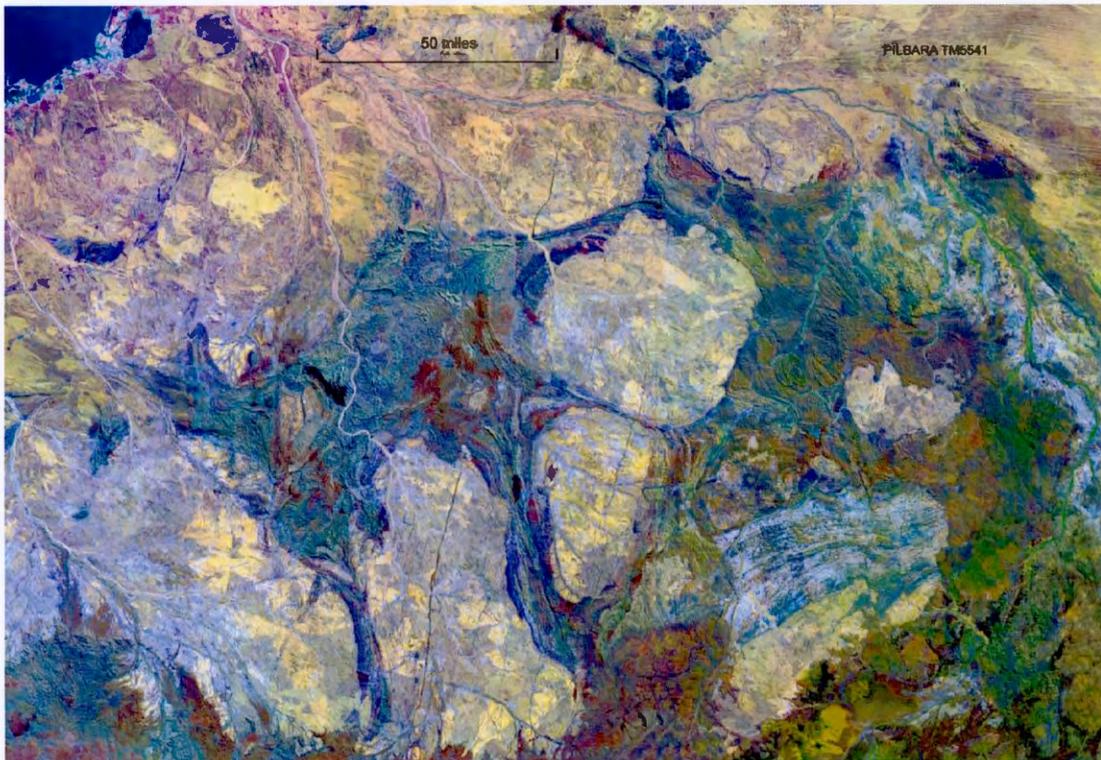


Figure 1.10 - Composition colorée des photographies Landsat TM du craton du Pilbara en Australie montrant la structure typique en dômes et bassins.

Les terrains archéens se distinguent par l'association systématique de ceintures de roches volcaniques principalement mafiques aux structures verticales enveloppant des intrusions de granitoïdes ovoïdes de type TTG. Cette association diffère nettement des ceintures linéaires de roches volcaniques et sédimentaires généralement à faible pendage et entrecoupées de chevauchements peu pentés caractéristiques des orogènes récents (par exemple les Alpes). De plus, l'absence (ou l'occurrence contestée) de certains marqueurs pétro-tectoniques qui découlent de la tectonique des plaques (les prismes d'accrétion, les ophiolites, les schistes bleus, les roches de ultra-haute pression) suggèrent à certains que les processus qui ont dominé la géodynamique terrestre étaient certainement différents (Bédard, 2018; Bédard *et al.*, 2012; Hamilton, 1998, 2007a; Stern, 2005, 2008).

L'architecture en dôme et bassins des terrains archéens (le craton du Pilbara dont l'image Landsat est présentée dans la Figure 1.10 en est l'emblème typique) suggère l'existence de structures diapiriques (dômes de TTG) bordées par des ensembles volcaniques sagductés caractéristiques de l'existence de gradients de densité inverses dans la croûte. Ces exemples ont été repris pour imaginer des modèles où les patrons structuraux des terrains archéens sont le résultat d'un gradient de densité inverse entre

les épaisses séries volcaniques mafiques ($d \approx 3$) et les dômes de TTG ($d \approx 2.6$) sous-jacents (Bouhallier *et al.*, 1995; Bouhallier *et al.*, 1993; Brun, 1983a; Cagnard *et al.*, 2011; Dixon et Summers, 1983; Gorman *et al.*, 1978; Macgregor, 1951). Ces modèles sont caractérisés par des motifs de déformation régionale où : 1) les trajectoires de foliations moulent les dômes de TTG, aussi bien dans les dômes eux-mêmes que dans l'encaissant volcanique, et les foliations sont subhorizontales au centre des intrusifs et se redressent progressivement pour devenir subverticales sur leurs bordures, 2) les linéations présentent des directions radiales dans les dômes, 3) dans les roches volcaniques, les linéations minérales et d'étirement varient de peu à modérément plongeantes dans les parties les moins déformées jusqu'à verticales au niveau des points triples entre les dômes, 4) l'intensité de la déformation varie de faible dans les parties centrales des dômes et des roches volcaniques à maximale à l'interface entre ces deux types de lithologies (Bouhallier *et al.*, 1995; Bouhallier *et al.*, 1993; Chardon *et al.*, 1996; Chardon *et al.*, 1998; Choukroune, 1995).

Ces modèles structuraux, permettant d'expliquer les caractéristiques géochimiques et pétrologiques et nombre d'indices métamorphiques, chronologiques, magmatiques diagnostiques du diapirisme, ont été appliqués à divers terrains archéens comme les cratons de Pilbara et de Yilgarn en Australie (Campbell et Hill, 1988; Van Kranendonk *et al.*, 2004b), le craton des Esclaves et celui du Supérieur au Canada (Bleeker, 2002; Lin *et al.*, 2013), la ceinture de roches vertes de Barberton (Van Kranendonk, 2011; Van Kranendonk *et al.*, 2014), le craton Nord Atlantique (Johnson *et al.*, 2016). Bédard (2006, 2018) propose un modèle géodynamique (Figure 1.11) selon lequel la Terre archéenne aurait été dominée par un régime du style «carapace stagnante» (stagnant lid) où la convection mantellique est étagée et seul le manteau supérieur est refroidi par conduction. Le déséquilibre thermique ainsi créé déclenche des épisodes de retournement mantellique libérant une grande quantité de chaleur jusqu'alors prisonnière du manteau inférieur. Il est postulé que les basaltes archéens se forment à l'aplomb de «zones de remontée et de retournement mantellique» (Overturn Upwelling Zone – OUZO) à partir du manteau fertile. L'accumulation d'importants volumes de magmas mafiques à ultramafiques à l'aplomb de ces OUZO entraîne l'assimilation de la base de la croûte, la délamination de restites denses et riches en grenat, soit le développement simultané de croûte continentale et d'un manteau lithosphérique sous-continental (subcontinental lithospheric mantle – SCLM). L'apport de chaleur sur des périodes suffisamment longues permet la fusion partielle des basaltes préexistants dans la zone de stabilité du grenat et la formation de magmas tonalitiques. Chauds et peu denses, ces magmas remontent alors dans la croûte basaltique et déclenchent un retournement convectif (contraste de densité et apport de chaleur) des parties crustales supérieures de la croûte, aboutissant ainsi à la formation de structures en dômes et bassins. Ce concept de retournement convectif a été introduit

par Collins *et al.*, (1998) pour expliquer la géométrie du craton du Pilbara. Ce mécanisme est attribué à une déstabilisation du profil thermique et du profil de densité de la croûte en raison de la mise en place en surface d'une épaisse couche de roches volcaniques mafiques denses sur les roches felsiques, moins denses, de la croûte continentale, cette carapace mafique agissant comme un isolant thermique permettant l'accumulation de chaleur et l'affaiblissement conséquent de la croûte continentale. La croûte felsique, déstabilisée par l'inversion du profil de densité, se rééquilibre alors par enfouissement des séquences de roches volcaniques mafiques et remontée (sous forme de diapirs) de dômes de TTG. Le processus s'interrompt une fois la chaleur dissipée et le profil de densité rétabli.

Selon Bédard (2018), les proto-continentaux situés directement à l'aplomb des OUZO sont entièrement remaniés par l'intense activité magmatique. Les fragments plus distaux subissent la poussée des courants mantelliques sur leur quille, ou racines, lithosphérique entraînant leur dérive. La rencontre de ces fragments est à l'origine de la formation de marges convergentes caractérisées par l'accrétion, l'imbrication de ces terrains ainsi que la subcrétion et l'anatexie de la lithosphère océanique archéenne.

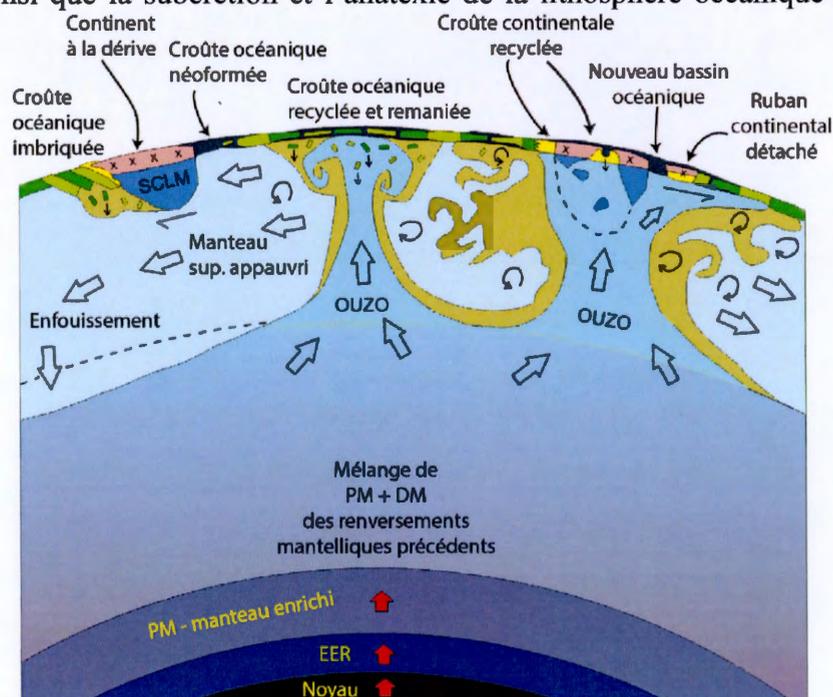


Figure 1.11 - Modèle de renversement mantellique d'après Bédard (2018). Pendant les périodes de quiescence la surface de la Terre est constituée d'une mosaïque de volcans boucliers d'affinité basaltique à komatiitique. Cette carapace stagnante entraîne une accumulation de chaleur importante dans le manteau supérieur et inférieur. Cette accumulation de chaleur entraîne le renversement convectif du manteau représenté dans la figure. Le manteau inférieur remonte au niveau des OUZO (Overtorn Upwelling Zones), fond par décompression entraînant l'épanchement de volumes importants de magmas mafiques à ultramafiques.

Avec le temps, le refroidissement séculaire de la Terre permet la formation d'une lithosphère océanique plus dense et plus rigide amorçant la transition progressive entre un régime de marge convergente pré-subductif et la subduction moderne vers la fin de l'Archéen.

1.4.3 Synthèse

Comme en témoigne cette revue de littérature, l'existence de la tectonique des plaques à l'Archéen est encore fortement débattue. D'un point de vue géologique, certains marqueurs caractéristiques des zones de subduction phanérozoïques sont absents. Cette absence implique-t-elle forcément l'absence du processus à leur origine? D'un point de vue géochimique, les zones de subduction permettent d'expliquer l'existence de certains groupes de roches (TTGs de haute pression notamment) dont l'existence est difficile à justifier autrement. Par ailleurs, elles permettent également d'enfouir efficacement de grandes quantités de matériel hydraté dans le manteau et d'expliquer l'aspect linéaire de certains segments de croûte archéenne (dans le craton du Supérieur notamment).

Néanmoins, de nombreuses questions subsistent. La combinaison des hautes températures dans le manteau et dans la croûte archéenne milite en faveur de profils rhéologiques faibles et, par conséquent, peu propices aux formes actuelles de subduction. Les motifs de déformation décrits dans les terrains archéens attestent pour la plupart de la prédominance des forces de volumes sur les forces tangentielles dans les orogènes archéens c'est-à-dire un raccourcissement horizontal distribué de façon homogène, un fluage tridimensionnel de la croûte inférieure, la présence de dômes (résultant d'une inversion du gradient de densité ou non), et l'absence de chevauchements de grande ampleur dupliquant des séries entières sur des épaisseurs kilométriques. Par ailleurs, l'association spatiale (dômes et bassins) et chronologique (les TTG et les roches volcaniques qu'elles recoupent couvrent généralement des gammes d'âges similaires) se distingue singulièrement des associations de roches postérieures (même si des roches similaires existent à travers le reste de l'histoire de la Terre). Les modèles tectoniques impliquant la sagduction semblent procurer plus de souplesse pour un environnement tectonique radicalement différent de ce qui est accessible dans l'enregistrement géologique actuel. Les caractéristiques géochimiques, structurales et rhéologiques des terrains archéens sont aussi explicables par des modèles invoquant une tectonique verticale, et permettent également de prendre de la distance par rapport à une vision uniformitariste qui a souvent tendance à freiner une réflexion critique.

Il est cependant important de souligner que processus verticaux et horizontaux ont pu coexister pendant à l'Archéen et le Paléoproterozoïque. La transition d'un type de

tectonique vers un autre a pu être progressive et diachrone à l'échelle du globe. Enfin, considérant le peu de vestiges de domaines océaniques archéens préservés, il est difficile de trancher sur le sort réservé à la croûte océanique durant l'Archéen, laissant ainsi ouverte la possibilité d'imaginer des modèles différents à mesure que les connaissances scientifiques sur ces importants domaines litho-tectoniques progressent.

2. CHAPITRE II

MATÉRIEL ET MÉTHODES : UNE ÉTUDE MULTI-APPROCHES

2.1 Missions de terrain et échantillonnage

La zone d'étude est située dans la région de Lebel-sur-Quévillon au Québec à la latitude du 49^{ème} parallèle Nord. Pour composer avec les conditions climatiques propres à cette région, les campagnes de terrain ont été échelonnées sur les mois d'été 2014, 2015 et 2016.

À l'été 2014, j'ai été intégré à une équipe du Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN) afin d'être formé aux pratiques de systématisation de la cartographie utilisées par cet organisme pour formater les données géologiques afin de les intégrer dans la base de données du SIGEOM (le Système d'Information Géominière; une base de données digitale et publique sur l'information géologique du Québec). Cette expérience a été particulièrement formatrice et m'a permis de travailler avec des géologues expérimentés. Durant les étés 2015 et 2016, le MERN a transféré la responsabilité du projet à ma charge, depuis la planification des travaux de terrain, le recrutement d'un assistant, la commande du matériel nécessaire, l'acheminement du matériel, etc. La totalité du travail effectué en 2015 et 2016 a été réalisé par moi-même et un(e) assistant(e).

La région cartographiée est caractérisée par un couvert forestier dense et un relief parfois élevé. La présence de l'industrie forestière dans la région a cependant permis de bénéficier de nombreux chemins d'accès en relativement bon état, permettant de couvrir une large portion du territoire en auto ou en VTT. Le camp principal était localisé dans la ville de Quévillon, bien qu'en 2015 et 2016, la cartographie des secteurs les plus éloignés a été effectuée à partir de camps volants installés par nos soins en forêt afin d'économiser temps et carburant.

Le travail géologique visait la révision des feuillets du Système national de référence cartographique (SNRC) 32C15 et 32C09 ainsi que l'élaboration de la carte géologique du feuillet 32C10. La dernière version du feuillet 32C15 datait des années 1940 (Longley, 1946) et celle du 32C09 des années 1970 (Wegria et Bertolus, 1975). Le feuillet 32C10 quant à lui n'avait jamais fait l'objet d'une cartographie géologique. La

présence de plusieurs mines en activité ou en voie de développement dans la région (mine Langlois pour les métaux de base et Windfall pour l'or) souligne le potentiel économique du secteur justifiant ainsi la mise à jour des cartes géologiques.

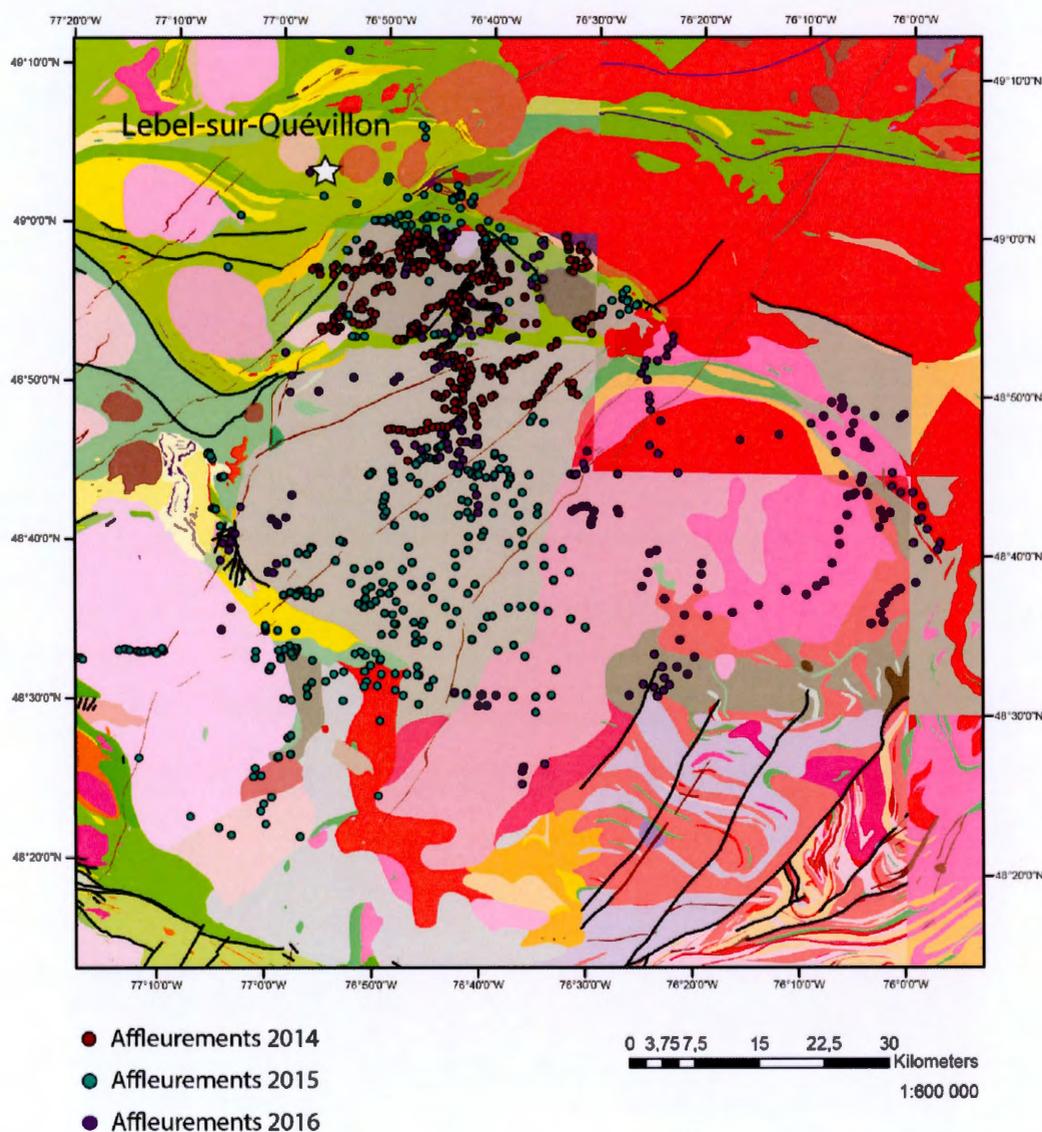


Figure 2.1 – Carte géologique de la région d'étude (tirée du SIGEOM) montrant les affleurements étudiés durant les campagnes de terrain.

2.2 Méthodes d'observation et d'analyse

2.2.1 Cartographie et analyse structurale macroscopique

Au total, j'ai décrit près de 1200 affleurements durant les trois années du projet (Figure 2.1). S'ajoutent à cela les affleurements décrits par les autres membres de l'équipe pendant la saison 2014 pour un total de plus de 2000 affleurements décrits dans la région.

Chaque affleurement étudié a fait l'objet du même protocole d'observation : 1) identification de l'affleurement à l'aide d'un ruban orange ; 2) tour rapide des lithologies et structures caractéristiques de l'affleurement ; 3) description détaillée des lithologies ; 4) description détaillée des structures (foliation, linéation, plis etc.) ; 5) échantillonnage ; 6) photos. Ce protocole permet de constituer une base de données solide et représentative de la région étudiée. Dans le cadre de ce travail de doctorat, une emphase particulière a été mise sur la description et l'analyse des éléments structuraux afin de tenter de mettre en lumière la dynamique particulière ayant affecté ces terrains archéens. Dans la mesure du possible, les mesures de foliation et de linéation ont été systématiques et répétées plusieurs fois à différents endroits sur l'affleurement afin de s'assurer de leur représentativité.

2.2.2 Microscopie optique

Les techniques classiques de caractérisation pétrologique ont été utilisées afin d'affiner les observations faites pendant les campagnes de terrain.

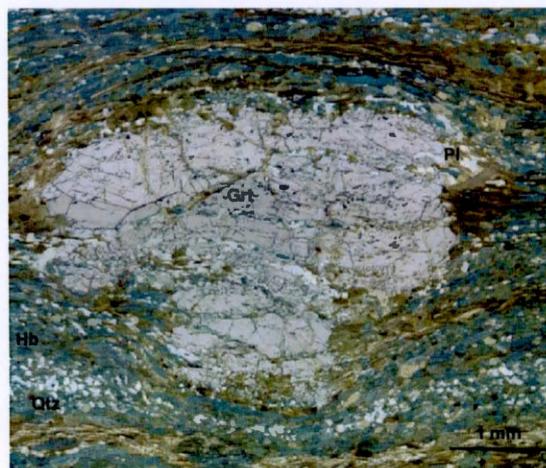


Figure 2.2 - Photo d'une amphibolite à grenat, biotite et quartz provenant d'une ceinture de roches vertes au sud de la région d'étude. Le grenat est relativement altéré et fracturé. Il contient des inclusions de plagioclase, biotite, amphibole et quartz. La foliation est soulignée par l'alternance de lits de biotites et d'amphiboles. Une partie de la biotite forme des queues de recristallisation dans les ombres de pression du grenat.

L'observation systématique de lames minces a permis une caractérisation plus fine des lithologies présentes dans la zone d'étude par la quantification relative des phases minérales en présence (Figure 2.2).

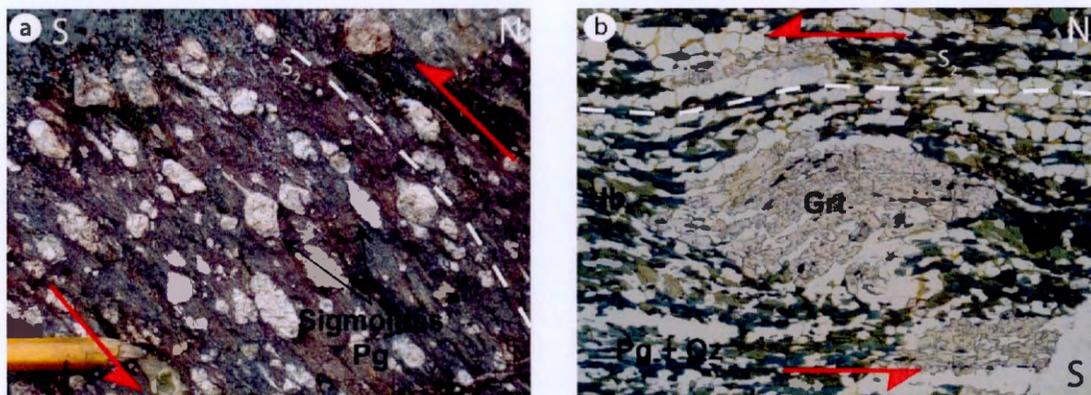


Figure 2.3 - Photo de critères cinématiques dans une amphibolite à grenat et quartz provenant d'une zone de cisaillement au nord de la zone d'étude. a) Photographie de sigmoïdes de plagioclases sur un affleurement d'amphibolite. b) Vue en lumière naturelle d'une lame mince : la présence d'inclusions indique le sens de rotation du grenat et par conséquent le sens de mouvement dans la zone de cisaillement. La section observée est perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation observée sur l'affleurement.

L'étude des microstructures (Figure 2.3) présentes dans les roches permet de reconstituer l'histoire des déformations ayant affecté les roches de la zone d'étude, notamment dans les zones de cisaillement régional.

2.2.3 Microscopie électronique à balayage (MEB) et cathodoluminescence

Le microscope électronique à balayage (MEB) est un outil polyvalent qui permet une caractérisation rapide des phases minérales difficilement identifiables au microscope optique traditionnel, ainsi que l'acquisition d'images de la répartition de certains éléments chimiques. Les forts grossissements développés par l'appareil ainsi que la possibilité d'effectuer des analyses élémentaires ponctuelles avec une résolution spatiale très élevée en font un outil précieux. Dans un MEB, l'échantillon est bombardé sous vide poussé avec un faisceau d'électron focalisé (Figure 2.4). Le MEB a pour particularité d'avoir un faisceau mobile qui peut balayer l'échantillon tout en étant synchronisé avec ses détecteurs. Les électrons sont générés par chauffage à très haute température et sous vide d'une cathode, généralement un filament de tungstène. Les électrons ainsi obtenus sont par la suite accélérés par une anode et dirigés grâce à des jeux de lentilles. Ils sont appelés « électrons primaires » ou « faisceau primaire ». Le microscope électronique permet d'acquérir des images mais il peut aussi mesurer des compositions chimiques selon la concentration des éléments dans les minéraux que l'on souhaite analyser (minimum de détection proche de 0.2 % poids). Les MEB sont équipés de quatre détecteurs : 2 mesurant des faisceaux d'électrons et 2 autres mesurant des rayons X. Les analyses des rayons X se font soit par mesure de leur énergie (EDS),

soit de leur longueur d'onde (WDS) et permettent de connaître la composition chimique d'un échantillon ou d'une partie de celui-ci. L'interaction entre le faisceau d'électrons primaires et les atomes résulte en la formation de ces rayons X. En effet, lorsque les électrons sont suffisamment énergétiques, ils pénètrent profondément au sein du cortège électronique des atomes et excitent ainsi les électrons les plus internes, les faisant sauter à des niveaux énergétiques supérieurs. Ces électrons devenant instables, retournent à leur niveau d'origine plus stable en émettant un rayonnement très énergétique : les rayons X. Les énergies et plus particulièrement les transitions d'énergie de ces électrons internes, évacuées sous forme de rayons X, sont dépendantes du numéro atomique de chaque noyau élémentaire et ainsi caractéristique de chaque élément chimique. Il est possible d'effectuer la cartographie de répartition d'éléments chimiques dans l'échantillon de cette façon. Des logiciels dédiés permettent ensuite de recomposer les images à partir des données récoltées.

L'ajout d'un module de cathodoluminescence (CL) sur le MEB permet l'obtention d'informations complémentaires à la microscopie optique ou en électrons rétrodiffusés. Le principe physique est similaire à ce qui a été décrit plus haut. Il repose sur l'excitation du matériel à analyser par un faisceau d'électrons. Lors de la désexcitation, différents processus de transfert d'énergie aboutissent à la création de lumière visible : c'est la luminescence (Figure 2.4). Différents types de luminescence existent : thermoluminescence, photoluminescence, etc. Dans le cas présent, le faisceau d'électrons qui bombarde le matériel est produit au niveau d'une cathode d'où le nom de cathodoluminescence. Les principales bandes de cathodoluminescence sont attribuées à la présence d'éléments tels que : 1) les ions des métaux de transition (par exemple Mn^{2+} , Cr^{3+} , Fe^{3+}); 2) les éléments du groupe des Terres Rares ($REE^{2+/3+}$); 3) les actinides (particulièrement les ions uranyles UO^{2+}); 4) les métaux lourds (par exemple Pb^{2+}); et 5) les ions moléculaires (du type S^{2-} , O^{2-}) (Götze et Kempe, 2009).

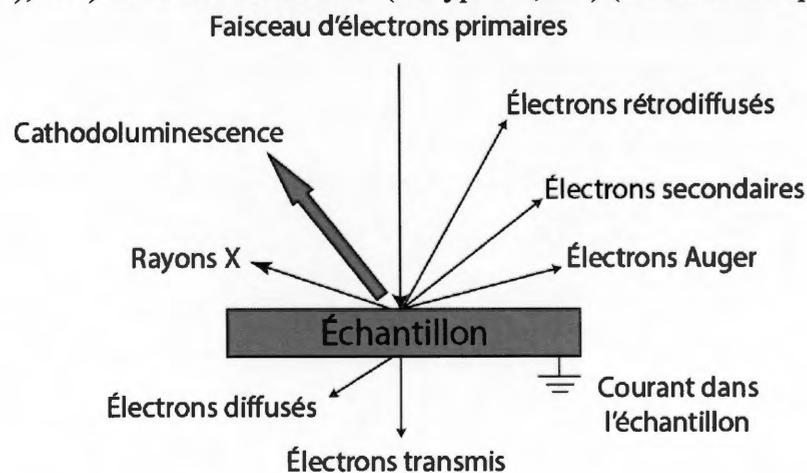


Figure 2.4 - Schéma résumant le fonctionnement d'un MEB et les différents rayonnements émis lors du bombardement de l'échantillon par un faisceau d'électrons (explications dans le texte). D'après Götze et Kempe (2009).

Les caractéristiques distinctes des différents groupes de minéraux en CL permettent une identification rapide des minéraux ainsi que des inclusions qu'ils contiennent, notamment dans le cas où le grain est particulièrement fin et que les minéraux ont des particularités optiques ou cristallographiques similaires (Götze et Kempe, 2009). La CL de différentes phases minérales (quartz, feldspath, zircon, apatite, fluorite, etc.) est fonction de leur composition ainsi que des processus à l'origine de leur formation (Götze and Kempe, 2009 et références citées). Ainsi, les typomorphes de CL des différents minéraux peuvent être utilisés pour reconstruire les processus à l'origine de leur formation. La relation qui unit composition chimique et caractéristiques de CL permet de mettre en lumière les structures internes (inclusions), la zonation liée à la croissance, l'héritage de noyaux xénochrystiques hérités et la distribution de certains éléments traces dans le minéral fournissant ainsi de nombreuses informations sur l'histoire du minéral.

Dans cette étude, la cathodoluminescence sera principalement utilisée pour l'imagerie de zircons. Dans les zircons les principales bandes d'émission de CL sont attribuées à la présence d'éléments comme Mn, V, Hf, Dy, Gd, Tb (Rubatto et Gebauer, 2000). Ces éléments agissent comme des activateurs et augmentent la luminescence du zircon en générant un défaut de stœchiométrie, des dommages dans le réseau cristallin et des défauts structuraux (Marshall et Mariano, 1988). A l'inverse, la présence d'Y et d'U ont un effet atténuateur de la CL dans le zircon (Ohnenstetter *et al.*, 1991). L'intensité de la CL dans le zircon est donc un indice de la concentration en certains éléments : les domaines sombres seront généralement enrichis en U et Y alors que les domaines clairs seront enrichis en REE. Cependant, deux domaines distincts ayant des intensités de CL similaires ne contiendront pas forcément les mêmes concentrations en U et Y (Hanchar et Rudnick, 1995; Rubatto et Gebauer, 2000). Donc bien qu'inversement corrélées, CL et concentrations en Y et U n'obéissent pas à une loi linéaire. Avec l'avènement de techniques *in situ* de plus en plus abordables, la CL a pris un essor considérable et permet d'optimiser les analyses menées sur une population de zircons en particulier.

2.2.4 Analyses lithogéochimiques sur roche totale

Les analyses géochimiques ont été réalisées par les laboratoires ACTLABS pour les analyses de la campagne 2014 et par IOS Services Géoscientifiques pour celle de la campagne 2015 selon les contrats négociés par le MERN.

2.3 La méthode de datation U-Pb

Dès 1911, Arthur Holmes souligne que l'association entre l'U et le Pb dans les roches permet de calculer leur âge géologique (Holmes, 1911). En 1913, Frederick Soddy découvre l'existence des isotopes (Soddy, 1913). Un peu plus tard la même année, Holmes (1913) utilise les principes de la radioactivité afin d'estimer l'âge de la Terre. Ces travaux et ceux qui suivront ont donné naissance à une des méthodes de datation isotopique les plus importantes qui permet de dater des événements dont l'âge va de la naissance du système solaire jusqu'au Pléistocène (Schoene, 2014).

Le plomb possède quatre isotopes naturels stables ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb . Les trois derniers intègrent une composante radiogénique liée à la désintégration radioactive de ^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th . L'ubiquité des minéraux uranifères dans quasiment tous les types de roches ainsi que leur résistance à l'altération aussi bien physique que chimique confère un avantage considérable au système U-Pb. Le zircon est le minéral emblématique de la méthode U-Pb. Cependant la titanite, la monazite, l'apatite, le rutile, l'allanite, la baddeleyite, la pérovskite et le xénotime sont des alternatives viables qui permettent d'obtenir des informations géochronologiques et thermo-chronologiques sur des environnements magmatiques, métamorphiques et hydrothermaux variés (Schoene, 2014).

2.3.1 Les chaînes de décroissance radioactive

^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th présentent trois chaînes de décroissance radioactive distinctes (Figure 2.5) qui reposent sur des désintégrations de types α et β . Les demi-vies des isotopes fils et intermédiaires sont bien moins élevées que celles des isotopes père. La plupart sont inférieures à 10 ans et donc négligeables sur des échelles de temps géologiques. Au bout d'un temps proportionnel à la plus longue demi-vie des éléments fils intermédiaires, le système atteint l'équilibre séculaire. C'est-à-dire que pour une désintégration d' ^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th , il se forme respectivement un atome de ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb . L'existence d'étapes intermédiaires au cours de la désintégration implique que des déséquilibres peuvent se créer si un des éléments appartenant à la chaîne de désintégration est fractionné par un processus quelconque (magmatique, par exemple). Si l'élément fractionné possède une demi-vie assez longue, l'âge apparent final calculé par le géochronologue sera perturbé. Seuls le ^{230}Th et le ^{231}Pa possèdent des demi-vies assez longues pour être significatives à l'échelle géologique.

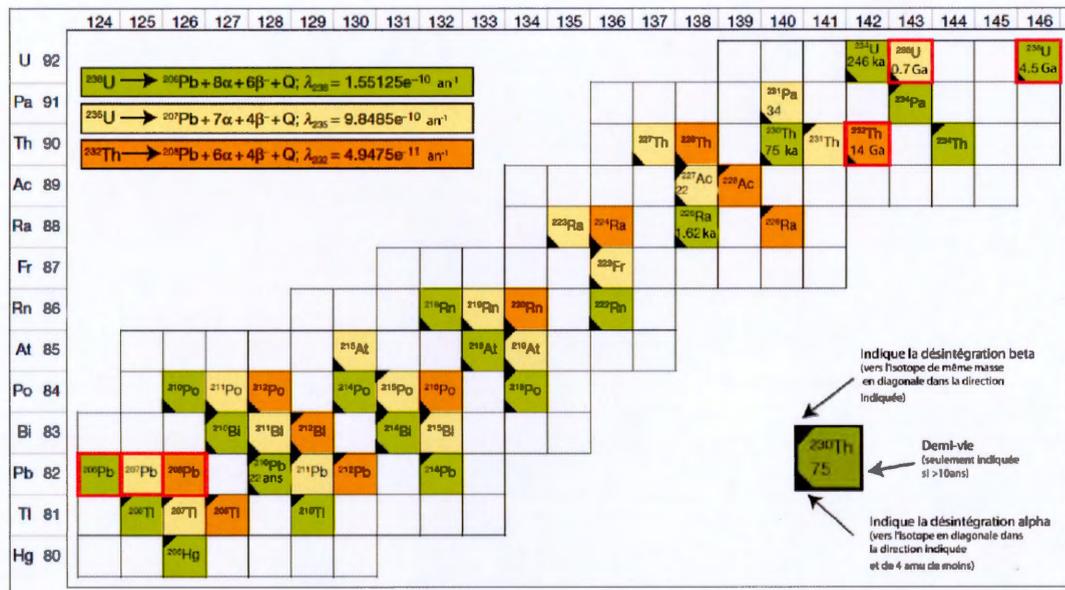


Figure 2.5 - Chaînes de désintégration des éléments radioactifs pères (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) aboutissant à la formation des isotopes radiogéniques du plomb (respectivement ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb). Chaque chaîne de désintégration dispose de son code couleur : vert pour l' ^{238}U , beige pour le ^{235}U et orange pour le ^{232}Th . La demi-vie des éléments est indiquée quand elle est supérieure à 10 ans. D'après Schoene (2014).

2.3.2 Équations d'âge

La décroissance radioactive est un phénomène probabiliste discret qui obéit à une loi de Poisson. Cette loi décrit le comportement du nombre d'événements se produisant dans un intervalle de temps fixé si ces événements se produisent avec une fréquence moyenne (espérance) et indépendamment du temps écoulé depuis l'événement précédent. Dans le cas étudié, le nombre de désintégrations radioactives produites dans un temps donné est proportionnel à l'abondance de l'élément père. Le coefficient de proportionnalité, appelé constante de désintégration radioactive et noté λ , correspond à l'espérance de cette loi de Poisson. Il vient donc :

$$dN_{\text{père}} = -\lambda N_{\text{père}} dt ; [1]$$

On considère que N_0 est la quantité d'élément père au temps $T_0=0$. En intégrant on obtient alors :

$$N_{\text{père}}(t) = N_0 e^{-\lambda t} ; [2]$$

Si N_f est la concentration d'élément fils provenant de la désintégration de $N_{\text{père}}$ il est possible d'écrire :

$$N_f = N_{f0} + N_0(e^{\lambda t} - 1); [3]$$

Selon ses équations, si l'équilibre séculaire est respecté au moment de la fermeture du système, il est donc possible d'écrire une équation d'âge pour chaque élément père du système U-Th-Pb en normalisant par un isotope stable de l'élément fils le ^{204}Pb :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{238}t} - 1); [4]$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{235}t} - 1); [5]$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{232}t} - 1); [6]$$

L'indice 0 est apposé à la composition isotopique du plomb au moment de la fermeture du système, t représente le temps écoulé depuis la fermeture du système, λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} représentent les constantes de désintégration radioactives de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th respectivement. La composition isotopique initiale du plomb est généralement appelée « plomb commun », elle correspond à la fraction de plomb non radiogénique.

La normalisation par un isotope fils non radiogénique, dans ce cas le ^{204}Pb , apporte plusieurs avantages (Schoene, 2014); elle permet de supprimer l'erreur systématique engendrée par l'incertitude sur les moles calculées d'éléments père et fils, qui est importante comparée à la précision du rapport isotopique, et d'ignorer les concentrations absolues en U et en Pb et de se concentrer uniquement sur leurs rapports isotopiques qui peuvent être mesurés avec une grande précision.

Dans le cas de certains systèmes minéraux, notamment le zircon et la monazite qui excluent le plomb au moment de leur cristallisation, la contribution du plomb commun est négligeable. Il est alors possible de réarranger les équations ci-dessus :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{238}t} - 1); [7]$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{235}t} - 1); [8]$$

$$\left(\frac{{}^{208}\text{Pb}^*}{{}^{232}\text{Th}}\right) = (e^{\lambda_{232} t} - 1); [9]$$

* désigne la fraction radiogénique.

Une des principales forces de la méthode U-Pb réside dans la désintégration de deux isotopes du même élément père (l'uranium) en deux isotopes du même élément fils (le plomb) avec des demi-vies différentes. Il devient donc possible d'écrire une autre équation :

$$\frac{\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{204}\right)_0}{\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{204}\right) - \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{204}\right)_0} = \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{238}\text{U}\right) \frac{(e^{\lambda_{235} t} - 1)}{(e^{\lambda_{238} t} - 1)} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{206}\text{Pb}\right)^* ; [10]$$

Cette équation se révèle particulièrement utile dans la mesure où le rapport ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ est estimé constant dans les matériaux terrestres et météoritiques rendant la mesure de l'uranium superflue. La concentration en plomb peut également être ignorée. Cette équation peut donc être utilisée pour calculer un âge par régression linéaire dans l'espace ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ - ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ ou si le plomb commun est négligeable directement à partir du rapport $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})^*$ mesuré (Schoene, 2014). Il est donc possible à partir de la mesure des rapports isotopiques de l'uranium et du plomb de calculer trois âges. Si le système est resté fermé ces trois âges devraient être identiques. Or, comme cela est rarement totalement le cas, les géochronologues ont développé de nombreuses techniques de visualisation des données U-Pb pour permettre une évaluation de la véracité de cette assumption et pour récolter des informations sur l'ouverture du système.

2.3.3 Techniques de visualisation des données U-Pb : le diagramme Concordia de Wetherill

Cette méthode de visualisation des données U-Pb a été mise au point par Georges Wetherill en 1956. Les rapports ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{235}\text{U}$ et ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$ d'une même analyse sont représentés l'un en fonction de l'autre et la courbe paramétrique (la Concordia) déduite des équations [4] et [5] est ajoutée au diagramme. Si les points sont sur la Concordia, ils sont dits « concordants », les âges des deux systèmes sont égaux et le système est resté fermé. Si les points ne sont pas sur la Concordia, ils sont dits « discordants », les âges des deux systèmes ne sont pas égaux et le système s'est ouvert à un moment donné de l'histoire géologique du minéral (Figure 2.6).

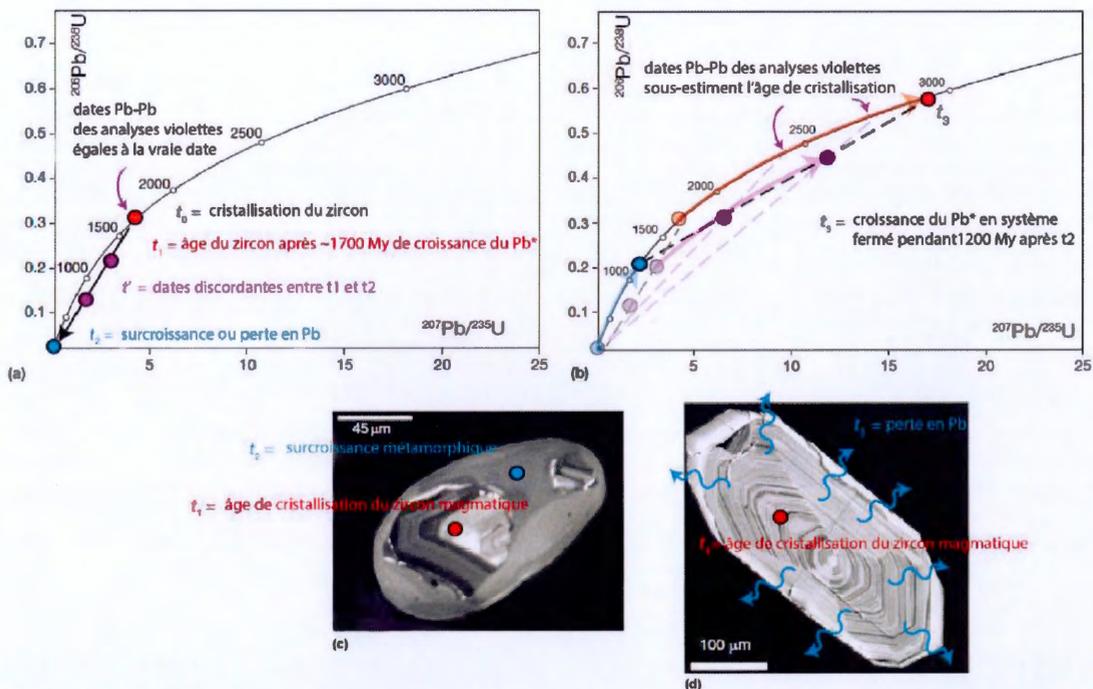


Figure 2.6 - Représentation graphique de résultats U-Pb sur zircons dans un diagramme Concordia de Wetherill. a) Zircon de 1700 Ma subissant un épisode de perte en plomb ou de formation d'une surcroissance lors du métamorphisme. t_0 est l'âge de cristallisation du zircon. Après 1700 Ma d'accumulation du plomb en système fermé, le zircon se place en t_1 sur la Concordia. À t_2 le zircon subit un épisode de perte en plomb ou de formation d'une surcroissance métamorphique. t_1' représente les zircons discordants en raison de la perte en Pb partielle ou de la surcroissance métamorphique. b) Le système s'est refermé et le Pb recommence à s'accumuler en système fermé, au bout de 1000 Ma le système a évolué le long de la Concordia. L'intercept inférieur de la discordia définie par les analyses violettes représente l'âge de cristallisation du zircon magmatique à t_1 et son intercept inférieur représente l'âge de la perturbation subie à t_2 (perte en Pb ou surcroissance métamorphique). d) et e) illustrent les deux scénarios évoqués en a) et b). Le code couleur est le même dans les quatre illustrations. D'après Schoene (2014).

Quand un minéral cristallise et que le système se ferme, les rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ évoluent le long de la Concordia. Si le système est affecté par un seul épisode de perte en plomb au temps t , le plomb quittant le système a une composition isotopique correspondant au rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ du minéral à t . Plusieurs minéraux traversant le même évènement, mais affectés par des pertes en plomb différentes, s'aligneront sur une droite appelée Discordia passant par l'origine et recoupant la Concordia au niveau de l'âge vrai. Lorsque le système se referme, les minéraux recommencent à accumuler du Pb* et continuent leur trajectoire en gardant leur position sur la Discordia. Si ces minéraux étaient datés 100 Ma plus tard, l'intercept supérieur de la Discordia représenterait l'âge de cristallisation du minéral alors que l'intercept inférieur fournirait une estimation de l'âge de l'évènement perturbateur à l'origine de la perte en plomb.

2.3.4 Les causes de discordance dans le système U-Pb

Une des principales forces du système U-Pb réside dans la possibilité d'identifier et de quantifier son comportement en système ouvert grâce au phénomène de discordance décrit ci-dessus. Schoene (2014) identifie plusieurs causes possibles pour expliquer la discordance de certaines analyses, soit, 1) le mélange de domaines d'âges différents, 2) la perte en plomb, 3) le plomb initial ou plomb commun. Il est à noter que l'incertitude sur les constantes de désintégration, la composition isotopique de l'U, et un déséquilibre des produits fils dans les chaînes de désintégration peuvent également être source de discordance mais ne seront pas discutés ici.

2.3.4.1 Le mélange des domaines d'âge

L'existence de différents domaines d'âges dans les minéraux utilisés pour la géochronologie U-Pb est connue depuis longtemps. Leur identification se faisait initialement au microscope binoculaire (Krogh et Davis, 1975). La diffusion des techniques d'imagerie électronique (électrons rétrodiffusés et cathodoluminescence) a révolutionné le monde de la géochronologie en permettant de distinguer les différents domaines de croissance des grains (avec une résolution spatiale élevée) ainsi que les textures qui leurs sont associées. Cela permet d'estimer le nombre d'évènement qui ont participé à la croissance (ou décroissance dans le cas d'une résorption) des grains mais aussi de déterminer le type d'environnement dans lequel cela s'est produit (métamorphisme bas grade/haut grade, évènement magmatique, hydrothermalisme) (Bowring *et al.*, 1989; Harley et Kelly, 2007; Rubatto, 2002).



Figure 2.7 - Images de zircons en cathodoluminescence (CL). Les deux minéraux présentent une zonation en secteurs avec un cœur clair et une bordure plus sombre en CL. Sur l'image de gauche le puits d'ablation du laser empiète sur les deux zones de croissance et livrera un âge mélangé discordant. Sur l'image de droite, le puits d'ablation est au centre de la zone claire en CL et devrait livrer un âge représentatif de ce domaine dans le zircon.

Dans le cas d'analyses in situ (LA-ICP-MS, SIMS), cela permet de cibler les zones à analyser (Figure 2.7). Dans le cas d'une analyse au TIMS où la mise en solution du grain est nécessaire, cela permet de mettre en œuvre des méthodes mécaniques pour isoler la partie du grain que l'on souhaite dater (Gordon *et al.*, 2010; Hawkins et Bowring, 1999; Schoene et Bowring, 2007). Dans les deux cas, le but est d'isoler noyaux et bordures afin de pouvoir calculer des âges plus précis et plus justes qu'en utilisant les intercepts supérieur et inférieur sur la Concordia, ou de conclure que les deux domaines ne sont pas temporellement distincts avec la résolution disponible (Dumond *et al.*, 2008).

2.3.4.2 La perte en Pb

L'interprétation la plus commune de la perte en Pb attribue l'alignement d'un ensemble de points sur une Discordia à un événement géologique particulier qui a partiellement rouvert le système et dont l'âge est identifié par l'intercept inférieur avec la Concordia. Tilton (1960) observe que des zircons âgés de 2400 Ma à 2700 Ma, provenant de différents continents, présentent tous un intercept inférieur à ~600 Ma et que leur Discordia est infléchie dans sa portion inférieure, contrairement à ce qui est attendu d'une perte en plomb causée par un événement unique. Il en conclut donc que la perte en Pb est le résultat d'un processus continu liée à la diffusion du plomb dans le minéral. Wasserburg (1963) met en équations ce phénomène qui est largement utilisé en thermochronologie pour des minéraux comme le rutile. Pour le zircon, il s'avère que la perte en Pb peut être le résultat de dommages infligés au réseau cristallin (métamictisation des grains) à basse température ou de la recristallisation de domaines métamictes à haute température, néanmoins ce concept reste nébuleux et mal compris (Schoene, 2014). Ainsi, l'interprétation de l'intercept inférieur comme étant représentatif d'un événement géologique réel, bien que parfois compliquée, reste plausible dans la plupart des cas. Parallèlement, des méthodes mécaniques (Krogh, 1982b) et chimiques (Mattinson, 2005) ont été développées pour supprimer les domaines discordants avant analyse et ainsi maximiser la concordance.

2.3.4.3 Le plomb initial

Le contenu en plomb initial (Pb_0) peut fortement influencer les âges calculés dans le système U-Pb. Dans un diagramme Concordia Wetherill, la contribution du Pb_0 crée une Discordia dont la pente est égale au rapport $^{206}Pb/^{207}Pb^*$. Dans un diagramme Concordia Tera-Wasserburg, la contribution du Pb_0 formera une droite dont l'intercept inférieur recoupe la Concordia avec un angle élevé (l'intercept supérieur étant >4.5 Ga) pour des échantillons relativement jeunes, permettant ainsi de différencier la contribution du Pb_0 et de la perte en Pb. Pour des échantillons d'âge Archéen en

revanche, la différence d'angle est bien plus réduite et ne permet pas de distinguer aisément les deux types de contribution.

La composition du Pb_0 peut être corrigée en mesurant directement la quantité de ^{204}Pb présente dans l'échantillon et, en attribuant un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ au Pb_0 , il devient alors possible de calculer le $^{206}Pb^*$. Il est également possible de mesurer la composition du $^{206}Pb/^{204}Pb$ du blanc et d'autres sources potentielles de contamination et de les intégrer au calcul. Dans les cas où le Pb^* est petit par rapport au Pb_0 , cela induit une incertitude importante. Dans le cas des zircons, il est généralement admis que le contenu Pb_0 est très faible ce qui limite l'influence de la correction. Il est également possible de corriger la composition en Pb_0 à partir de la mesure de celui dans des phases contemporaines de la croissance des zircons, tels que les feldspaths. Enfin, des modèles généraux d'évolution du Pb ont été développés et permettent d'estimer la composition du Pb_0 en estimant l'âge de cristallisation (Cumming et Richards, 1975; Stacey et Kramers, 1975).

2.3.5 Les minéraux de la géochronologie U-Pb

Deux minéraux ont été utilisés dans cette étude pour la géochronologie U-Pb : le zircon et la titanite.

2.3.5.1 Le zircon

Le zircon ($ZrSiO_4$) est considéré comme le minéral par excellence pour la géochronologie U-Pb. Sa température de fermeture élevée, sa résistance à l'altération physique et chimique, ainsi que sa capacité à intégrer l'uranium et exclure le plomb au moment de la cristallisation font de lui le candidat idéal pour dater roches et événements géologiques. Il se forme dans des environnements géologiques variés, allant de la subduction profonde à la diagenèse en passant par le métamorphisme de haute température. Les plus vieux matériaux terrestres sont des zircons provenant du craton du Yilgarn (Mt Narryer et Jack Hills), témoignant de la résistance du minéral au temps. Une grande partie des informations concernant la Terre Primitive a été déduite à partir des caractéristiques de ce minéral : la présence d'une hydrosphère liquide (Valley, 2003; Valley *et al.*, 2002), la nature des magmas et leurs températures (Harrison *et al.*, 2008; Watson et Harrison, 2005), le dégazage précoce du manteau Hadéen et ses implications sur l'atmosphère primitive (Trail *et al.*, 2011), etc.

Le zircon appartient au groupe des orthosilicates. De nombreux éléments peuvent entrer dans son réseau cristallin par substitution : Hf, U, Th, Y, REE, Ti etc. En revanche, en raison de leur taille et de leur charge, les ions Pb^{2+} ne sont pas facilement substitués dans ce réseau cristallin. Le zircon en intègre donc peu lors de sa

cristallisation, ce qui permet généralement de postuler que le Pb mesuré est uniquement radiogénique. Cependant, cela rend le zircon sensible à la perte en Pb.

La température de fermeture du zircon, bien que variable selon la charge et le rayon des éléments considérés, est considérée comme supérieure à 900°C (Cherniak et Watson, 2001, 2003). En d'autres termes, dans des conditions crustales, les phénomènes de diffusion dans ce minéral sont négligeables voire inexistantes. La principale faiblesse du zircon réside dans la concentration en U élevée. La désintégration de cet élément génère des dégâts dans la structure cristalline du zircon qui se traduisent par la métamictisation du minéral, les parties endommagées devenant amorphes; (Meldrum *et al.*, 1998; Nasdala *et al.*, 1996). Ces parties métamictes (qui touchent parfois le minéral entier dans les environnements très riches en U comme les pegmatites) sont beaucoup plus sensibles à la perte en plomb par lessivage ou diffusion (Cherniak et Watson, 2003; Mezger et Krogstad, 1997). Cependant, la métamictisation ne devient significative que pour des températures inférieures à ~250°C (Ketcham *et al.*, 1999). Au-delà, elle est largement compensée par le recuit thermique (Ketcham *et al.*, 1999; Mezger et Krogstad, 1997).

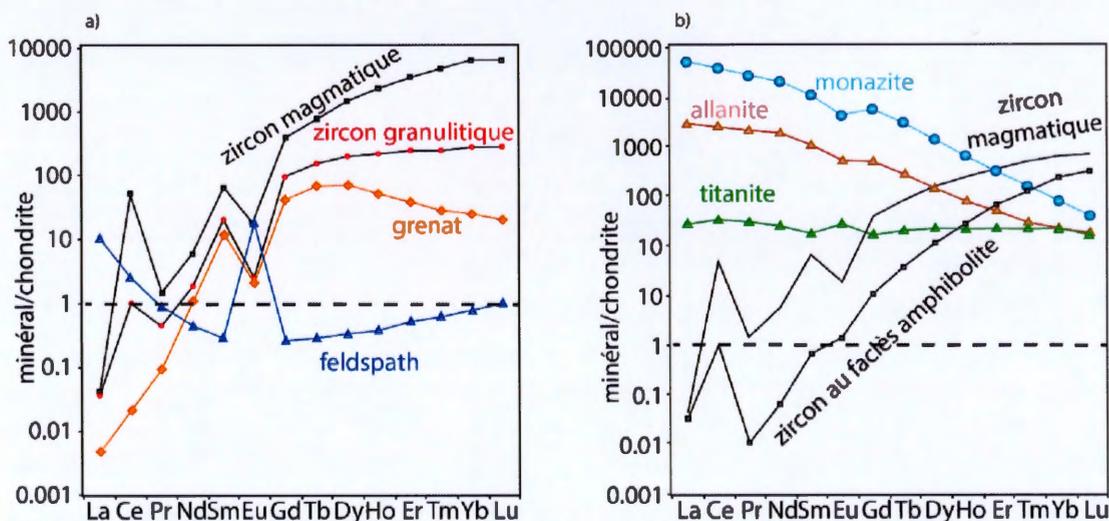


Figure 2.8 - Spectres de REE normalisés aux chondrites dans les zircons et autres minéraux intégrant des REE. a) Le spectre étiqueté « zircon magmatique » représente le spectre de REE typique du zircon. Le spectre étiqueté « zircon granulitique » appartient à un zircon formé au faciès amphibolite-granulite en présence de grenat et de plagioclase. La pente des HREE est nulle, en raison de la présence du grenat et de l'amphibole qui fractionnent les HREE, l'anomalie négative en Eu est attribuée à la cristallisation simultanée du plagioclase. b) Le diagramme de droite met en évidence l'influence de la cristallisation de phases fractionnant les LREE (titanites, allanite et monazite) particulièrement au faciès des amphibolites. Ces zircons sont caractérisés par des spectres REE appauvris en LREE. Modifié d'après Rubatto (2017).

Le contenu varié en éléments traces du zircon (Ti, REE, Y, Hf), en fait un excellent traceur géochimique. La concentration en Ti permet de calculer une température de cristallisation (Ferry et Watson, 2007; Hofmann *et al.*, 2014; Watson *et al.*, 2006). Ce

thermomètre est particulièrement robuste pour des roches du faciès amphibolite supérieur à granulite inférieur, dans lequel le zircon atteint un pic de réactivité (Rubatto, 2017). Le couple isotopique Lu-Hf permet d'investiguer le caractère juvénile des magmas dont sont dérivés les zircons et de calculer un âge modèle d'extraction (Patchett et Tatsumoto, 1981).

Le contenu en REE du zircon occupe une place particulière dans les outils qui permettent un traçage géochimique des processus de haute température. Dans le zircon, ces cations trivalents dont le rayon ionique décroît depuis le La^{3+} (1.160 Å) jusqu'au Lu^{3+} (0.977 Å) se substituent au Zr^{4+} (0.84 Å), quadrivalent et plus petit (Hoskin et Schaltegger, 2003). Pour cette raison les LREE, plus larges sont généralement incompatibles dans la structure du zircon. Les concentrations des REE sont généralement normalisées aux chondrites et représentées dans un diagramme \log_{10} – élément (La – Lu).

Dans les conditions crustales, le spectre d'abondances des REE dans le zircon présente un profil type, caractérisé par une pente fortement positive depuis les LREE vers les HREE, une anomalie positive en Ce et une anomalie négative en Eu (Hoskin et Schaltegger, 2003; Maas *et al.*, 1992; Sutherland *et al.*, 1998). Hoskin et Schaltegger (2003) ont compilé des analyses des REE dans des zircons provenant de lithologies variées (mais d'origine crustale) et mettent en évidence une réelle homogénéité des spectres de REE avec de légères variations propres aux conditions spécifiques de l'environnement de cristallisation. Les zircons lunaires ainsi que ceux d'origine mantellique présentent des spectres de REE qui se distinguent des zircons d'origine crustale, notamment par une abondance des REE totales moins élevée ainsi qu'un fractionnement plus faible entre les LREE et les HREE (Hoskin et Schaltegger, 2003).

L'anomalie positive en Ce découle de l'existence du Ce sous forme tétravalente, plus petit que le Ce^{3+} et qui intègre donc le réseau cristallin du zircon plus facilement (Hinton et Upton, 1991; Murali *et al.*, 1983). Le rapport $\text{Ce}^{3+}/\text{Ce}^{4+}$ varie en fonction du degré d'oxydation du magma (Hoskin et Schaltegger, 2003). L'Eu existe également sous forme tétravalente et peut également être utilisé comme indicateur du degré d'oxydation du magma mais l'anomalie négative en Eu souvent observée dans les zircons est aussi attribuée au fort fractionnement de cet élément par le feldspath (Hoskin *et al.*, 1998; Hoskin et Schaltegger, 2003; Snyder *et al.*, 1993) (Figure 2.8a).

Les modifications du spectre de REE des zircons traduisent généralement la co-cristallisation du zircon avec d'autres phases minérales fractionnant les REE et à ce titre les spectres de REE permettent souvent de lier la cristallisation du zircon à la paragenèse métamorphique (Figure 2.8a-b) (Harley et Kelly, 2007; Rubatto, 2002, 2017; Rubatto et Hermann, 2007; Taylor *et al.*, 2015). Deux exemples sont présentés

dans la Figure 2.8. Dans un environnement à la limite des faciès Amphibolite et Granulite (Figure 2.8a), la croissance de zircon en présence de l'assemblage grenat-hornblende-plagioclase entraîne une diminution marquée de la pente des HREE par rapport à un spectre de REE de zircon magmatique typique. Dans un environnement caractéristique du faciès Amphibolite (notamment dans les metabasites où l'allanite et la titanite sont fréquentes), la croissance de zircon en présence de ces minéraux qui fractionnent fortement les LREE va entraîner une diminution du budget total des REE avec un appauvrissement qui touche particulièrement les LREE (Figure 2.8b). Advenant le cas où des spectres de REE modifiés sont mesurés dans des zircons d'un échantillon, il devient possible de dater la croissance des minéraux qui ont co-cristallisé avec le zircon et donc d'associer le cas échéant des conditions P-T calculées à partir de ces derniers (Rubatto, 2002; Rubatto et Hermann, 2007).

2.3.5.2 La titanite

La titanite (CaTiSiO_5), ou sphène, est un minéral commun dans les roches des terrains calco-silicatés, dans les roches ignées métamorphisées, et dans les plutons calco-alcalins (Kohn, 2017). Sa structure cristalline atypique lui permet d'intégrer nombre d'éléments intéressants pour la géochimie parmi lesquels l'U, mais également le Zr et les REE. Avec le rutile, l'anatase, l'ilménite et la magnétite, ce minéral fait partie du groupe restreint des phases titanées. Le Ca, le Ti, ainsi que Al et OH, qui sont substitués en quantité importante dans la titanite, sont des espèces chimiques majeures dans ces minéraux. Cela confère à la titanite un fort potentiel réactif qui, contrairement à d'autres minéraux accessoires, participe de façon importante aux échanges élémentaires prodiguant la possibilité d'écrire des équations thermobarométriques robustes (Kohn, 2017). La concentration en Zr dans la titanite (en substitution de Ti) permet d'estimer des températures avec une incertitude de $\pm 20^\circ\text{C}$ (Hayden *et al.*, 2008). La présence de titanite et rutile à l'équilibre permet de calculer un couple de valeurs de P-T, bien que les assemblages de ces deux minéraux à l'équilibre soient rares.

L'utilisation de la titanite comme géochronomètre remonte à la fin des années '60 (Tilton et Grunenfelder, 1968). La titanite peut contenir une quantité substantielle d'U : quelques ppm à plusieurs centaines de ppm. Cependant, contrairement à la monazite et au zircon, elle peut intégrer une quantité non négligeable de Pb commun, variable selon les domaines de croissance du minéral (Essex et Gromet, 2000), et qu'il est nécessaire de corriger pour calculer un âge. Traditionnellement effectuées en TIMS, où les interférences isotopiques sont restreintes, les analyses U-Pb sur titanites peuvent désormais se faire par LA-ICP-MS. Cependant, les interférences avec le ^{204}Hg empêchent de mesurer le ^{204}Pb précisément, rendant la correction du Pb commun très incertaine (Kohn, 2017). Les âges sont donc calculés sur des diagrammes Tera-

Wasserburg en régressant des fractions contenant une quantité de Pb commun variable ou bien en sélectionnant les analyses contenant les plus fortes concentrations d'U afin d'augmenter au maximum la proportion de plomb radiogénique et de limiter l'influence du plomb commun. Bien que chronophages, la précision et la justesse des analyses TIMS restent inégalées pour ce minéral, de l'ordre de

0.1% contre 2 à 3% pour l'ICP-MS (Kohn, 2017).

La plupart des études géochronologiques comparées, incluant titanite et zircon, trouvent des âges U-Pb plus jeunes dans les titanites que dans les zircons (Corfu *et al.*, 1994; Mezger *et al.*, 1991; Schoene *et al.*, 2012). Cette différence est souvent attribuée

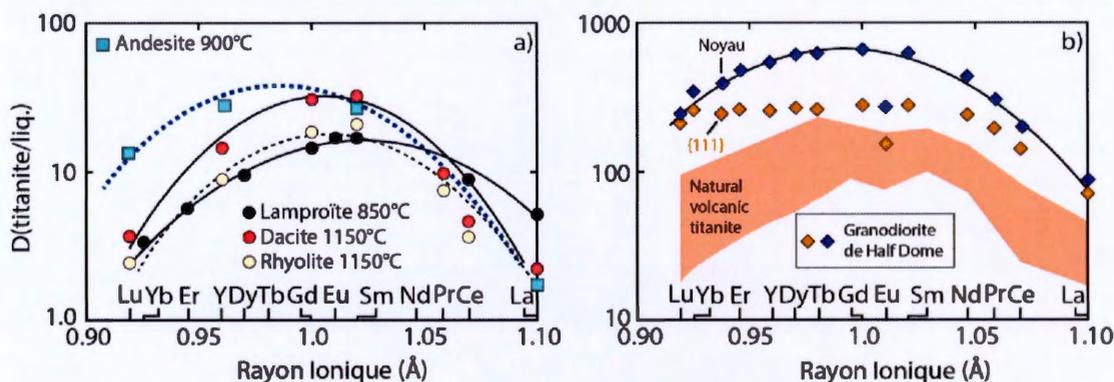


Figure 2.9 Pétrochronologie de la titanite modifiée d'après Kohn (2017). a) Modélisation des coefficients de partage entre titanite et liquide silicaté pour différents environnements magmatiques. Le coefficient de partage est maximal pour les MREE. b) Selon les secteurs de croissance du minéral le coefficient de partage entre titanite et liquide silicaté varie. Les secteurs {111} sont nettement moins riches en REE que les autres secteurs.

à une diffusivité plus grande du Pb dans la titanite (Tucker *et al.*, 1987; Tucker *et al.*, 2004). De nombreux auteurs se sont penchés sur la température de fermeture de la titanite et sont arrivés à des conclusions variables selon le contexte géologique. Cependant, ces variations s'inscrivent dans une tendance générale à la hausse de la température de fermeture de ce minéral : 450-500°C (Mattinson, 1978), 500-670°C (Mezger *et al.*, 1991), $600 \pm 25^\circ\text{C}$ (Heaman and Parrish, 1991), $>650^\circ\text{C}$ (Pidgeon *et al.*, 1996), $680 \pm 20^\circ\text{C}$ (Scott *et al.*, 1995), $>712^\circ\text{C}$ (Zhang et Schärer, 1996), $>775^\circ\text{C}$ (Kohn et Corrie, 2011), $\geq 825^\circ\text{C}$ (Gao *et al.*, 2012).

Les taux de diffusion déterminés expérimentalement livrent une température de fermeture $T_f \sim 600^\circ\text{C}$ pour un grain de 100 μm refroidissant de $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (Cherniak, 1993). Cependant des études pétrochronologiques récentes démontrent qu'en dessous de 800°C , la diffusion du Pb, du Zr du Th et de l'U est lente, impliquant que les âges plus jeunes obtenus en U-Pb reflètent plutôt une cristallisation postérieure de la titanite par rapport au zircon.

Comme la titanite cristallise généralement tardivement, elle contient une concentration importante de REE, avec une préférence pour les REE moyennes (Figure 2.9a-b) (Green et Pearson, 1986; Prowatke et Klemme, 2005; Tiepolo *et al.*, 2002). Cependant, jusqu'à récemment le comportement des REE dans la titanite n'avait été étudié que dans le cas d'une cristallisation en présence d'un liquide silicaté (par exemple au cours d'une cristallisation dans un magma ou dans un néosome dans le cas de migmatites) limitant notre compréhension du rôle des mécanismes de recristallisation au cours du métamorphisme. Récemment, une étude de 46 échantillons contenant des titanites provenant de la même suite d'orthogneiss felsiques dans les Calédonides de Norvège a mis en évidence trois principaux facteurs à l'origine du comportement des REE dans la titanite qui sont présentés par ordre décroissant d'influence (Garber *et al.*, 2017) : 1) l'origine magmatique ou métamorphique des titanites ; 2) la co-cristallisation avec différentes phases minérales fractionnant aussi les REE (e.g. l'allanite, l'apatite, l'épidote, la hornblende, le grenat, les feldspaths) ; et 3) le contenu en Al (de la titanite) qui est corrélé avec la température de formation de la titanite et le degré de convexité du spectre de REE des titanites (une plus grande concentration en Al correspondant à des températures de cristallisation faibles et des spectres fortement convexes et vice versa).

Bien qu'il soit nécessaire d'évaluer les spectres de REE des titanites à la lumière des assemblages minéralogiques contenus dans chaque roche, Olierook *et al.* (2019) montrent que d'une manière générale les spectres de REE enrichis en LREE et dont la pente est négative sont caractéristiques d'une origine magmatique de la titanite (ce qui est vérifié par l'analyse des titanites du batholithe Lacorne utilisée comme standard interne, voir section 2.6.1.2). Inversement un spectre de REE plat ou présentant une pente positive des LREE caractérisera des titanites métamorphiques (issues de la recristallisation de grains préexistants ou de la néocristallisation au cours du métamorphisme). La présence d'une anomalie en Eu fournit également des informations sur l'origine des titanites. Les titanites magmatiques ou recristallisées sont généralement caractérisées par une anomalie négative en Eu alors que les titanites néoformées au cours du métamorphisme présenteront une anomalie positive en Eu. (Olierook *et al.*, 2019)

2.4 Préparation des échantillons pour la géochronologie U-Pb

Les échantillons destinés aux analyses U-Pb sur zircon et titanite ont été choisis et prélevés au cours des différentes missions de cartographie. Des lithologies susceptibles de contenir les minéraux recherchés ont été sélectionnées et échantillonnées à hauteur d'une chaudière pour les lithologies intermédiaires et mafiques et d'une demi-

chaudière pour les lithologies felsiques. Les méthodes décrites ci-dessous découlent pour la plupart du développement de la méthode U-Pb sur zircon du début des années '70 (Krogh, 1973, 1982b).

2.4.1 Lavage, broyage et pulvérisation

Les échantillons destinés à l'analyse U-Pb sur zircon et titanite sont lavés et brossés à l'eau vive afin d'éviter toute contamination liée à la présence de sable.

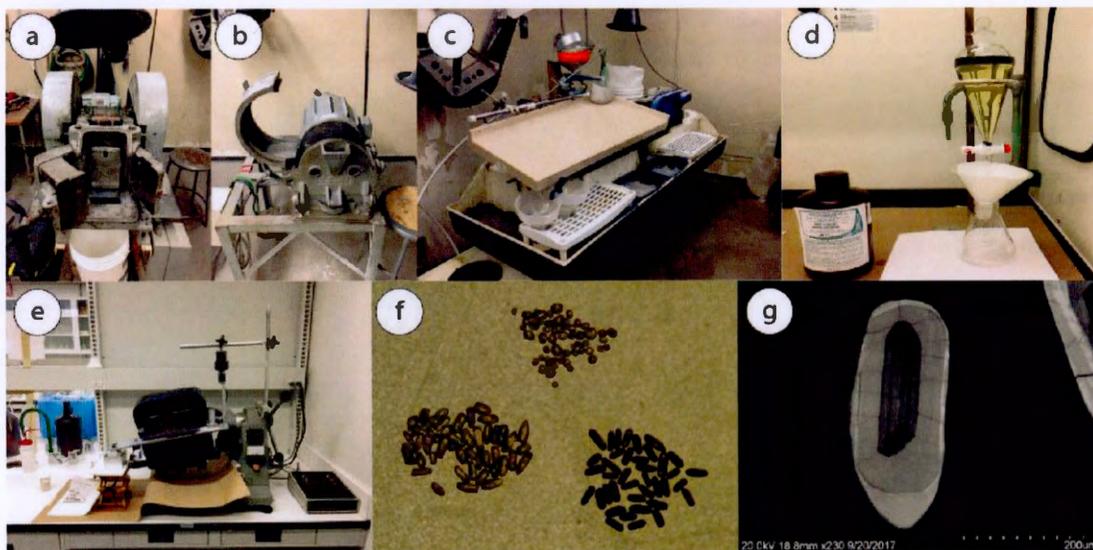


Figure 2.10 - Photos des différentes étapes du protocole de préparation des échantillons pour la géochronologie U-Pb au Geotop. a) Broyeur à mâchoires. b) Pulvérisateur. c) Table Wilfley. d) Liqueur dense. e) Séparateur magnétique isodynamique Frantz. f) Séparation des différentes populations de zircons d'un échantillon avant le montage dans l'epoxy. g) Image en cathodoluminescence d'un zircon présentant plusieurs domaines de croissance.

Le but de l'étape de broyage est de parvenir par étapes successives à se rapprocher de la maille de libération des minéraux utiles. Une fois secs, les échantillons de roches sont passés au broyeur à mâchoires afin d'obtenir un sable (Figure 2.10a). Ce sable est ensuite passé au pulvérisateur avec un écartement des disques de 1 mm environ (Figure 2.10b). Selon le type de roche, les mâchoires sélectionnées seront en métal ou en céramique. Cette étape permet d'obtenir une poudre fine et homogène qui sera utilisée pour la séparation sur la table Wilfley.

2.4.2 Table Wilfley

La table Wilfley (Figure 2.10c) permet d'opérer un classement du matériel pulvérisé. C'est une table motorisée à inclinaison variable (15° dans le cas du matériel utilisé) dont le mouvement de va-et-vient se fait dans le sens de la longueur de la table. Le rainurage de la surface de la table décroît en profondeur depuis le fond de la table, où est inséré le matériel à trier, vers le bout de la table où est recueillie la séparation. Le matériel est

introduit sur la table à travers un contenant troué qui permet un écoulement régulier du mélange poudre –eau dans des proportions 30-70%. La table est aspergée par un flux constant d'eau. Le mouvement asymétrique de la table permet de faire avancer le concentré vers le bout de la table. La profondeur du rainurage diminuant, la gangue plus grossière et moins dense est évacuée vers le bas de la table alors que les minéraux lourds sont concentrés et recueillis en bout de table. La partie terminale de la table est exempte de rainurage ce qui permet une séparation finale entre les minéraux lourds et les particules de gangue plus fines. Ce procédé permet de séparer les minéraux en fonction de leur densité et de leur taille.

2.4.3 Liqueur dense

La dernière étape de la séparation par densité se fait à l'aide d'une solution d'iodure de méthylène (Figure 2.10d). La fraction récupérée à l'aide de la table Wilfley est versée dans une ampoule contenant de l'iodure de méthylène dont la densité est 3.33 g/cm³. Les minéraux dont la densité dépasse cette valeur (fraction lourde) s'accumulent au fond de l'ampoule et sont récupérés à l'aide d'un filtre (pour référence la densité du zircon varie entre 3.9 et 4.5 et celle de la titanite entre 3.3 et 3.5). La fraction légère est ensuite récupérée dans un autre filtre.

2.4.4 Séparation magnétique

Le séparateur isodynamique Frantz (Figure 2.10e) permet la séparation des différentes espèces minérales en fonction de leur susceptibilité magnétique. Le concentré de minéraux lourds est inséré sur la réglette vibrante à inclinaison longitudinale et latérale variables et l'ampérage de l'électro-aimant est maintenu constant pendant l'écoulement de la totalité de l'échantillon. Cette méthode de traitement des échantillons a été mise au point pour la datation U-Pb par Krogh (1982b).

La fraction ainsi séparée est réservée, le même procédé est répété avec le reste de l'échantillon en augmentant l'ampérage à chaque passage. Les paliers d'ampérage utilisés sont : 0.2 A, 0.5 A, 0.7 A, 1 A et ampérage maximum. La titanite est séparée en général entre 0.5 A et 0.7 A. Le zircon, qui est un minéral amagnétique, est séparé à ampérage maximum. Afin d'affiner la séparation des zircons il peut être utile de réaliser des étapes supplémentaires à ampérage maximum tout en faisant décroître la pente de la réglette vibrante à chaque passage : 5°, 2°, 1°, 0°. Ce procédé permet de séparer, pour une même espèce minérale, les grains contenant des impuretés et les grains les plus purs. Dans le cas de la méthode U-Pb sur zircon ou titanite, il est important de choisir les grains avec soin, de manière à limiter les sources d'erreur et à garantir un résultat aussi juste et précis que possible.

2.4.5 Tri manuel sous microscope binoculaire et montage du plot

Les différentes fractions minérales sont ensuite étudiées à la loupe binoculaire pour la sélection finale des grains (Figure 2.10f). Cette étape permet d'identifier de potentielles populations différentes de zircons ou titanites en fonction des caractéristiques habituellement utilisées pour la description systématique des minéraux : couleur, taille, habitus, etc. Cette étape est particulièrement importante car elle va déterminer la fraction minérale sur laquelle seront effectuées les analyses et dont va dépendre le résultat final. L'examen visuel des grains permet de choisir une sélection de grains représentatifs de l'échantillon et d'éliminer ceux contenant des inclusions ou des défauts cristallins visibles. Ceci est particulièrement important pour la technique de dilution isotopique car la totalité du minéral (exception faite de la partie abrasée) est mise en solution, et sera donc affectée par la présence d'inclusions, ou de parties cristallines endommagées.

Les grains sélectionnés sont ensuite mis au four pendant 48h à 1000°C dans des récipients en quartz. Chaque échantillon ou population de grains d'un échantillon est mise dans un bécher en quartz différent afin de ne pas mélanger les grains au montage. Le recuit thermique (ou « thermal annealing ») permet une résorption partielle des dommages infligés par la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium au réseau cristallin du zircon (Nasdala *et al.*, 2001). Cette technique améliore également le rendu des images en cathodoluminescence, qui sont très utiles pour mettre en évidence les structures internes des zircons et titanites.

Les grains recuits sont montés à la pince sur un ruban adhésif double face et coulés dans de l'époxy. Le plot d'époxy est ensuite abrasé et poli et prêt à l'emploi.

2.4.6 Cathodoluminescence

L'acquisition d'images en cathodoluminescence des zircons (Figure 2.10g) destinés à la géochronologie U-Pb est maintenant une opération de routine des techniques de datation *in situ*. L'utilisation de cette méthode d'imagerie permet de révéler les structures internes des zircons, rendant ainsi possible l'analyse de zones homogènes représentant un événement de cristallisation distinct; en effet, une analyse empiétant sur deux zones de croissances distinctes livrera des informations géologiques correspondant à un mélange inhomogène des événements successifs à l'origine de la croissance des différentes parties du grain et sera difficilement interprétable.

2.5 Notions générales en spectrométrie de masse

Deux principales techniques de spectrométrie de masse ont été utilisées dans cette étude : la spectrométrie de masse par thermoïonisation (TIMS) et la spectrométrie de masse à couplage inductif (ICP-MS). Toutes deux exploitent les propriétés du rapport masse/charge des ions traversant un champ magnétique perpendiculaire à leur trajectoire pour séparer les isotopes des différents éléments chimiques. Elles se distinguent cependant par la méthode d'ionisation utilisée.

2.5.1 Spectrométrie de masse à couplage inductif (ICP-MS)

Dans un ICP-MS, l'échantillon peut être introduit sous forme liquide (minéralisation par voie humide) ou sous forme solide par ablation laser. Dans le cas d'un échantillon liquide, ce dernier est pompé à une vitesse d'environ 1 mL/min par une pompe péristaltique dans un nébuliseur (Thomas, 2013). Le liquide est alors transformé en aérosol et mélangé à de l'argon avec un débit de 1 L/min. Le mélange est ensuite introduit dans la chambre de nébulisation où s'effectue un tri des gouttelettes de l'aérosol. Seules les gouttelettes les plus fines (qui représentent 1 à 2% de l'échantillon) émergent de la chambre de nébulisation et sont introduites dans le plasma (Thomas, 2013).

Le plasma est formé par l'interaction entre un champ magnétique intense (généralisé par radiofréquences dans une bobine de fil de cuivre) sur un flux continu d'argon de 15 L/min environ passant à travers un tube de quartz concentrique (la torche) (Thomas, 2013). Cela a pour effet d'ioniser fortement le gaz qui sous l'effet d'un courant à haute tension forme un plasma à haute température (10000 K environ) à la sortie de la torche. Le plasma crée une grande quantité d'ions positivement chargés qui sont dirigés vers le spectromètre de masse à travers la région d'interface (Thomas, 2013). Une pompe mécanique maintient la région d'interface à un vide de $1.3 \cdot 10^{-3}$ atm environ. Dans la région d'interface, le faisceau d'ion traverse deux ou trois cônes métalliques (le cône d'échantillonnage ou « sampler cone » et le cône de filtrage ou « skimmer cone ») percés au milieu (l'orifice mesure entre 0.5 mm et 1.2 mm) pour permettre le passage du faisceau d'ions vers les lentilles électrostatiques (Thomas, 2013). Le passage du faisceau d'ion dans la chambre d'interface est particulièrement délicat dans la mesure où la différence de pression entre la torche (pression ambiante) et les unités d'analyse de l'ICP-MS (10^{-8} - 10^{-9} atm) est importante (Thomas, 2013). Malgré cela, il est important que les ions conservent leur vitesse ainsi que leur charge électrique. Or, le couplage capacitif entre la bobine radiofréquence et le plasma induit une différence de potentiel de quelques centaines de volts. Cette différence de potentiel, si elle n'est pas éliminée, produit une décharge (la décharge secondaire) entre le plasma et le cône

d'échantillonnage générant de nombreuses interférences, ralentissant et défocalisant fortement le faisceau (Thomas, 2013). Pour éviter ce problème, il est nécessaire que la bobine radiofréquence soit mise à la terre.

Une fois que les ions sont extraits de la chambre d'interface, ils traversent une série de lentilles électrostatiques dont le but est de focaliser le faisceau d'ions tout en filtrant photons et espèces neutres pour les empêcher d'atteindre le détecteur (Thomas, 2013). Le faisceau d'ions focalisé passe ensuite à travers l'unité de séparation de masse. Il existe plusieurs types de configurations. Les plus communes sont le quadrupole, le secteur magnétique et le temps de vol. Toutes sont destinées à séparer les différents éléments en fonction de leur rapport charge/masse pour les acheminer vers le détecteur (Thomas, 2013). En fonction du type de configuration, le faisceau d'ions incident est analysé de façon séquentielle ou simultanée par le détecteur. Les quadrupoles de dernière génération sont équipés d'une cellule de collision/réaction dans laquelle est introduit un gaz qui va réagir avec le faisceau d'ions incident (Thomas, 2013). Les collisions et réactions provoquées permettent de limiter les interférences ioniques lors de la détection.

La dernière étape de l'analyse consiste à transformer le faisceau d'ions incident en signal électrique grâce au détecteur (Thomas, 2013). Là encore, il existe différents types de configuration. Une série de dynodes sont disposées le long du détecteur. Lorsqu'un ion vient frapper la première dynode, cette dernière produit un électron. Cet électron frappe la seconde dynode et produit plusieurs électrons. Le signal ainsi amplifié devient mesurable et se convertit facilement en concentration élémentaire grâce à un standard de calibration (Thomas, 2013). La plupart des systèmes de détection couvrent une gamme d'environ huit ordres de grandeur, ce qui signifie qu'il est possible de mesurer des concentrations variant de quelques parties par billion (ppt) à quelques centaines de parties par million (ppm).

2.5.2 La spectrométrie de masse par thermoïonisation (TIMS)

L'avènement de l'ICP-MS, avec sa capacité à ioniser efficacement tous les éléments, son fractionnement de masse relativement stable et la dépendance de ce fractionnement principalement liée à la masse, et non à la nature des éléments analysés, annonçait pour beaucoup la mort du TIMS (Carlson, 2014). Cependant, la sensibilité et la précision du TIMS restent inégalées pour nombre d'espèces chimiques utiles dans les domaines de la cosmo/géochimie (par exemple Mg, Cr, Ti, Sr, Ba, Nd, Re, Os, W et Pb) (Carlson, 2014).

Dans un TIMS, les ions sont produits dans un compartiment appelé la source. La technique de thermoïonisation repose sur l'ionisation de surface générée par le contact

entre l'échantillon avec une surface chaude, généralement un ruban de métal réfractaire traversé par un courant de haute intensité. Les métaux les plus utilisés sont le Re, le Pt, le W et le Ta. Le potentiel d'ionisation des différents éléments varie fortement : de plusieurs dizaines de pourcents pour les éléments faciles à ioniser (par exemple le Nd) à 0.01% pour certains autres (l'Hf en ions positifs). Pour pallier cette faiblesse, des composés appelés « activateurs » peuvent être ajoutés lors du dépôt de l'échantillon sur le filament pour maximiser le rendement et réduire le fractionnement de masse (par exemple du gel de silice pour le Pb). Afin de minimiser les interférences, la source est maintenue sous vide par une pompe turbo et un piège à froid (un compartiment rempli d'azote liquide) fixe les impuretés libérées par l'échantillon lors du chauffage.

Une fois les ions formés, ils sont extraits de la source par un voltage d'accélération d'environ 8-10 kV imposé au filament et une série de plaques fendues au centre dont le potentiel décroît jusqu'à la dernière (la fente source) qui est mise à la terre. Ce dispositif permet de capter les ions émis (l'émission se fait dans toutes les directions) par l'échantillon chauffé et de les focaliser en un faisceau rectangulaire ordonné où les ions ont une énergie semblable et une dispersion angulaire faible. Ce faisceau d'ions est dirigé vers l'unité de séparation de masse du TIMS qui va transformer le faisceau d'ions multi-masses en plusieurs faisceaux d'ions mono-masse (Carlson, 2014).

Comme dans le cas de l'ICP-MS, il existe différentes configurations de l'unité de séparation de masse : temps de vol, quadrupole, filtres de Wien ou secteur magnétique. Cependant, le secteur magnétique reste le plus utilisé pour la géochimie isotopique. Le faisceau d'ions traverse un champ magnétique perpendiculaire au mouvement des ions. Ces derniers sont déviés en fonction de leur rapport masse/charge. La géométrie de l'aimant peut varier mais reste néanmoins proche de la configuration mise au point par Alfred Nier en 1940. Cette géométrie contrôle la résolution de l'instrument, c'est-à-dire la possibilité de distinguer sans chevauchement deux masses proches. Cela représente surtout un enjeu pour les masses élevées (par exemple ^{238}U et ^{235}U) dont l'écart de masse ne représente que quelques pourcents.

A la sortie de l'unité de séparation des masses, le faisceau d'ions entrant est séparé en plusieurs faisceaux mono-isotopiques. Pour connaître les rapports isotopiques il est nécessaire de connaître les intensités relatives des différents faisceaux. Cette partie de l'analyse se déroule dans l'unité de détection du spectromètre de masse. Il existe deux principaux types de détecteurs : la cage de faraday et les compteurs d'ions. Le principe de la cage de faraday est relativement simple. La cage est généralement constituée d'un matériau conducteur (acier inoxydable ou graphite). L'arrivée d'un ion génère l'émission d'un électron qui transite à travers une résistance. Le courant ainsi généré est proportionnel à l'intensité du faisceau d'ions incident. Les mesures sur cage de faraday se font généralement en multi-collection, ce qui permet de mesurer tous les

faisceaux d'ions mono-isotopiques en réduisant le temps d'analyse. Les compteurs d'ions se divisent en deux familles; les multiplicateurs d'électrons secondaires (SEM) et les Daly. Le fonctionnement des SEM a été détaillé dans la section sur l'ICP-MS, le principe reste exactement le même dans un TIMS. Le Daly, comme les SEM, est constitué d'une série de dynodes mais la première est un bulbe plaqué d'aluminium soumis à une tension négative élevée (-20 kV pour attirer les ions positivement chargés). Les ions arrivent sur le Daly à angle droit et génèrent des électrons accélérés vers un scintillateur qui libère des photons. Ces photons sont ensuite attirés par les dynodes suivantes qui génèrent des électrons lorsque frappées par des photons. Le courant ainsi généré est mesuré et converti en rapport isotopique.

2.6 Datation U-Pb sur zircon par ablation laser (LA- ICPMS)

L'ablation laser couplée à un ICP-MS est une méthode versatile qui permet d'analyser n'importe quel type de matériau. Son utilisation pour la géochronologie U-Pb remonte au milieu des années 90 (Feng *et al.*, 1993; Fryer *et al.*, 1995; Hirata et Nesbitt, 1995) mais a réellement pris son essor dans les années 2000, bénéficiant d'un coût relativement réduit et d'un temps d'analyse rapide par rapport au TIMS et à la sonde ionique (SIMS).

2.6.1 Dispositif analytique et acquisition des données

2.6.1.1 Dispositif analytique

L'ablation laser couplée à un ICP-MS, consiste à ablater un petit volume d'échantillon grâce à un laser et à envoyer l'aérosol ainsi créé dans la torche de l'ICP-MS pour l'analyse. Différents types de laser existent mais l'expérience démontre que les lasers à longueur d'onde courte (<266 nm), associés à des durées d'impulsion courtes (femto à nanosecondes) et à une densité d'énergie du laser maîtrisée, sont à privilégier en raison d'un échauffement réduit de l'échantillon et d'un fractionnement élémentaire et isotopique limité (Guillong *et al.*, 2003; Günther *et al.*, 1997). L'échantillon est ablaté dans un compartiment appelé cellule d'ablation (sample cell) et transporté vers la torche par un gaz (carrier gas) qui peut être de l'hélium pur ou un mélange composé d'He, et de traces d'Ar, H, ou N₂. La géométrie de la cellule d'ablation, ainsi que la nature du gaz transportant les aérosols, ont une influence sur la sensibilité ainsi que sur la stabilité de l'analyse (Guillong et Heinrich, 2007; Günther et Heinrich, 1999; Müller *et al.*, 2009; Pisonero *et al.*, 2006). La plupart des différents types d'ICP-MS (quadrupole, secteur magnétique mono ou multi collection) peuvent être connectés à un dispositif d'ablation laser et livrent des résultats à l'incertitude analytique similaire

(Schoene, 2014). Le dispositif le plus fréquent demeure le secteur magnétique en mono-collection qui dispose généralement d'une sensibilité plus élevée et permet ainsi de minimiser le volume d'échantillon ablaté (Schoene, 2014).

La plus grande partie de l'incertitude analytique dans la méthode U-Pb LA-ICP-MS provient du processus d'ablation, du transport de l'aérosol dans le gaz et de l'ionisation dans le plasma. En effet, le fractionnement entre U et Pb pendant l'ablation peut varier avec la profondeur du trou d'ablation (Košler *et al.*, 2005; Paton *et al.*, 2010) pendant la formation d'aérosols de tailles variées par le laser lors de l'ablation (Guillong *et al.*, 2003; Günther et Heinrich, 1999) et pendant l'ionisation dans la torche en fonction des interactions entre le plasma et le gaz transportant les aérosols (Guillong et Heinrich, 2007; Horn et Günther, 2003). S'ajoute à cela un fractionnement additionnel entre l'U et le Pb généré par l'ablation de matériaux dont la matrice ou la composition diffère, notamment entre les verres et les minéraux (Black *et al.*, 2004; Košler *et al.*, 2005). Gehrels *et al.* (2008) documentent une dérive moyenne de ~2% sur 10 sessions d'analyse entre l'âge mesuré en TIMS et en LA-ICP-MS (un zircon standard, le SL-1, sert de standard pour tous les autres zircons standards). Les mêmes auteurs mettent en évidence un décalage systématique entre les standards d'ablation laser eux-mêmes qu'ils attribuent à l'effet matrice. Cela souligne l'importance du comportement du standard par rapport aux inconnus lors de l'ablation.

Dans le sillage de l'essor important de cette méthode, de nombreux logiciels de réduction des données gratuits ou commerciaux ont vu le jour (Chang *et al.*, 2006; Gehrels *et al.*, 2008; Horstwood, 2008; Paton *et al.*, 2011; Petrus et Kamber, 2012; Sylvester, 2008; Van Achterbergh *et al.*, 2001). Une étude comparée des âges obtenus et des incertitudes associées pour un jeu unique de données révèle des variations de l'ordre de plusieurs pourcents (Fisher *et al.*, 2010). L'harmonisation des protocoles de réduction des données U-Pb LA-ICP-MS, ainsi que les efforts pour mieux comprendre et réduire le fractionnement de l'U et du Pb lors de l'analyse, permettront à terme une comparaison plus rigoureuse des données acquises dans différents laboratoires.

Les analyses d'ablation laser présentées dans cette étude ont été effectuées au Geotop sur un Nu Attom ICP-MS relié à un laser Photon Machines G2. Le détail des paramètres analytiques est résumé dans le Tableau 2.1.

Tableau 2.1 - Récapitulatif des paramètres analytiques utilisés lors de l'ablation laser au Geotop.

Laboratoire et préparation des échantillons	
Nom du laboratoire	Geotop; Université du Québec à Montréal
Type d'échantillon / Minéraux analysés	Zircon, Titanite, Monazite
Préparation des échantillons	Séparation minérale conventionnelle, plot en epoxy de 1 pouce de diamètre, polissage de finition à 1 µm
Imagerie	Centorus CL imager on a Hitachi S3400N SEM
Système d'ablation laser	
Marque et modèle	Photon-Machines G2
Cellule d'ablation	Cellule d'ablation double Helix
Longueur d'onde du laser (nm)	193 nm
Durée d'impulsion (ns)	4 ns
Fluence (J.cm ⁻²)	3 J/cm ²
Fréquence d'ablation (Hz)	5 Hz
Durée d'ablation (secs)	30 secs
Profondeur ablation / taux d'ablation	~ 15 µm
Diamètre du puit d'ablation (µm) nominal/réel	20-30 µm
Mode d'échantillonnage	Ablation ponctuelle statique
Gaz de transport	100% He dans la cellule d'ablation, introduction de 35% d'Ar pour le transport vers la torche, mélangeur Y, utilisation du Squid optionnelle.
Débit du gaz de transport (l/min)	0.7 l/min dans le premier volume de la cellule d'ablation 0.5 l/min dans le second volume de la cellule d'ablation
ICP-MS Instrument	
Marque, modèle et type d'instrument	Nu Instruments, Nu Attom HR-ICP-MS
Introduction de l'échantillon	Aérosol d'ablation
Puissance de la bobine radiofréquence (W)	1300W
Nature et débit du gaz de mélange (l/min)	Ar (0.75 l/min)
Système de détection	Compteur d'ion; full size discrete dynode type
Masses mesurées	202, 204, 206, 207, 208, 232, 235, 238
Temps d'intégration par pic/dwell times (µs)	500µs par isotope, 20 passages par cycle
Temps d'intégration total par point (secs)	0.1 seconds
'Sensibilité' rendement (% , élément)	0.4%U (NIST 610 = 500ppm, #atomique échantillonné: 500ppm*85um*5hz*3J/cm2: >25Mcps ²³⁸ U)
Temps mort Compteur d'Ions(ns)	12 ns
Data Processing	
Blanc Gaz	30 secondes sur le pic zero soustrait
Stratégie de calibration	91500 standard primaire, Lacorne standard secondaire
Infos standard	91500 (Wiedenbeck et al. 1995)
Logiciel de réduction des données / Correction de LIEF	Logiciel Nu Instruments NuAttom TRA and Iolite (Paton et al., 2011) normalization des données, propagation d'erreur. IOPLLOT pour calcul des âges. LIEF correction assumes reference material and samples behave identically.
Fractionnement	'Down-hole correction' et 'standard bracketing' (Iolite)
Correction Pb commun	Pas de correction du Pb commun
Incertitudes et erreurs	Âges à 2s, propagation d'erreur par Iolite.
Contrôle qualité / Validation	Analyses TIMS

2.6.1.2 Standards primaires : le zircon et la titanite de Lacorne

En ablation laser, le comportement du minéral utilisé comme standard lors de l'ablation est déterminant. Afin de maximiser justesse et précision pour les échantillons d'âge Archéen, Jean David (MERN, UQAM) a développé deux standards issus de la même roche, le zircon et la titanite de Lacorne, cet échantillon provenant du batholite de Lacorne en Abitibi.

Le zircon et la titanite ont été daté par TIMS afin de déterminer un âge et de contrôler leur homogénéité. Les âges obtenus sont présentés dans la Figure 2.11, et suggèrent que ces deux minéraux ont cristallisé simultanément. Les différents rapports isotopiques obtenus au TIMS ont été utilisés pour créer des standards pour l'ablation laser dans le logiciel de réduction des données Iolite.

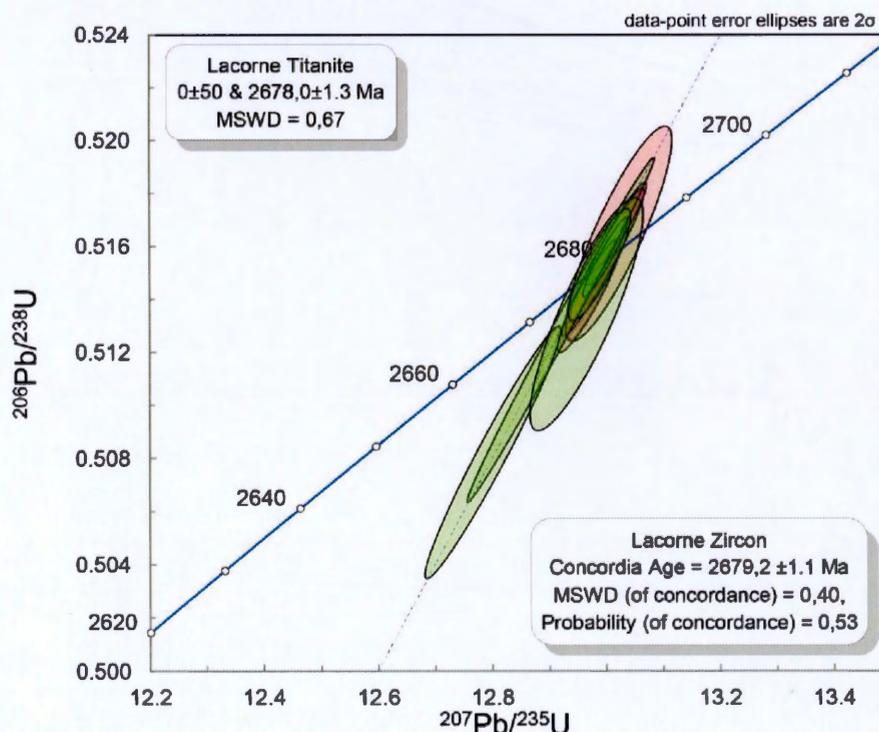


Figure 2.11 - Diagramme Concordia des analyses ID-TIMS effectuées par Jean David pour le zircon et la titanite archéens de Lacorne utilisé comme standard en LA-ICPMS. Les ellipses vertes correspondent aux analyses effectuées sur les fractions de titanites et les ellipses rouges celles sur les zircons.

Les analyses des éléments du groupe des terres (REE) rares effectuées sur le zircon et la titanite de Lacorne se révèlent homogènes (Figure 2.12). Ils ont été utilisés comme standards secondaires en complément du zircon 91500 pour les analyses de REE des échantillons de la région d'étude.

Les concentrations en Ti des zircons et en Zr des titanites ont également été mesurées afin de calculer les températures de cristallisation des deux minéraux (Figure 2.13). Ces températures devraient être comparables dans la mesure où les deux minéraux ont cristallisé simultanément. En utilisant les valeurs de pression estimées par Powell *et al.* (1995a) pour les phases précoces du batholite de Lacorne (soit $\sim 0.5-0.7$ GPa ici, alors que certaines phases tardives à ~ 2640 Ma cristallisent proches de la surface ~ 0.2 GPa), et en estimant l'activité du Ti à 0.6 en l'absence de rutile (ou autre oxyde de titane), on peut calculer les températures de cristallisation des deux minéraux. Ces températures s'avèrent proches pour une pression donnée et les valeurs proches de 800°C sont cohérentes avec les températures de cristallisation d'un magma granitique dans la croûte.

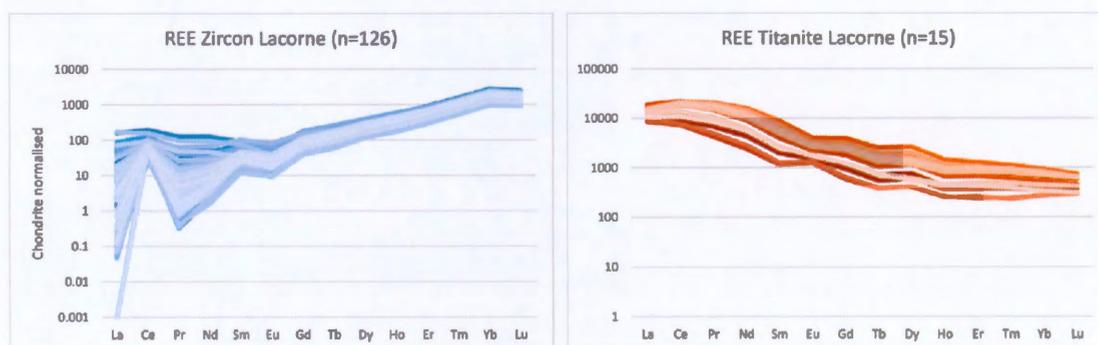


Figure 2.12 - Spectres d'abondances des éléments du groupe des terres-rares du zircon et de la titanite de Lacorne. Les valeurs ont été normalisées aux chondrites de McDonough et Sun, (1995).

La forte variabilité des mesures effectuées sur les zircons peut avoir plusieurs origines. La première est liée aux quantités mesurées. Dans le zircon, les concentrations en Ti varient entre 1 et 30 ppm environ alors que dans les titanites, la concentration en Zr est de l'ordre de la centaine de ppm. De plus, les bruits de fond en Ti sont toujours plus élevés (de l'ordre de 1 ppm en moyenne) qu'en Zr, ce qui peut rendre l'analyse des faibles concentrations plus délicates. Finalement, la présence d'inclusions riche en Ti dans les zircons (rutile, ilménite, titanite etc.) peut affecter les concentrations et ainsi fausser le résultat final.

2.6.1.3 Reproductibilité du zircon standard archéen de Lacorne

Des sessions d'analyses ont été dédiées à la caractérisation de la reproductibilité externe du standard archéen de Lacorne. Durant ces sessions, des standards d'âges connus ainsi que le zircon Lacorne ont été utilisés en « standard bracketing » pour

calculer l'âge de ce dernier, considéré comme un inconnu. Plus l'âge ainsi calculé est proche de la valeur trouvée en TIMS, meilleure est la reproductibilité des analyses.

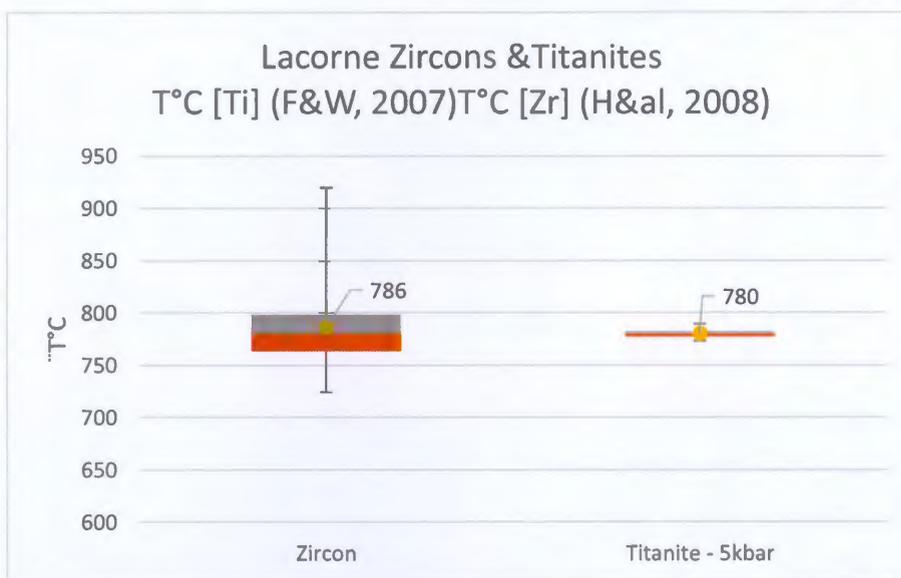


Figure 2.13 - Diagramme de quartiles des températures de cristallisation calculées pour le zircon Lacorne (calibration de Ferry et Watson (2007)) et la titanite Lacorne (calibration de Hayden et al. (2008)) à partir des concentrations respectives en titane et en zirconium. Les barres d'erreur représentent les valeurs maximales et minimales calculées, la boîte orange le deuxième quartile, la limite entre la boîte orange et la boîte grise la médiane, la boîte grise le troisième quartile et le point jaune la valeur moyenne.

2.6.2 Réduction des données : le logiciel IOLITE

Le logiciel Iolite (Paton *et al.*, 2011; Paton *et al.*, 2010) utilise l'environnement de développement IGOR qui permet le traitement rapide de grands ensembles de données temporelles. Iolite possède une architecture modulaire où l'importation des fichiers, la réduction des données ainsi que l'intégration des images sont traitées séparément. Cela permet de traiter de façon identique les données provenant de plusieurs dispositifs analytiques différents. Les fichiers du spectromètre de masse et du laser sont directement importés dans Iolite où chaque masse ou isotope mesuré est considéré comme une variable séparée (channel dans Iolite).

La première étape du traitement des données consiste à quantifier l'évolution du bruit de fond (baseline dans Iolite) pour chaque masse ou isotope mesuré au cours de la session d'analyse. Une valeur seuil est définie, au-dessous de laquelle le signal est considéré comme du bruit de fond. Iolite propose une série de fonctions pour l'interpolation pondérée ou non du bruit de fond. Chaque fonction bruit de fond est ensuite soustraite à sa variable. Grâce au fichier d'acquisition du laser (laser log), la série de données est ensuite découpée et chaque ensemble de signaux est attribuée aux

différents échantillons et standards analysés. Les signaux mesurés (en nombre de coups) dans les standards sont stockés dans des fichiers spéciaux qui contiennent les caractéristiques spécifiques des standards (concentrations et/ou rapport isotopiques) et permettent de corriger la dérive du signal au cours de l'analyse par la méthode du « standard bracketting », ainsi que de calculer les concentrations élémentaires ou rapports isotopiques dans les inconnus.

L'étape de réduction des données (Data Reduction Scheme – DRS) calcule l'abondance des différents éléments mesurés dans les inconnus (échantillons à analyser) à partir des signaux mesurés sur les inconnus, des signaux mesurés sur les standards, des valeurs connues dans les standards. Cette étape intègre la correction du fractionnement lors de l'ablation; le fractionnement entre le Pb et l'U au cours de l'ablation augmente avec le temps et tend à surestimer les rapports Pb/U avec la profondeur du trou (Jackson *et al.*, 2004; Tiepolo, 2003). Ce fractionnement est le résultat de l'interaction entre différents phénomènes difficiles à quantifier individuellement (Kroslakova et Günther, 2007; Longerich *et al.*, 1996). L'approche d'Iolite est donc de modéliser le comportement général du fractionnement par une fonction (exponentielle le plus souvent dans le cas de la méthode U-Pb mais le choix est laissé à l'utilisateur) et ainsi de corriger l'évolution des rapports au cours du temps d'ablation.

Afin de prendre en considération les incertitudes introduites durant les différentes étapes de l'analyse, il est nécessaire de propager les erreurs. Généralement, la propagation des erreurs consiste à identifier toutes les sources d'erreurs qui interviennent dans le résultat final et calculer l'erreur totale sur la mesure. Cependant, dans Iolite, l'utilisation de modèles complexes pour corriger le fractionnement élémentaire rend cette approche compliquée et il ressort de plusieurs publications sur le sujet que les sources d'erreurs en ablation laser restent parfois mal identifiées (Paton *et al.*, 2010). Une approche alternative est donc adoptée : lors du calcul d'erreur, chaque standard est tour à tour considéré comme un inconnu et l'ensemble du jeu de données est recalculé. Cela permet d'inclure dans le calcul toutes les sources d'erreurs, même celles qui n'ont pas été identifiées. Cependant, pour un fonctionnement optimal, cela suppose que le comportement des inconnus analysés est semblable au comportement du standard (en termes d'âges, de concentration en U, etc.) (Paton *et al.*, 2011). Une fois les données réduites, Iolite permet l'exportation vers un fichier texte, exploitable dans les macros Excel conçues pour la visualisation de données U-Pb.

2.6.3 Représentation des données : ISOPLOT

Isoplot est une macro Excel développée au début des années 1990 (Ludwig, 1992), et mise à jour plusieurs fois par la suite, qui permet de représenter les données U-Pb dans un diagramme Concordia et de calculer l'âge des intercepts. Les âges ont été établis à

partir des calculs de régression linéaire selon la méthode modifiée de York (1969) et effectués en utilisant ISOPLOT v.3.72 (Ludwig 2008). La validité statistique de ces calculs s'exprime par un indice de probabilité qui devrait normalement être de *ca.* 0.50. Néanmoins, une valeur de 0.10-0.15 est statistiquement acceptable (cf. Ludwig 2008 pour une discussion sur ces considérations). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1 sigma (intervalle de confiance de 65%) alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2 sigmas (2 écart-types correspondant à un intervalle de confiance de 95%) (David, 2015).

2.7 Datation U-Pb sur zircon et titanites par spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS)

2.7.1 Sélection et préparation des zircons et titanites

L'analyse de zircons par spectrométrie de masse à ionisation thermique requiert la mise en solution du minéral à analyser. Il est donc nécessaire de choisir des grains aussi peu métamictes que possible et qui ne contiennent pas de domaines hérités ou de surcroissances afin d'éviter des analyses discordantes. Cela requiert une observation méticuleuse de l'échantillon à la loupe binoculaire afin de repérer les grains les plus propices. L'utilisation de la cathodoluminescence, bien que fastidieuse dans le cas particulier du protocole pour le TIMS (car le grain doit être monté sur un support adapté au MEB et ensuite être démonté pour être mis en solution), permet d'identifier d'éventuels domaines hérités ou surcroissances. Dans le cas d'échantillons particulièrement compliqués, il peut également être utile de faire un premier passage au laser avant de faire du TIMS, ce qui permet ainsi généralement d'identifier les différentes populations d'âges pour ensuite affiner les résultats grâce à la précision accrue du TIMS.

La sélection des grains destinés aux analyses est une étape particulièrement importante car elle est déterminante pour la qualité des analyses. Des méthodes complémentaires ont été mise au point au cours du temps pour pallier le phénomène de discordance fréquemment rencontré lors des analyses U-Pb sur zircon. L'abrasion mécanique (Krogh, 1982a) en est une. Les zircons sont introduits avec de la poudre de pyrite dans un abraseur en métal. De l'air comprimé est introduit dans l'abraseur pendant quelques heures à plusieurs jours, selon les besoins. Les parties métamictes les plus abimées vont être abrasées plus facilement, ainsi que les parties extérieures du grain, permettant de limiter voire d'éliminer l'influence de surcroissances éventuelles. Cette technique permet généralement une nette amélioration du degré de concordance des analyses.

Mattinson (2005), a élaboré un protocole où les zircons sont soumis à un recuit thermique (48h à 1000°C) afin de résorber les défauts dans le réseau cristallin du minéral. Suite à cela, les grains sont attaqués à l'HF pendant quelques heures. Les domaines du minéral pour lesquels le recuit thermique n'a pas été suffisant pour reformer le réseau cristallin (et qui sont par là même les plus susceptibles d'avoir subi de la perte en plomb) sont mis en solution par le HF, isolant ainsi les domaines mieux préservés. L'abrasion chimique décrite dans ce paragraphe n'est pas appliquée aux titanites.

La combinaison de ces techniques permet généralement d'obtenir des analyses quasi concordantes dont l'interprétation est considérée comme robuste. Avant d'être mis en solution, les minéraux subissent plusieurs lavages à chaud en salle blanche au HNO₃ (5N ~7N) alternés de passages à l'ultrason afin d'éliminer toute contamination de surface en plomb commun.

2.7.2 Mise en solution et dilution isotopique

L'étape de mise en solution consiste à dissoudre le minéral dans une bombe en téflon par une attaque acide (à base d'un mélange 90-10% HF 29N –HNO₃ 7N). Une fois remplies, les bombes sont mises au four pendant cinq jours à 200°C. Au bout de 5 jours, les bombes sont sorties du four et le mélange HF-HNO₃ est évaporé sur plaque chauffante. Les sels de fluorures ainsi obtenus sont repris en HCl 6N pendant deux jours afin de casser les sels de fluorure. Le HCl est évaporé sur plaque chauffante et l'échantillon est repris en HCl 3N pour la chimie sur résine échangeuse d'ions.

La méthode de dilution isotopique est de loin la manière la plus fiable de déterminer la composition isotopique et la concentration dans un échantillon naturel. Elle consiste à rajouter à l'échantillon mis en solution une quantité connue d'un traceur isotopique non naturel dont la composition isotopique est connue avec précision (ce traceur isotopique est appelé « spike »). Dans le cas de la méthode U-Pb, le spike le plus prisé est composé de ²⁰⁵Pb, ²³³U et ²³⁵U.

Le ²⁰⁵Pb n'existe pas naturellement, cet isotope a été fabriqué à la fin des années 80 par irradiation « cyclotron » au Centre de l'Énergie Atomique du Canada (Parrish et Krogh, 1987). Afin de créer du ²⁰⁵Pb, un spike de ²⁰⁶Pb ultra pur est bombardé par des protons. La capture d'un proton et la perte de deux neutrons permettent de former du ²⁰⁵Bi dont la demi-vie est de 15.31 jours et qui se désintègre par radioactivité β en ²⁰⁵Pb. Dès sa fabrication, le ²⁰⁵Bi est séparé du ²⁰⁶Pb par chromatographie. Après six mois (l'équivalent de 10 demi-vies), le ²⁰⁵Pb est séparé du ²⁰⁵Bi résiduel. L'²³³U présent dans le spike est également un isotope qui n'existe pas dans la nature. Il est produit par

capture de neutrons dans des réacteurs contenant du thorium. L' ^{235}U présent dans le spike est rajouté pour pouvoir calculer le fractionnement de l'uranium.

2.7.3 Chromatographie sur résine échangeuse d'ions

La chromatographie sur résine échangeuse d'ions permet d'isoler les éléments à analyser (et donc tous leurs isotopes respectifs), tout en évacuant les autres éléments contenus dans les minéraux afin d'éviter les interférences qui nuiraient à l'analyse (le Fe et le Ti par exemple sont deux éléments abondants qui peuvent inhiber le signal ou

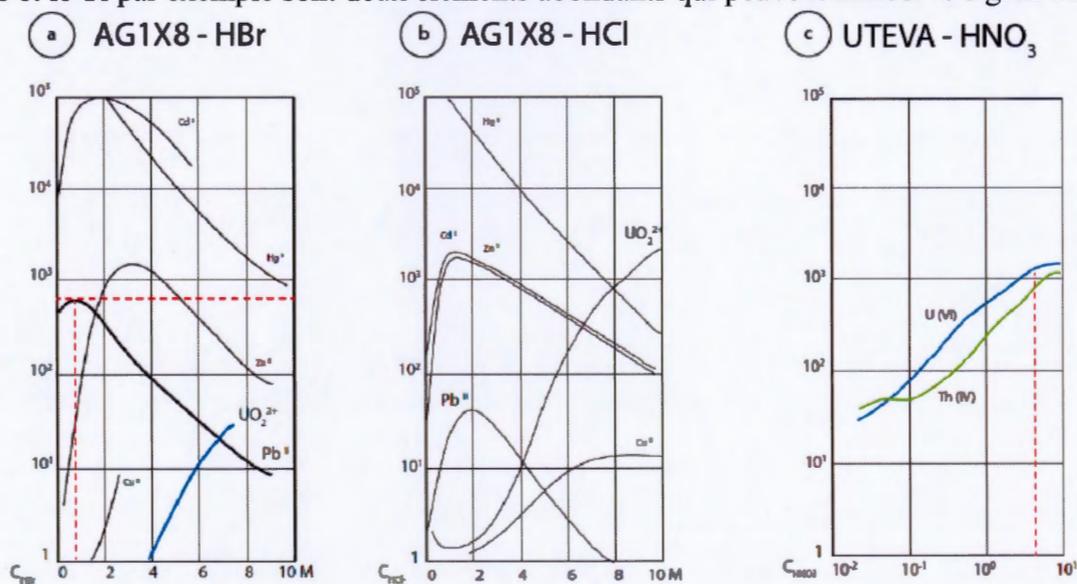


Figure 2.14 – Courbes de Trémillon pour le Pb sur résine AG1X8 en milieu HBr (a) et HCl (b) (Trémillon, 1965). Courbes de Trémillon pour le Pb sur résine AG1X8 en milieu HNO_3 (c) (Horwitz, Elmut P *et al.*, 1995).

le rendre instable). Pour les zircons, la séparation chromatographique du plomb et de l'uranium, se fait sur la résine anionique AG1X8 (200-400 mesh).

La séparation des différents éléments repose sur le contraste des vitesses d'adsorption lié à la fixation préférentielle des différents ions le long d'une colonne contenant la résine. L'efficacité de la colonne dépend de la quantité de résine introduite dans celle-ci, de la taille des particules de résine (200-400 mesh) et de la hauteur de la colonne. Les résines sont composées de chaînes de polymères ($\text{C}_n\text{H}_{2n+1}$) sur lesquelles sont fixés des radicaux chargés positivement. Lors du conditionnement de la colonne en HBr ou HCl, les anions Br^- ou Cl^- se fixent sur les radicaux. Lorsque l'échantillon est introduit dans la colonne, les ions Pb^{2+} et UO_2^{2+} sont complexés par Br^- ou Cl^- et restent fixés dans la résine. Le comportement des ions sur les résines varie en fonction de l'acide utilisé et de sa concentration (Figure 2.14) (Horwitz, Elmut P *et al.*, 1992; Horwitz, Elmut P *et al.*, 1995; Trémillon, 1965).

La séparation du Pb et de l'U dans les titanites, nécessite une étape supplémentaire pour la séparation et la purification de l'U. Le contenu élevé en Ti et en Fe dans ce minéral pose un problème majeur lors de l'analyse (inhibition ou instabilité du signal). Le plomb est donc séparé sur une colonne en AG1X8 (200-400 mesh) mais conditionnée cette fois en HBr. Le plomb est complexé pour une normalité de HBr 0.65N alors que l'U ne l'est pas (élution de l'U). Une fois le plomb séparé, il est recueilli (élution avec 6.2N HCl) et évaporé dans une goutte d'acide phosphorique (H_3PO_4). Le reste de l'échantillon recueilli lors de l'élution de l'U est évaporé et repris en HNO_3 3N. Il est chargé dans une colonne contenant la résine UTEVA, spécialement conçue pour la séparation des éléments de la série des actinides. Cette étape permet de séparer et de purifier l'U (Figure 2.14). Les éléments comme le Fe, le Ti ainsi que les REE sont élués au cours de cette étape. Finalement, l'U est élué et évaporé dans une goutte d' H_3PO_4 . Contrairement aux zircons où l'U et le Pb sont chargés sur le même filament et analysés l'un à la suite de l'autre, pour les titanites le Pb et l'U sont chargés sur des filaments différents et sont analysés séparément.

2.7.4 Dépôt et chargement des échantillons dans le TIMS

Avant l'évaporation, une goutte d'acide phosphorique (H_3PO_4) est ajoutée à l'échantillon. La température d'ébullition de H_3PO_4 est largement plus élevée ($\sim 230^\circ C$) que celle de l'acide chlorhydrique ($\sim 40^\circ C$) ou que celle de l'eau ($100^\circ C$). A la fin de l'étape d'évaporation sur plaque à $120^\circ C$, il ne reste plus qu'une goutte d' H_3PO_4 d'environ 1 μL qui contient l'échantillon et le spike dans le Snapcap en téflon, cela permet une manipulation facile de l'échantillon pour le dépôt.

Au moment du dépôt de l'échantillon sur le filament, l'échantillon est mélangé à 1.7 μL de gel de silice. Cet activateur permet de stabiliser le signal et de maximiser le rendement en retardant l'ionisation du Pb lors de l'analyse. Cela permet d'allonger la durée de vie de l'échantillon pendant l'analyse afin de pouvoir mesurer suffisamment de rapports isotopiques pour assurer une statistique robuste. Une fois homogénéisé, le dépôt est placé sur un filament en rhénium et évaporé par pallier d'intensité électrique croissante avant d'être monté sur le carrousel et chargé dans le TIMS.

2.7.5 Analyse des échantillons de zircons et titanites au TIMS

Le Geotop dispose d'un VG Sector54 équipé d'un compteur d'ions (Daly). L'analyse des échantillons pour l'U-Pb se fait en mode dynamique (peak hopping) sur le Daly. En effet, la mesure du ^{204}Pb , présent en quantité infime (de l'ordre du pg), requiert une grande sensibilité (impossible à obtenir sur cage de Faraday à moins de disposer de cages à $10^{13}\Omega$). Les masses sont donc mesurées les unes après les autres avec des temps d'intégration variant en fonction de l'abondance des différents isotopes. La correction

appliquée aux mesures des isotopes du plomb pour le fractionnement lié à la masse est de 0.19% AMU. Cette correction a été établie par des mesures répétées des standards NIST SRM981 et NIST SRM982. Les facteurs de correction ont été vérifiés par l'analyse du zircon standard 91500 pour lequel un âge de 1066.2 ± 0.6 Ma a été calculé (David, 2015). Ce résultat se compare avec l'âge de 1066.37 ± 0.38 Ma obtenu par Schoene *et al.* (2006). Les valeurs de fractionnement pour l'U sont obtenues au cours de chaque analyse grâce au spike qui contient de ^{233}U et ^{235}U . Elles varient généralement entre 0.22%-0.28% AMU. Une correction de 11 ns est appliquée pour le temps mort du Daly (David, 2015). Cette correction est calculée grâce à la mesure d'une solution standard d'U, le NIST SRMU500 (David, 2015). Les âges sont établis à partir des calculs de régression linéaire selon la méthode modifiée de York (1969) et effectués en utilisant ISOPLOT v.3.72 (Ludwig 2008), voir section 2.6.3.

2.8 Thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées par Gilles Ruffet au laboratoire Géosciences Rennes à l'Université de Rennes 1.

2.8.1 Principe de la méthode ^{40}K - ^{40}Ar (K-Ar)

2.8.1.1 La désintégration radioactive du ^{40}K

Aldrich et Nier ont montré en 1948 que l'argon issu de minéraux riches en potassium contenait de ^{40}Ar en quantité significativement élevée par rapport à l'argon présent dans l'air atmosphérique. Depuis le début du vingtième siècle, le potassium est reconnu comme étant un élément radioactif (Campbell et Wood, 1906; Thomson, 1905). Cependant, seul l'isotope 40 du potassium (^{40}K) est réellement radioactif. Dans les années 1930, des études ont montré que cet isotope se désintègre spontanément en ^{40}Ar (Newman et Walke, 1935; Von Weizsäcker, 1937). Cette découverte annonça la datation radiochronologique par la méthode K-Ar.

La désintégration du ^{40}K donne naissance, soit à de ^{40}Ar principalement par capture électronique puis émission d'un rayonnement γ , soit à du calcium 40 (^{40}Ca) par émission d'un électron. Cette deuxième possibilité est la voie principale de la désintégration du ^{40}K . En effet, elle totalise près de 89% de l'ensemble des réactions. Cependant, en raison de la présence de calcium dans l'ensemble des minéraux même à l'état de traces, ce dernier chemin de désintégration radioactive ne peut être utilisé en géochronologie.

Deux autres mécanismes de désintégration existent en parallèle de l'émission d'un rayonnement γ . L' ^{40}Ar peut aussi être créé à partir du ^{40}K , soit par capture électronique ou par émission d'un positron. Cependant, ces deux mécanismes sont minoritaires (Dalrymple et Lanphere, 1969; Montigny, 1985).

Les constantes de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca dépendent des différents mécanismes spécifiques à ces réactions. Sans rentrer dans le détail, elles valent respectivement $0.581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (λ_e , capture électronique) et $4.962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (λ_β , émission d'un électron) (Steiger et Jäger, 1977).

2.8.1.2 Calcul d'un âge par la méthode K-Ar

En reprenant l'équation (2), nous obtenons :

$$^{40}\text{K}_t = ^{40}\text{K}_0 e^{-\lambda t} \quad [11]$$

où $^{40}\text{K}_0$ et $^{40}\text{K}_t$ sont respectivement les quantités initiale et restante à l'instant t de ^{40}K . En l'absence de perte ou de gain, la quantité $^{40}\text{K}_0$ dans l'échantillon est égale à la somme de $^{40}\text{K}_t$, du calcium 40 radiogénique ($^{40}\text{Ca}^*$) et de l'argon 40 radiogénique ($^{40}\text{Ar}^*$). Cette égalité s'écrit de la façon suivante :

$$K_0 = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* + ^{40}\text{K}_t \quad [12]$$

En combinant les équations [11] et [12], on obtient :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K}_t (e^{\lambda t} - 1) \quad [13]$$

Comme il a été précédemment énoncé, la constante λ , dépend des différents mécanismes de désintégration du ^{40}K . Pour rappel, les deux chemins de désintégration principaux se produisent par capture électronique et par émission d'un électron. On pose alors :

$$\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e \quad [14]$$

Avec λ_β et λ_e , les constantes de désintégration liées respectivement à l'émission et la capture d'un électron lors de la transformation d'un ^{40}K en $^{40}\text{Ca}^*$ et en $^{40}\text{Ar}^*$. Par ailleurs, une règle de proportionnalité entraîne :

$$^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{Ar}^* \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) \quad [15]$$

En utilisant les équations [13] à [15], on obtient l'égalité suivante:

$${}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}^* \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) = {}^{40}\text{K}_t (e^{(\lambda_\beta + \lambda_e)t} - 1) \quad [16]$$

Cette équation permet alors de calculer un âge égal à :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}_t} \left(1 + \frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) \right] \quad [17]$$

L'âge de l'échantillon est alors déterminé à partir du rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{K}_t$. Néanmoins, la validité de cet âge repose sur les conditions suivantes :

- λ_β et λ_e doivent être réellement des constantes.
- Le système ne doit pas avoir subi de fractionnement isotopique du potassium.
- L'échantillon daté doit être un système clos vis-à-vis du potassium et de l'argon.
- L'argon de l'échantillon doit être d'origine radiogénique ou atmosphérique. Ainsi, lors de la fermeture du système, tout argon de composition différente de celle de l'atmosphère aura été dégazé.

Les deux premières conditions sont toujours vérifiées. En revanche, au cours de son histoire, l'échantillon peut avoir subi des pertes ou des gains d'argon qui rendront difficile l'interprétation de l'âge. Ces perturbations sont difficilement quantifiables avec la méthode K-Ar.

2.8.2. Principe de la méthode ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$

La méthode ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$, dont le principe a été défini par Sigurgeirsson (1962), et qui a été développée ensuite par Merrihue (1965), Merrihue et Turner (1966), Mitchell (1968), Brereton (1970) et Turner, G. (1971) utilise le couple isotopique ${}^{40}\text{K}$ - ${}^{40}\text{Ar}$. Elle suppose l'irradiation préalable de l'échantillon à dater, afin de transformer une partie de son ${}^{39}\text{K}$ en ${}^{39}\text{Ar}$. Cette irradiation s'effectue dans d'un flux de neutron au sein d'un réacteur nucléaire. À la suite de cette étape, l'échantillon est analysé en le chauffant par incréments successifs croissants en température jusqu'à la fusion. À la suite de chaque étape de chauffage, les abondances relatives des différents isotopes de l'argon (${}^{36}\text{Ar}$, ${}^{37}\text{Ar}$, ${}^{38}\text{Ar}$, ${}^{39}\text{Ar}$, ${}^{40}\text{Ar}$) sont mesurées par un spectromètre de masse. Par le biais de cette méthode, l'âge de l'échantillon est déterminé à partir du rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$, dans lequel ${}^{39}\text{Ar}_K$ est la quantité d' ${}^{39}\text{Ar}$ issue de la transformation d'une partie du potassium lors de l'irradiation de l'échantillon.

2.8.2.1. Calcul d'un âge par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Lors de l'irradiation de l'échantillon, la quantité de potassium 39 (^{39}K) qui se transforme en $^{39}\text{Ar}_K$ pourrait être théoriquement calculée par l'équation suivante :

$$^{39}\text{Ar}_K = ^{39}\text{K} \cdot \Delta T \int \Phi(E)\sigma(E)dE \quad [18]$$

Dans cette équation, $^{39}\text{Ar}_K$ est alors la quantité d'atomes d'argon 39 produits à partir du nombre initial d'atomes de potassium 39 (^{39}K). Cette réaction s'effectue durant un intervalle de temps ΔT , pour un flux de neutron $\Phi(E)$ d'énergie E. $\sigma(E)$ est la section de capture du ^{39}K à l'énergie E.

L'expression du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ s'obtient en combinant les équations [16] et [18]:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{^{40}\text{K} \lambda_e}{^{39}\text{K} \lambda} \left[\frac{1}{\Delta T \int \Phi(E)\sigma(E)dE} \right] (e^{\lambda t} - 1) \quad [19]$$

On pose alors :

$$\frac{1}{J} = \frac{^{40}\text{K} \lambda_e}{^{39}\text{K} \lambda} \left[\frac{1}{\Delta T \int \Phi(E)\sigma(E)dE} \right] \quad [20]$$

où J est appelé le facteur d'irradiation. Ce paramètre caractérise le rendement de production de $^{39}\text{Ar}_K$ durant l'irradiation. J est déterminé à l'aide d'un échantillon standard d'âge connu, irradié dans les mêmes conditions que celles des échantillons à dater. L'équation (38) peut ainsi s'écrire :

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{1}{J} (e^{\lambda t} - 1) \quad [21]$$

L'âge t de l'échantillon peut être ainsi calculé :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \right] \quad [22]$$

Par ailleurs, le paramètre J est calculé après analyse des isotopes de l'argon du standard :

$$J = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}} \quad [23]$$

Le choix du standard (ou moniteur) est d'une importance capitale. Les conditions qu'il doit respecter sont les suivantes :

- Son rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ doit être homogène.
- Son âge doit être proche des échantillons à dater.
- Il doit être d'une grande pureté.
- Il doit être en quantité suffisante afin d'être utilisé le plus largement possible sur des temps longs.

Dans ce travail, le standard d'irradiation utilisé est la hornblende HB3gr, dont l'âge accepté est 1073.6 ± 4.2 Ma (2σ) (Jourdan et Renne, 2007; Jourdan *et al.*, 2006).

2.8.2.2. Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ de l'échantillon à dater

Le spectromètre de masse permet de mesurer les abondances relatives des différents isotopes de l'argon de nombre de masse 36, 37, 38, 39 et 40, issus du gaz libéré par l'échantillon à une température de chauffage donnée. Cependant, ces isotopes ont des origines variées et multiples. Ils sont notamment produits lors de l'irradiation du minéral par des interférences neutroniques avec le potassium, le calcium ou le chlore. Ainsi, les masses mesurées durant l'analyse du gaz peuvent s'exprimer de la façon suivante:

$$^{40}\text{Ar}_m = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}_{atm} + ^{40}\text{Ar}_K ; [24]$$

$$^{39}\text{Ar}_m = ^{39}\text{Ar}_K + ^{39}\text{Ar}_{Ca} ; [25]$$

$$^{38}\text{Ar}_m = ^{38}\text{Ar}_K + ^{38}\text{Ar}_{Cl} ; [26]$$

$$^{37}\text{Ar}_m = ^{37}\text{Ar}_{Ca} ; [27]$$

$$^{36}\text{Ar}_m = ^{36}\text{Ar}_{atm} + ^{36}\text{Ar}_{Ca} + ^{36}\text{Ar}_{Cl} ; [28]$$

Les indices *m* et *atm* font respectivement références aux quantités d'isotopes mesurés par le spectromètre lors de l'analyse du gaz et celles d'origine atmosphérique. Les indices *K*, *Ca* et *Cl* correspondent aux quantités d'argon produit par interférence avec le potassium, le calcium et le chlore lors de l'irradiation de l'échantillon.

En utilisant la première équation de ce système, le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ peut s'écrire :

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{[^{40}\text{Ar}_m - (^{40}\text{Ar}_{atm} + ^{40}\text{Ar}_K)]}{^{39}\text{Ar}_K} ; [29]$$

En écartant les réactions liées à la production d'argon à partir du chlore durant l'étape d'irradiation, on peut montrer que :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \frac{\frac{{}^{36}\text{Ar}_m}{{}^{39}\text{Ar}_m} \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_m}{{}^{39}\text{Ar}_m} - \frac{{}^{40}\text{Ar}_{atm}}{{}^{36}\text{Ar}_{atm}} \right) + \frac{{}^{40}\text{Ar}_{atm}}{{}^{36}\text{Ar}_{atm}} \cdot \frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \cdot \frac{{}^{37}\text{Ar}_m}{{}^{39}\text{Ar}_m}}{1 - \frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \cdot \frac{{}^{37}\text{Ar}_m}{{}^{39}\text{Ar}_m}} - \frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} ; [30]$$

Tous les termes de cette équation sont alors connus ou mesurés (i.e. indices atm et m). En effet, les rapports ${}^{36}\text{Ar}_{Ca}/{}^{37}\text{Ar}_{Ca}$, ${}^{39}\text{Ar}_{Ca}/{}^{37}\text{Ar}_{Ca}$ et ${}^{40}\text{Ar}_K/{}^{39}\text{Ar}_K$ sont des grandeurs qui ne dépendent que du réacteur. Ces rapports sont liés au rendement de production des différents isotopes de l'argon à partir de l'irradiation du potassium et du calcium. Leur détermination est effectuée par l'irradiation de sels de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4), dans les mêmes conditions que les échantillons.

Dans le cas du réacteur nucléaire McMaster (Hamilton, Canada), au sein duquel ont été effectuées les irradiations des échantillons datés dans cette étude, ces rapports sont les suivants :

$${}^{36}\text{Ar}_{Ca}/{}^{37}\text{Ar}_{Ca} = 2,79 \cdot 10^{-4} \pm 3\%$$

$${}^{39}\text{Ar}_{Ca}/{}^{37}\text{Ar}_{Ca} = 7,06 \cdot 10^{-4} \pm 4\%$$

$${}^{40}\text{Ar}_K/{}^{39}\text{Ar}_K = 2,97 \cdot 10^{-2} \pm 3\%$$

L'âge t de l'échantillon analysé peut alors être calculé à partir du facteur d'irradiation J déterminé par l'équation [23], et du rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ calculé lors de l'analyse de l'échantillon.

2.8.2.3. Erreur sur l'âge

L'incertitude sur l'âge est obtenue avec la formule suivante (McDougall *et al.*, 1999) :

$$\sigma_t^2 = \frac{J^2 \sigma_F^2 + F^2 \sigma_J^2}{\lambda^2 (1 + FJ)^2} ; [31]$$

où F est le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$, σ_F est l'erreur sur ce rapport, et σ_J est l'erreur sur le facteur d'irradiation J . Le développement détaillé du calcul de cette équation est donné par McDougall et Harrison (1999).

2.8.3. Diffusion de l'Argon

Dans des minéraux comme la muscovite, la biotite et l'amphibole, l'argon issu de la désintégration radioactive d'un élément « père » peut diffuser dans la structure et même en sortir. Cette diffusion de l'argon est fonction de nombreux paramètres, notamment

de la température. D'autres paramètres comme la composition chimique et la dimension de la phase minérale analysée entrent en compte dans ce processus de diffusion. La diffusion notée D dans l'équation suivante suit une loi d'Arrhénius :

$$D = D_0 e^{\frac{-E}{RT}} ; [32]$$

Dans cette équation, D_0 est le coefficient de diffusion de la phase minérale considérée à une température infinie et E est l'énergie d'activation du minéral. Ces deux paramètres sont fonction de la composition chimique de la phase minérale analysée. R et T sont respectivement la constante des gaz parfaits ($3,314472 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et la température. L'expression de cette équation implique que la diffusion D et d'autant plus importante que la température est élevée. Ainsi, au-delà d'une certaine température, la diffusion est si importante que l'argon produit au sein d'une phase minérale n'y est plus retenu. En revanche, en deçà de cette température, le processus de diffusion devient trop faible et l'argon produit est accumulé dans le minéral. L'âge calculé via l'équation (41) est alors théoriquement celui du passage sous cette température. Ce concept a été décrit par Jager *et al.* (1967), puis amélioré par Dodson (1973) qui parle alors de température de fermeture isotopique T_B , définie de la façon suivante :

$$T_B = \frac{E}{R \ln\left(\frac{A\tau D_0}{a^2}\right)} ; [33]$$

où A est un paramètre géométrique qui prend en compte la forme du grain, a la longueur du chemin moyen de diffusion du centre du grain vers la surface, et τ la constante de temps de refroidissement ($\tau = -R(T_c)^2 / (E(dT/dt))$).

Le passage à la température T_B entre un système qui perd de l'argon par diffusion à un autre qui le retient n'est en réalité pas instantané. En effet, la fermeture isotopique des minéraux se fait progressivement sur un intervalle de quelques degrés, appelé « fenêtre de fermeture » (Dunlap, 1997), dans lequel l'argon n'est que partiellement accumulé. L'âge sera lui aussi partiellement enregistré. En revanche, sous la limite basse de cette fenêtre, la diffusion devient alors négligeable et l'argon produit est intégralement retenu dans la phase minérale. Le concept de fenêtre de fermeture n'intervient néanmoins que pour des taux de refroidissement très lents ($< 0,5^\circ\text{C}/\text{Ma}$).

Ce concept de température de fermeture isotopique est crucial pour pouvoir interpréter les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en termes de refroidissement ou de cristallisation. En effet, des minéraux, dont la cristallisation est réalisée pour des températures supérieures à celles de leur fenêtre de fermeture, donneront des âges de refroidissement. Dans le cas contraire, les âges seront ceux de la cristallisation de ces minéraux (Dunlap, 1997). Par

ailleurs, il est impératif de tenir compte du contexte dans lequel cristallisent les minéraux et notamment les conditions de refroidissement. Dans le cadre d'un refroidissement rapide, l'âge sera très proche de l'âge de cristallisation du minéral. Par contre, la cristallisation dans un environnement chaud peut être suivie d'un refroidissement lent. L'âge déterminé, qui sera significativement plus jeune que celui de la formation du minéral, sera un âge de refroidissement. Un postulat communément admis suite aux travaux de Jäger et al. (1967) stipule qu'en deçà de la température de fermeture d'un minéral, la composition isotopique de ce dernier demeure la même. Or, d'autres facteurs environnementaux peuvent intervenir comme la déformation des minéraux et la circulation de fluides.

Ainsi, l'équation [33] montre que la température de fermeture d'un minéral dépend de nombreux paramètres, notamment de l'énergie d'activation E et de la taille du domaine diffusant a . Le rôle de ces deux paramètres, qui dépendent de la composition chimique et de la taille du minéral considéré, implique que les températures de fermeture du système isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ne seront pas les mêmes pour différentes phases minérales, ou pour des phases minérales ayant (partiellement) recristallisées ou ayant été déformées.

2.8.4. Températures de fermeture des minéraux analysés

Dans ce travail, des amphiboles issues de roches magmatiques et métamorphiques ont été principalement analysées. La température de fermeture isotopique du système K-Ar de la muscovite (plus généralement du mica blanc) a dans un premier temps été estimée à ca. 350°C, sur la base d'une calibration qui confronte des âges isotopiques et le grade métamorphique (Purdy et Jager, 1976). Cependant, elle reste encore débattue. Plusieurs études suggèrent, qu'en l'absence de déformation et de recristallisation sous l'influence de fluides, la température de fermeture isotopique pourrait atteindre 500°C pour la muscovite (Bosse *et al.*, 2005; Villa, 1998) et même dépasser les 550°C pour la phengite dans des conditions métamorphiques du faciès schiste bleu (Lister et Baldwin, 1996). Les récentes déterminations expérimentales des coefficients de diffusion de la muscovite réalisées par Harrison *et al.* (2009) confirment ces conclusions, bien que ces auteurs aient calculé une température de fermeture isotopique à ca. 425°C pour des muscovites ayant un petit rayon de diffusion (i.e. 100 μm , correspondant à la taille des grains dans les expériences) et pour une faible vitesse de refroidissement (i.e. 10°C/Ma). Sur la base de ces coefficients de diffusion et sur le modèle proposé par Harrison et al. (2009), Pitra *et al.* (2010) ont calculé des températures de fermeture isotopique pour des rayons de diffusion plus importants (i.e. 500 et 1000 μm) et pour une large gamme de vitesses de refroidissement (i.e. de 1 à 1000°C/Ma). Les températures de fermeture obtenues se distribuent sur des gammes

importantes de 440-560°C et 460-590°C, pour les rayons de diffusion de 500 et 1000 μm respectivement (cf. Fig. 10 de Pitra *et al.*, 2010). Si certains auteurs considèrent qu'un rayon de diffusion de 250 μm et des vitesses de refroidissement de l'ordre de 10 à 200°C/Ma sont plus applicables aux cas géologiques, la température de fermeture isotopique de la muscovite doit varier entre 450 et 500°C. C'est cet intervalle de température de fermeture que nous utilisons dans ce travail. Des études empiriques et expérimentales ont suggéré que pour une histoire thermique donnée, la température de fermeture de la biotite est légèrement inférieure à celle de la muscovite (e.g. Lister et Baldwin, 1996). Pour la biotite, cette température de fermeture serait comprise dans une gamme de 250 à 400°C (Harrison *et al.* (1985); Montigny, 1985 ; McDougall et Harrison, 1988 ; Spear, 1993). En l'absence de processus pouvant induire de la recristallisation, elle pourrait même atteindre 450°C (Villa et Puxeddu, 1994), c'est-à-dire environ 150°C de plus que celle communément acceptée. Même si elle reste moins débattue que celle de la muscovite, la température de fermeture de l'amphibole est difficile à estimer. En plus de l'effet de la vitesse de refroidissement et de la taille du domaine diffusant, la diffusion de l'argon dans l'amphibole est aussi influencée par la porosité ionique (Fortier et Giletti (1989) ;Dahl (1996)). À partir de déterminations de la composition chimique de hornblendes naturelles (i.e. Colville *et al.* (1966); Leake (1978); Robinson (1982)), Dahl (1996) a suggéré un intervalle de températures de fermeture isotopique de 480-550°C, déterminé pour un rayon de diffusion de 80 μm et une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma. Pour des vitesses de refroidissement plus importantes (e.g. ca. 200°C/Ma), cette température de fermeture pourrait atteindre 520-600°C. À partir des mesures de la perte de $^{40}\text{Ar}^*$ à la suite d'un traitement hydrothermal isothermique, Harrison (1981) estima l'énergie d'activation et le facteur de fréquence de la hornblende. Avec un rayon de diffusion de 80 μm , ces deux paramètres de diffusion prédisent que la température de fermeture isotopique de l'amphibole est comprise entre 500 et 580°C pour des vitesses de refroidissement de 10 à 500°C/Ma. Par la suite, cette gamme de températures de fermeture isotopique a été réévaluée à 550-650°C par Villa (1998), qui s'est appuyé sur les expériences de Kamber *et al.* (1995) suggérant que la hornblende peut se comporter comme un système fermé vis à vis de la diffusion de l'argon à des températures atteignant les 580°C pour des vitesses de refroidissement de l'ordre de 0,7°C/Ma (Villa *et al.*, 1996). Dans cette étude, nous considérons une température de fermeture de l'amphibole comprise entre 550 et 650°C.

2.8.5. Représentation graphique des âges mesurés

L'analyse d'un monograin est réalisée par chauffage successif à des incréments de température croissants. À chaque étape, un âge apparent peut ainsi être calculé. Il correspond alors à une température de chauffage pour laquelle le grain a libéré une certaine quantité de gaz caractérisé par des teneurs isotopiques particulières. L'analyse

complète de l'échantillon jusqu'à sa fusion permet ainsi de calculer plusieurs âges apparents, dont le nombre est égal à celui des étapes successives. Ces âges sont alors représentés dans un graphique appelé spectre d'âges (Turner *et al.*, 1966). Il confronte le pourcentage d' ^{39}Ar libéré durant les différentes étapes en fonction des âges apparents calculés pour chacune d'entre elles. Cette représentation montre l'évolution des âges apparents en fonction des incréments de température, puisque les étapes sont distribuées de gauche à droite dans l'ordre d'analyse. Si tous les âges apparents sont identiques dans leurs barres d'erreur respectives, un âge dit « âge plateau » peut être déterminé. Par convention, il est calculé quand au moins trois étapes successives représentent au moins 50% du total en ^{39}Ar libéré par le grain et qu'il n'existe pas de différence entre les âges apparents à un niveau de confiance de 95% avec l'âge moyen (Fleck *et al.*, 1977). À l'instar de Castonguay (1999), la détermination d'un âge plateau est dans cette étude plus restrictive, car il doit comporter au minimum trois étapes successives qui représentent au moins 70% du ^{39}Ar total libéré. Néanmoins, un « pseudo-age plateau » peut aussi être calculé. Il remplit les mêmes conditions mais avec un total de ^{39}Ar libéré inférieur à 70% (Castonguay, 1999). L'âge plateau correspond fréquemment soit à l'âge de fermeture du système isotopique au sein du minéral lors de son refroidissement, subséquent à sa cristallisation, ou bien à l'âge d'un événement particulier (thermique, déformation, circulation de fluides) induisant une réouverture du système avec perte partielle ou totale des isotopes radiogéniques.

Certains spectres d'âges montrent des allures parfois complexes. Ces formes particulières témoignent de perturbations du système isotopique K-Ar. Les causes de ces perturbations sont multiples, mais souvent l'âge du monograin ou l'âge de la fermeture du système isotopique dans ce monograin peut être estimé. Les perturbations de ces spectres d'âges fournissent des informations sur différents processus.

Ces perturbations peuvent être engendrées par :

- Une perte d'argon radiogénique par diffusion volumique lors d'un événement thermique (Turner, G., 1968). Ceci se traduit par des âges anormalement jeunes aux étapes de basses températures de chauffage. L'âge de l'événement responsable de cette perte d'argon radiogénique peut être estimé par excès. De la même manière, l'âge de la fermeture initiale du système isotopique du grain est estimé par défaut aux âges apparents calculés pour les hautes températures de dégazage.
- Un mélange de deux phases minérales. Les spectres d'âges présentent alors une forme convexe, dite « en bosse » (Wijbrans et McDougall, 1986) ou concave, dite « en selle » (Alexandrov *et al.*, 2002; Castonguay *et al.*, 2001; Cheilletz *et al.*, 1999; Tremblay *et al.*, 2000).

- De l'incorporation d'argon étranger (excès d'argon). Il s'illustre généralement par des spectres d'âges concaves (Lanphere et Dalrymple, 1976).

- Des déplacements, au sein du réseau cristallin, d' ^{39}Ar néoformé produit durant l'étape d'irradiation (jusqu'à $0.2\ \mu\text{m}$; McDougall et Harrison, 1999). Ces déplacements peuvent engendrer des pertes partielles aux bordures du grain, ou une redistribution de ^{39}Ar au sein du grain (système ouvert). C'est le phénomène de « recul » (Foland *et al.*, 1992; Ruffet *et al.*, 1991), qui est d'autant plus important quand les grains sont petits et fins (faible rapport volume/surface). Dans ce cas, les spectres d'âges montrent des âges apparents anormalement vieux aux étapes de basses températures de dégazage. Néanmoins, un âge pseudo-plateau peut être calculé aux étapes de température plus élevées. Ce phénomène de recul affecte aussi des grains qui présentent une altération ayant entraîné la formation d'une nouvelle phase minérale de composition chimique différente (i.e., les biotites chloritisées, Ruffet *et al.*, 1991). Une redistribution d' ^{39}Ar , sans perte (système fermé), peut se produire pendant l'irradiation d'un tel échantillon. Dans le cas de grains de biotite contenant des portions chloritisées, les spectres montreront une forme convexe, couplée avec un creux.

2.8.6. Graphique complémentaire

La représentation graphique du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du ^{39}Ar libéré, en parallèle du spectre d'âges, est utile dans l'interprétation des spectres d'âges de minéraux riches en calcium, comme peuvent l'être certaines amphiboles. Ce rapport est proportionnel au rapport Ca/K de l'échantillon. Il permet alors de mettre en évidence des mélanges de phases minérales. En effet, un grain d'amphibole sélectionné peut contenir d'autres phases minérales non observables à l'oeil nu. Il peut notamment s'agir de biotite, issue d'un processus de rétro-métamorphisme ou d'altération. Contrairement à l'amphibole, la biotite ne contient pas de calcium. Le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ sera alors bien plus important pour une amphibole que pour une biotite. Ce rapport est généralement inférieur à 10^{-2} pour les muscovites et les biotites, alors qu'il est largement supérieur à 1 pour les amphiboles. Ainsi, si l'amphibole analysée contient de la biotite, l'évolution du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du pourcentage de ^{39}Ar libéré, reflétera le dégazage successif de ces différentes phases minérales. Dans certains cas, une corrélation entre les âges apparents et le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ peut être observée. Ceci permet alors de dater la fermeture isotopique des différentes phases minérales du monograin analysé.

3. CHAPITRE III

GÉOLOGIE RÉGIONALE : LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR, LA SOUS- PROVINCE D'ABITIBI ET LE COMPLEXE D'ATTIC

3.1 La Province du Supérieur

3.1.1 Les sous-provinces : ensembles tectono-lithologiques

La Province du Supérieur est le plus vaste des cratons archéens de la Terre. Tectoniquement stable depuis la fin de l'Archéen (Percival, 2007), elle regroupe de nombreux ensembles tectono-stratigraphiques. Sur une base lithologique, métamorphique, géochronologique et géophysique, Card (1990) divise le craton du Supérieur en une quinzaine de sous-provinces (Figure 3.1) qui peuvent être regroupées en quatre grandes catégories : (1) les sous-provinces gneissiques-plutoniques (Minto et Ashuanipi) sont composées d'orthogneiss et/ou paragneiss au faciès amphibolite supérieur à granulite et fréquemment recoupés par des intrusions (enderbites, syénites à pyroxène). Dans ces terrains, les patrons structuraux régionaux dessinent généralement des dômes; (2) les sous-provinces plutoniques (Bienville, Berens et Winnipeg River) sont composées de gneiss tonalitiques contenant d'abondantes enclaves de roches volcaniques ou intrusives mafiques; (3) les sous-provinces métasédimentaires (English River, Quetico, Pontiac, Nemiscau, Opinaca) sont composées de wacke pélitique (turbidite) ainsi que d'une faible proportion de roches intrusives felsiques; et (4) les sous-provinces volcano-plutoniques (Sachigo, Uchi, Wabigoon, Wawa, Abitibi, La Grande) sont caractérisées par des séries supracrustales de roches volcaniques mafiques à felsiques, enveloppant des intrusions felsiques (tonalites, granodiorites, granites).

3.1.2 Âge des terrains de la Province du Supérieur

La majeure partie de l'histoire volcanique et intrusive du craton du Supérieur s'étend sur 100 millions d'années environ, soit entre 2750 Ma et 2640 Ma, l'orogénèse Kénoréenne à proprement parler se déroulant entre 2720 Ma et 2680 Ma (Percival, 2007; Percival *et al.*, 2012). Durant cette période, les différentes sous-provinces évoquées

dans le paragraphe précédent s'amalgament, et les épaisses séries volcaniques mafiques et les roches intrusives felsiques se mettent en place. Les roches mises en place au cours de cet épisode tectonique constituent l'essentiel des roches préservées jusqu'à aujourd'hui.

L'existence d'un « socle », antérieur à ce cycle géologique est cependant suggérée par l'occurrence de gneiss felsiques et mafiques dont les âges varient entre 2.8 Ga dans l'Opatitca, 3.0 Ga dans le terrane de North Caribou et 3.6 Ga dans le terrane de Minnesota River Valley. La présence de zircons hérités (dont les âges varient

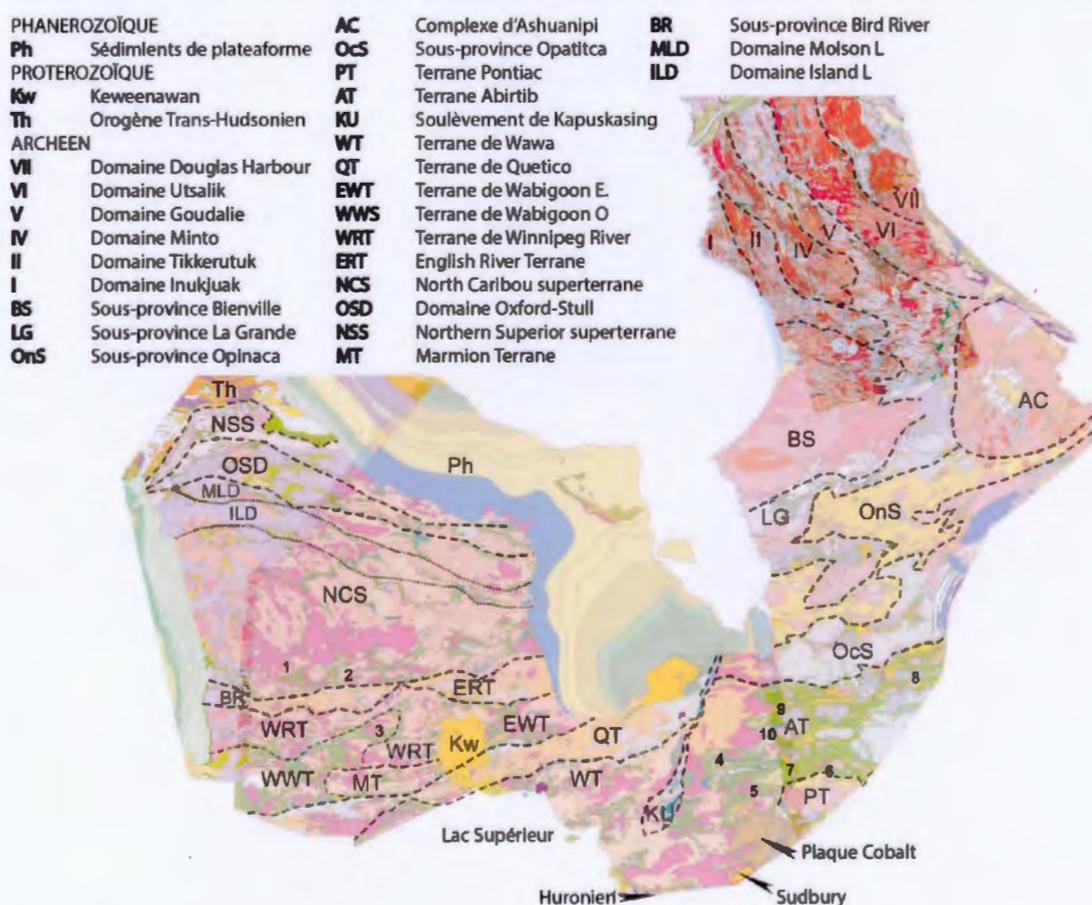


Figure 3.1 - Carte géologique du Supérieur modifiée d'après Percival, (2007).

également entre 2.8 et 3.6 Ga) dans les lithologies néoarchéennes vient renforcer l'hypothèse de l'existence d'un tel socle. La ceinture de roches vertes de Nuvvuagituk, découverte au début des années 2000 (David *et al.*, 2004; David *et al.*, 2002, 2003), dont les analyses U-Pb sur zircons ont livré des âges de 3.78 Ga, demeure l'exemple le plus marquant de ces vestiges de l'histoire précoce du Supérieur.

3.1.3 Modèles de formation de la Province du Supérieur

La juxtaposition de ces sous-provinces, allongées latéralement et séparées par des discontinuités majeures, constituent une caractéristique de premier ordre du Supérieur (Card, 1990; Card et Ciesielski, 1986). Les sous-provinces de la partie sud du Supérieur présentent généralement un allongement E-W marqué, alors que les sous-provinces de la partie nord sont caractérisées par des fabriques ONO-ESE au Manitoba et en Ontario et N-S au Québec (Percival, 2007). Deux principaux types de modèles ont été envisagés pour expliquer l'amalgamation de ces différents blocs lithotectoniques.

3.1.3.1 Les modèles inspirés de la tectonique des plaques

Les modèles les plus largement acceptés actuellement empruntent largement au paradigme de la tectonique des plaques (Calvert et Ludden, 1999; Card, 1990; Dimroth *et al.*, 1983b; Ludden *et al.*, 1986; Mueller *et al.*, 1996; Percival et Helmstaedt, 2004; Percival *et al.*, 2012). Ces modèles s'appuient sur la présence d'indices considérés caractéristiques d'un environnement de convergence de plaques, i.e. expansion au niveau d'une ride océanique, subduction de domaines océaniques, fabrication de croûte continentale au-dessus des zones de subduction, accréation de domaines continentaux. Percival (2007) résume l'évolution tectonique de ces terrains de la façon suivante; 1) présence originellement de domaines continentaux et océaniques distincts; 2) production de magmas juvéniles, dérivés du manteau, contenant des basaltes calco-alcalins et des suites de roches affiliées aux sanukitoïdes suggérant ainsi le métasomatisme du manteau dans un environnement de suprasubduction; 3) propagation d'accréation tectonique dirigée vers durant cinq évènements orogéniques dans l'intervalle 2.72 -2.68 Ga; 4) organisation en ceintures orogéniques dont la longueur dépasse 1000 km, soit des dimensions considérées comme typiquement associées aux marges de plaques actuelles; 5) magmatisme intrusif calco-alcalin aux dimensions et compositions comparables à ce que l'on retrouve dans les arc continentaux modernes; 6) existence de grandes zones de cisaillement décrochantes accommodant les mouvements latéraux; 7) présence de panneaux crustaux faiblement plongeants jusqu'au Moho (sans décalage de celui-ci), sur les profils sismiques Lithoprobe Abitibi et Supérieur-Ouest; et 8) présence locale de systèmes de nappes et chevauchements (Corfu et Ayres, 1991; Poulsen *et al.*, 1980), bien que le style structural de ces ensembles diffère largement des ceintures de plis-et-chevauchement modernes. De manière générale, ce modèle implique le développement de séries stratigraphiques autochtones (en contexte de marge continentale ou océanique) au sein de chacune des sous-provinces (Percival, 2007; Thurston, 2002).

Percival *et al.* (2012) proposent donc la séquence d'évènements suivante pour expliquer la formation du Supérieur (Figure 3.2); (1) un cycle orogénique précoce (pré-

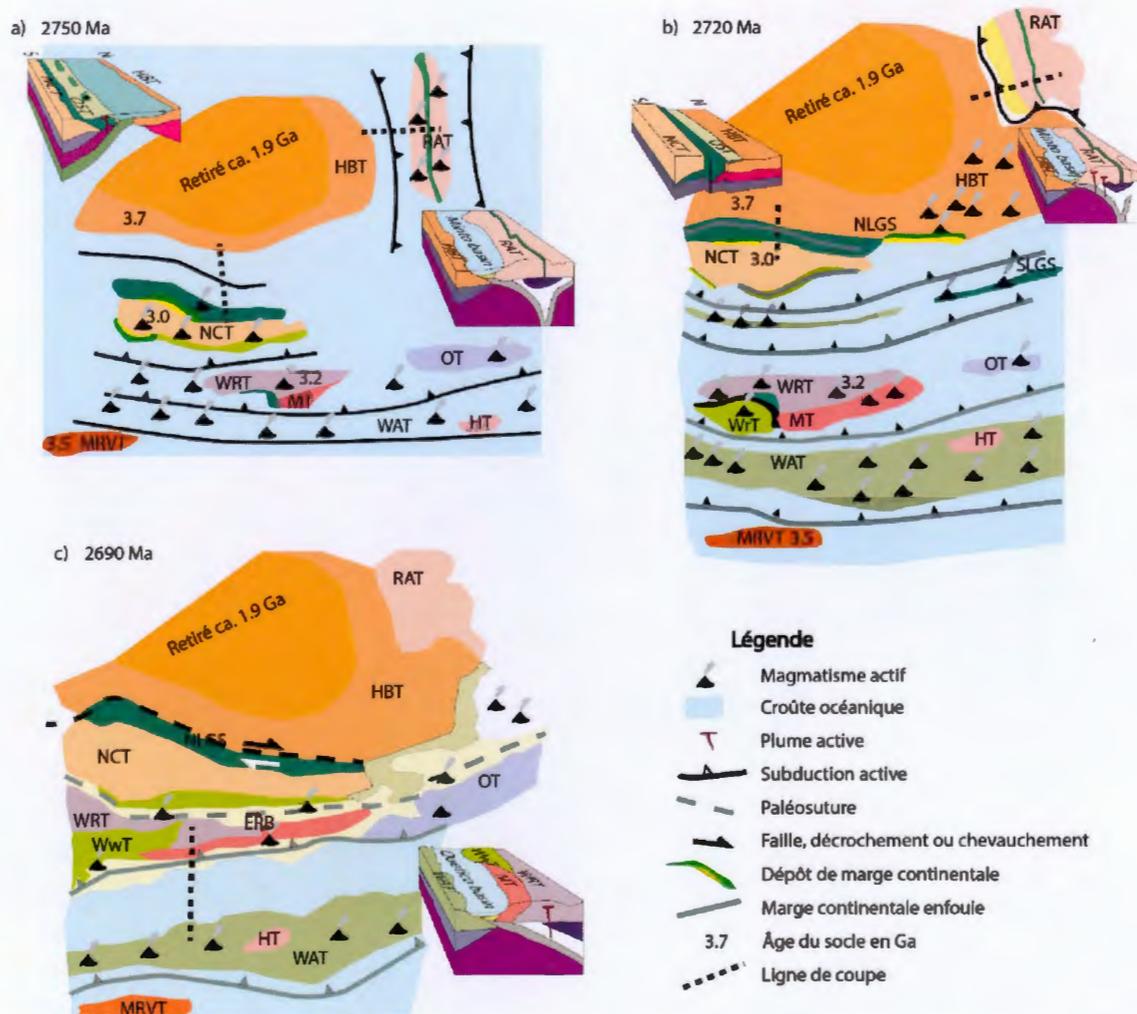


Figure 3.2 - Modèle schématique de formation du craton du Supérieur. a) A 2750 Ma, les fragments microcontinentaux sont séparés par des portions de croûte océanique dont la dimension est inconnue. b) A 2720 Ma, la collision entre le Hudson Bay Terrane et le North Caribou Terrane commence sur la bordure Nord de ce dernier. C'est la première étape de l'amalgamation du Supérieur. Le West Wabigoon Terrane entre en collision avec la bordure sud-ouest du Winnipeg River Terrane. c) La période entre 2700 et 2690 Ma marque l'amalgamation du Wawa-Abitibi Terrane avec le reste du Superior Superterrane. Cet événement s'accompagne du dépôt du flysch synorogénique de Quetico, son enfouissement et son métamorphisme dans la fosse créée entre les deux microcontinents. Le magmatisme d'arc se poursuit dans Wawa-Abitibi, et le magmatisme granitique postorogénique affecte l'ensemble des terrains qui composent le Supérieur. Figure et légende modifiées d'après Percival et al., (2012). RAT : Rivière Arnaud Terrane ; HBT : Hudson Bay Terrane ; NCT : North Caribou Terrane ; WRT : Winnipeg River Terrane ; OT : Opatoca Terrane ; ERB : English River Belt ; WwT ; Western Wabigoon Terrane ; WAT : Wawa-Abitibi Terrane ; MRVT : Minnesota River Valley Terrane ; MT : Marmion Terrane ; NLGS : Northern La Grande Subprovince ; HT : Hawk Terrane.

2.8 Ga) incluant la présence de séries volcaniques de rift et de fragments de protocroûte continentale (« le socle ») ont été identifiées mais elles ne sont pas corrélables avec les événements néoarchéens subséquents; (2) formation des roches volcaniques néoarchéennes dans des contextes océaniques et de marge continentale possédant des

signatures géochimiques d'arc, ce qui indiquerait le fonctionnement de zones de subduction avant et pendant l'accrétion des différents domaines (Figure 3.2a) ; (3) amorce d'un premier cycle orogénique au Néoarchéen, désigné orogénie du Supérieur-Nord et accrétion du Hudson Bay Terrane et du North Caribou Terrane vers ca. 2720 Ma (Figure 3.2b); une activité volcanique d'arc entre 2775 Ma et 2730 Ma dans le North Caribou Terrane suggérant une polarité de subduction dirigée vers le Sud; (4) une autre phase orogénique, l'Uchienne, aurait eu lieu entre 2720 Ma et 2700 Ma, entraînant l'amalgamation du North Caribou Terrane et du Winnipeg River Terrane, une subduction dirigée vers le Nord engendre alors du volcanisme d'arc dans le North Caribou Terrane entre 2748 Ma et 2708 Ma et la formation du bassin sédimentaire de la sous-province d'English River; (5) La phase orogénique du Supérieur Central a également lieu entre 2720 Ma et 2700 Ma et soude les terrains du Supérieur Central (West Wabigoon Terrane, Minnesota River Valley Terrane, et River Winnipeg Terrane) l'un à l'autre; (6) la phase orogénique Shebandowanienne, à ca. 2690 Ma, vient souder le terrane Abitibi-Wawa au reste des terranes déjà amalgamés au Nord (Figure 3.2c). En lien avec l'arrêt du magmatisme d'arc dans le Wabigoon Terrane, la polarité de la subduction est alors supposée être dirigée vers le Nord et la suture entre Wawa Abitibi et le reste du Supérieur est placée dans le terrane sédimentaire de Quetico (Figure 3.2c) ; (7) enfin, l'orogénèse Minnesotienne vers 2680 Ma marque la collision Minnesota River Valley Terrane avec les autres terranes au Nord. La polarité de la subduction pendant ce dernier événement tectonique est supposément vers le Nord, basé sur les profils sismiques effectués dans la région et sur les signatures isotopiques des roches de la partie sud de la sous-province Abitibi-Wawa. Dans la partie Est du Supérieur, l'accrétion de la sous-province sédimentaire de Pontiac s'intercale juste avant cette dernière phase orogénique.

3.1.3.2 Les modèles alternatifs

Le second type de modèle se classe dans la catégorie des modèles de « tectonique verticale ». Selon cette école de pensée, l'application de principes généraux de la tectonique des plaques à l'Archéen constitue une faute de raisonnement (Bédard *et al.*, 2012; Hamilton, 1998; Harris et Bédard, 2014). Ces auteurs contestent les indices évoqués par les partisans des modèles de subduction à l'Archéen pour la Province du Supérieur et listent leurs propres arguments; (1) l'architecture en dômes de plusieurs sous-provinces, représentant différents niveaux crustaux (par ex. Abitibi, Supérieur NO et Supérieur NE), diffère fondamentalement de ce qui est observé dans les terrains « modernes »; (2) la stratigraphie des séries sédimentaires archéennes ne correspond pas aux lithofaciès caractéristiques d'environnements de subduction mais plutôt à des environnements de rupture continentale ; (3) la composition des TTGs archéens, ainsi que leur genèse (notamment le modèle adakitique), fait face à un problème de volume

de magma généré et de vitesse de subduction associée; (4) la rareté ou l'absence de marqueurs tectoniques liés à la subduction (les sutures ophiolitiques, les schistes bleus, les roches de UHP, les prismes d'accrétion, les andésites, etc) soulèvent des questions importantes quant à son existence; (5) l'interprétation sur différents profils sismiques de réflecteurs déplaçant le Moho comme des zones de suture alors que des expériences de modélisation analogique de croûtes archéennes subissant un raccourcissement

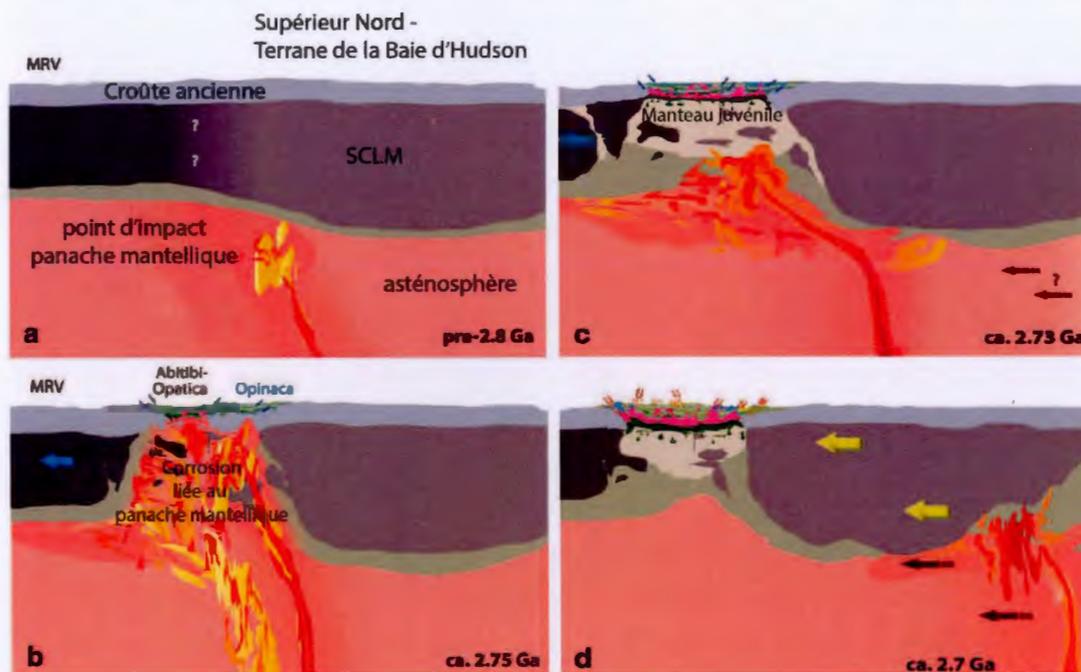


Figure 3.3 - Modèle de formation du Supérieur, d'après Harris et Bédard (2014).

horizontal homogène mettent en évidence de telles structures sans avoir recours à la subduction (Gray et Pysklywec, 2010). Par ailleurs, dans la littérature ce type de réflecteur également être associé à de grandes structures extensives (Reston, 1993). 6) Dernièrement, l'intercalation dans un temps très court (~2 millions d'années) de laves émises dans des contextes géodynamique diamétralement opposés (komatiites-point chaud; volcanisme d'arc-subduction) impose dans le cadre de la tectonique des plaques des contraintes irréalistes (interruption de la subduction - point chaud – reprise de la subduction ou fenêtre dans le slab permettant aux magmas générés par le point chaud de se mettre en place pendant la subduction).

A partir de ces considérations, des modèles tectoniques alternatifs ont été proposés pour expliquer magmatisme et styles de déformation régionale dans certaines parties du Supérieur (Bédard, 2003; Bleeker, 2002; Lin *et al.*, 2013). À l'échelle du craton, Bédard et Harris (2014) proposent un scénario alternatif pour la structuration du Supérieur (Figure 3.3); (1) rifting de la lithosphère continentale du Supérieur Nord aux

alentours de 2.78-2.75 Ga sous l'influence d'un ou plusieurs panaches mantelliques et formation du rift Abitibi-Opatica-Wawa; (2) l'activité magmatique liée au panache mantellique engendre l'érosion et l'assimilation d'une partie la lithosphère préexistante et une refertilisation du manteau sous-jacent. Les zones ainsi soumises à l'activité thermique la plus intense subissent la mise en place de larges volumes de magmas mafiques juvéniles qui caractérisent les terrains d'Abitibi, de Wawa et de Wabigoon. Cette intense activité magmatique ainsi que l'apport de chaleur issue du panache entraînent la fusion de la base des séries volcaniques mafiques et la formation de TTG syn-volcaniques vers 2.75 Ga; (3) vers 2.73 Ga, l'énergie du panache mantellique décroît; en réaction aux « vents mantelliques », le craton Supérieur Nord se déplace vers le Sud et permet la prolongation de la phase de rifting qui affecte les séries volcaniques et le manteau continental sous-lithosphérique nouvellement formés; (4) vers 2.7 Ga, sous l'effet des vents mantelliques et des dernières phases du panache mantellique, la migration vers le Sud du craton s'accroît, conduisant à l'accrétion séquentielle vers le Sud de segments crustaux et, finalement, l'indentation du craton Supérieur Nord avec l'Abitibi – Opatica. Les différentes générations de plutons post-volcaniques se mettent alors en place.

Dans ce dernier modèle, l'écoulement ductile et l'extrusion latérale de la croûte inférieure due à l'indentation sont accommodés par de larges corridors de déformation orientés E-W. L'exhumation de la croûte profonde vers des niveaux supérieurs et le refroidissement, entraînent la localisation de la déformation le long de zones de cisaillement cassant-ductile qui recoupent ces corridors de déformation EW. Le patron géométrique final est donc constitué de grand cisaillement inverses E-W, recoupés par des cisaillements conjugués NO-SE dextres et NE-SO senestres. Très peu de doublements de séries imputables à des failles chevauchantes ont été observés. Contrairement aux orogènes récents, où la déformation est fortement localisée et les déplacements substantiels accommodés par des failles de chevauchement faiblement pentées, le raccourcissement N-S du Supérieur est distribué sur un grand volume de roches et accommodé par des failles inverses à fort pendage et des failles «tardives» transpressives ou décrochantes. La formation de bassins sédimentaires de type Temiskaming est, selon ce modèle, directement accommodée par des sites de dilatation crustale et des failles décrochantes.

3.2 La sous-province d'Abitibi

La sous-province d'Abitibi est située sur la bordure sud-est de la province du Supérieur (Figure 3.4). C'est une des ceintures de roches vertes néo-archéennes les plus étendues et les mieux préservées au monde. Les lithologies qui la composent présentent une

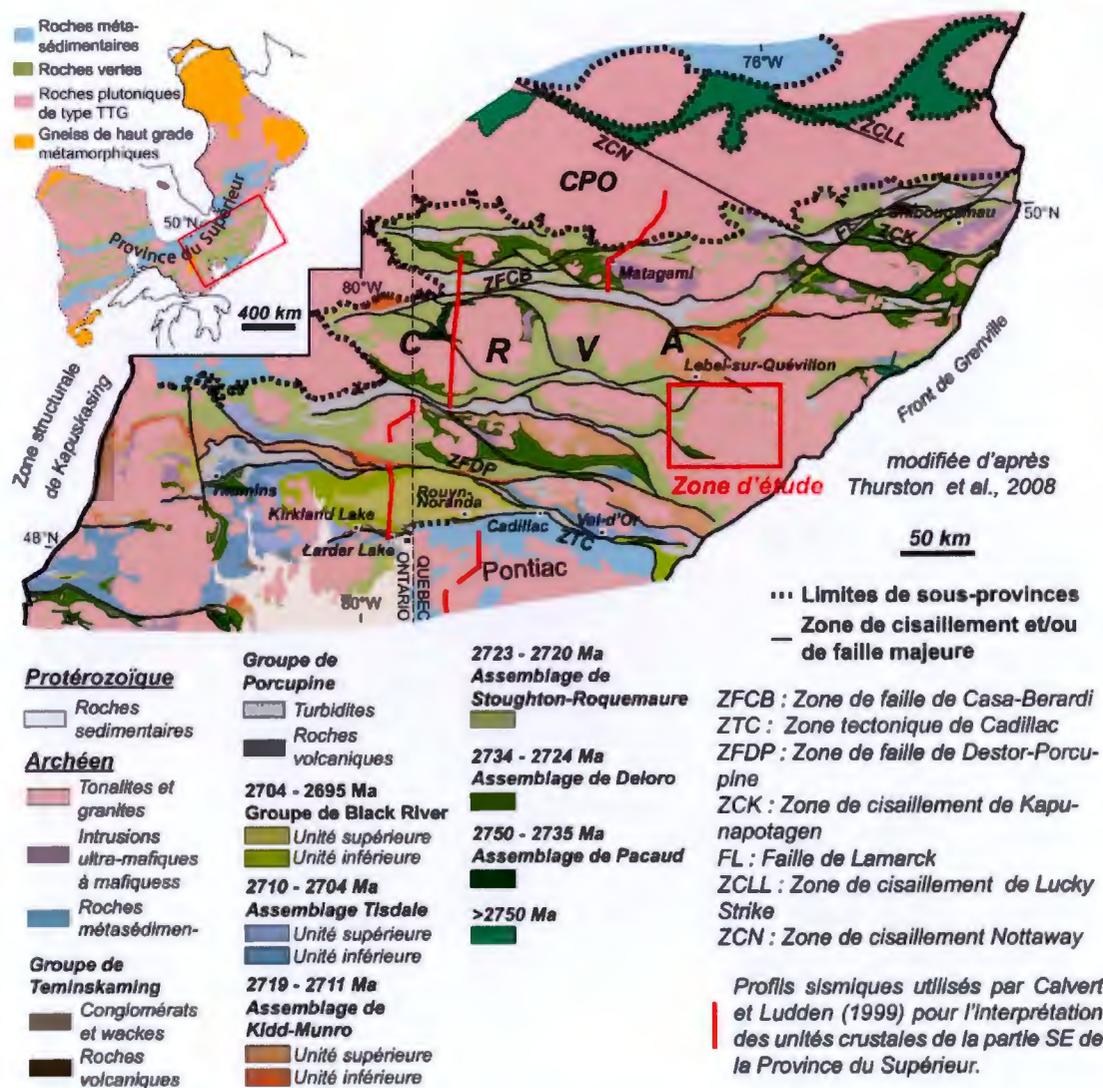


Figure 3.4 - Carte géologique de la sous-province d'Abitibi, modifiée d'après Thurston et al. (2008) dans Daoudene (2014).

structuration générale E-O en dômes et bassins. Les synformes (bassins) sont occupées par d'épaisses séries volcaniques alors que les TTGs occupent les antiformes attenants (dômes). La ceinture de roches vertes d'Abitibi (CRVA) est composée de six assemblages volcaniques correspondant à six épisodes volcaniques dont les âges s'échelonnent entre 2795 Ma et 2695 Ma. Ces assemblages volcaniques, en particulier le Groupe de Black River, font de l'Abitibi un district minier mondial avec ~775 million de tonnes de sulfures polymétalliques, contenus dans des dépôts volcanogènes et ~1100 tonnes (35 millions d'onces) d'or orogénique (Monecke *et al.*, 2017a). S'ajoutent à cela deux ensembles de roches sédimentaires, les groupes de Porcupine et

de Temiskaming. Cette sous-province est bordée au nord par la sous-province plutonique d'Opatoca, au sud par la sous-province métasédimentaire de Pontiac, à l'ouest par le soulèvement du Kapuskasing et à l'est par la Province du Grenville.

3.2.1 « Stratigraphie » de l'Abitibi

La sous-province de l'Abitibi représente un vaste domaine rocheux et plusieurs divisions, principalement entre la portion nord et la portion sud de l'Abitibi, ont été proposées au cours du temps (Chown *et al.*, 1992; Dimroth *et al.*, 1982; Goodwin et Ridler, 1970; Ludden *et al.*, 1986). Ces divisions lithotectoniques s'appuient principalement sur une analyse stratigraphique et structurale. Elles ont conduit la plupart des auteurs à adopter des modèles tectoniques reposant sur l'accrétion de terrains allochtones au cours du temps (Daigneault *et al.*, 2002). Cependant, de nombreuses données U-Pb dévoile que la zonation nord-sud présumée n'est pas soutenue par les nouveaux résultats géochronologiques (Ayer *et al.*, 2002; Beakhouse, 2011; Thurston *et al.*, 2008), ce qui a conduit plusieurs auteurs à proposer une stratigraphie s'appuyant sur des modèles stratigraphique d'unités autochtones (Ayer *et al.*, 2002; Monecke *et al.*, 2017a; Thurston *et al.*, 2008). La notation Zone Volcanique Nord (ZVN) et Zone Volcanique Sud (ZVS) a été conservée à titre indicatif mais ne correspond pas à une limite tectonique entre des terrains exotiques.

3.2.1.1 Les unités volcaniques pré-2750 Ma

Trois unités volcaniques pré-2750 Ma ont été identifiées, toutes trois sur les marges de complexes plutoniques. Les âges mentionnés dans cette partie, sauf indication contraire, ont été obtenus par datation U-Pb sur zircons. La Formation de Fecteau, au sud-ouest de Chibougamau, a livré un âge de 2791 ± 1 Ma (Bandyayera *et al.*, 2004). Elle est constituée de basaltes et d'une faible épaisseur de rhyolites surmontés par une formation de fer qui forment une lentille isolée, allongée est-ouest sur le flanc sud du pluton Hébert (Bandyayera *et al.*, 2004). Elle est en contact chevauchant avec les basaltes tholéitiques de la Formation de Chanceux datée à 2727 ± 1 Ma. La Formation des Vents est un centre volcanique felsique isolé dans la région de Chibougamau dont l'âge initialement estimé à ~ 2759 Ma (Mortensen, 1993a) a été réévalué à $2798.7 \pm 0,7$ Ma (Davis *et al.*, 2014). La présence de zircons hérités, datés à 2805 Ma, suggère la présence d'un socle à ~ 2.8 Ga dans cette partie de l'Abitibi (Thurston *et al.*, 2008). Enfin, la bordure nord de la ceinture de roches vertes de Temagami, constituée d'une succession de basaltes et de rhyolites chapeautées par une formation de fer, a livré un âge à 2766.9 ± 1.1 Ma. La présence de zircons hérités, datés à 2860 Ma, dans la formation de Kidd Munro ainsi que dans certains plutons synvolcaniques, suggère aussi l'existence d'un socle ≥ 2.8 Ga (Ketchum *et al.*, 2008).

3.2.1.2 L'épisode volcanique 2750-2735 Ma : l'assemblage Pacaud

En Abitibi-Sud, l'assemblage Pacaud constitue la plus vieille unité supracrustale. Les rhyolites de cet assemblage livrent des âges qui varient de 2747 Ma à 2737 Ma (Ayer *et al.*, 2002). Sa section la plus épaisse, exposée dans la région de Shining Tree en Ontario, contient des roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique et, en moindre proportion, des komatiites et des roches intermédiaires à felsiques d'affinité calco-alcaline (Thurston *et al.*, 2008). Cet assemblage volcanique est recoupé à sa base par les phases intrusives syn-volcaniques des batholites de Kenogamissi et Round Lake, datées entre 2747 Ma et 2740 Ma (Ketchum *et al.*, 2008; Thurston *et al.*, 2008). La relation stratigraphique et/ou structurale entre l'assemblage de Pacaud et les unités pré-2750 Ma en Abitibi-Nord demeure inconnue. L'assemblage de Pacaud est séparé de l'assemblage Deloro sus-jacent par un hiatus volcanique dont la durée varie entre 2 et 8 millions d'années selon les localités (Thurston *et al.*, 2008).

3.2.1.3 L'épisode volcanique entre 2734 Ma et 2724 Ma : l'assemblage Deloro

En Ontario, les roches de l'assemblage de Deloro affleurent sous forme de panneaux homoclinaux dans les mêmes localités que l'assemblage de Pacaud. Au Québec, cet assemblage affleure sur les marges de plutons syn-volcaniques ou syntectoniques; dans le Groupe de Mine Hunter sur les bordures du pluton de Poularies, dans le membre Poirier de la Formation de Joutel, dans le Complexe Valrennes sur les bordures du pluton de Mistouac, dans le Groupe Brouillan-Fénelon sur le flanc du pluton de Brouillan, dans la Formation de Waconichi et dans le Complexe du Lac Doré dans la région de Chibougamau, dans la formation de Chanceux proche du pluton Hébert, et dans le Groupe du Lac Watson et le Complexe de la Rivière Bell dans la région de Matagami. En Abitibi-Sud, les roches de l'assemblage de Deloro sont essentiellement composées de laves calco-alcalines et de coulées pyroclastiques alors que dans l'Abitibi-Nord, elles sont d'affinité tholéiitique. Cet assemblage est chapeauté par une interface sédimentaire qui contient une formation de fer, des brèches hydrothermales, un conglomérat de formation de fer, et des coulées de débris. L'assemblage de Deloro est recouvert par les assemblages du Tisdale, du Kidd Munro ou du Stoughton-Roquemore, via un hiatus dont la durée varie entre 5 et 13 millions d'années.

3.2.1.4 L'épisode volcanique entre 2723 Ma et 2720 Ma : l'assemblage Stoughton-Roquemore

Les roches de l'assemblage Stoughton-Roquemore affleurent largement dans toute la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Ayer, 2005; Goutier et Melançon, 2007). Cet assemblage est caractérisé par la mise en place de vastes régions de basaltes tholéiitiques, de basaltes komatiitiques, de komatiites ainsi que plusieurs centres

volcaniques felsiques. Dans la région de Matagami, l'assemblage de Stoughton-Roquemore est chapeauté par un conglomérat bréchique à fragments de cherts similaire à ce qui est décrit au sommet de l'assemblage de Deloro au sud de la région de Timmins (Goutier, 2006). Au sud de Kirkland Lake, le sommet de cet assemblage contient des formations de fer (Jackson et Fyon, 1991). Les roches du Stoughton-Roquemore sont variablement recouvertes par les roches du Blake River (Ontario) ou du Kidd-Munro (Québec), avec un hiatus d'une durée comprise entre 10 et 20 millions d'années (Thurston *et al.*, 2008).

3.2.1.5 L'épisode volcanique entre 2719 Ma et 2711 Ma : l'assemblage Kidd-Munro

L'assemblage de Kidd-Munro est divisé en deux parties (Ayer, 2005). La partie inférieure affleure principalement en Ontario (au sud du lac Abitibi, dans la partie ouest de l'Abitibi ontarienne et à l'ouest de Timmins) et intègre des unités dont l'âge est de 2719 - 2717 Ma. Ce sont essentiellement des roches volcaniques intermédiaires à felsiques d'affinité calco-alkaline. La partie supérieure du Kidd-Munro regroupe des unités dont l'âge est de 2717 - 2711 Ma (Ayer, 2005) qui s'étend à travers l'Abitibi au nord de la faille de Destor-Porcupine. Elle est essentiellement constituée de roches volcaniques tholéitiques et komatiitiques, entre lesquelles sont intercalés des niveaux centimétriques à métriques de roches métasédimentaires graphitiques (Thurston *et al.*, 2008). Les coulées komatiitiques de l'assemblage de Kidd-Munro comptent parmi les mieux préservées au monde. Dans la région de la mine de Kidd Creek, la partie supérieure du Kidd-Munro est séparée des roches métasédimentaires sus-jacentes, dont l'âge maximum de dépôt est 2700 Ma, par un hiatus d'environ 11 millions d'années. Les formations sédimentaires, décrites au sommet de l'Assemblage de Kidd-Munro sont exemptes de formations de fer.

3.2.1.6 L'épisode volcanique entre 2710 Ma et 2704 Ma : l'assemblage Tisdale

Cet épisode volcanique est constitué de l'assemblage de Tisdale (Ayer *et al.*, 2002), et des formations de Figuery (David *et al.*, 2007), Jacola (Scott *et al.*, 2002), Val d'Or (Scott *et al.*, 2002) et Urban (Bandyayera *et al.*, 2004). L'assemblage de Tisdale est divisé en une partie inférieure et une partie supérieure (Ayer, 2005). La partie inférieure contient essentiellement des coulées mafiques d'affinité tholéitique et localement komatiitiques, ainsi que des laves intermédiaires à felsiques d'affinité calco-alkalines. Ces lithologies occupent les flancs du synclinal sous-jacent à l'assemblage du Blake River et leurs âges varient entre 2710 Ma et 2706 Ma (Ayer *et al.*, 2002). Elles sont tronquées au nord par la faille de Destor-Porcupine (Thurston *et al.*, 2008). La partie supérieure de l'assemblage de Tisdale, le « Marker Horizon » daté entre 2706 Ma et 2704 Ma (Corfu et Noble, 1992), est constituée de roches intermédiaires à felsiques

d'affinité calco-alkaline. La présence d'une formation de fer au sommet de ces unités indique l'existence d'une zone d'interface sédimentaire avec un hiatus d'environ 2 millions d'années entre les roches de l'assemblage de Tisdale et celles de l'assemblage du Blake River (Thurston *et al.*, 2008).

3.2.1.7 L'épisode volcanique entre 2704 Ma et 2695 Ma : l'assemblage Blake River

L'assemblage de Blake River est divisé en une partie inférieure ayant des âges variant entre 2704 Ma et 2701 Ma et une partie supérieure dont les âges sont compris entre 2701 Ma et 2696 Ma (Ayer, 2005). La partie inférieure est composée de basaltes riches en Fe et Mg associées à des niveaux felsiques mineurs et des coulées turbiditiques (Thurston *et al.*, 2008). Au Québec, elle correspond aux formations d'Hébécourt (Goutier, 1997; Lafrance, 2003) et d'Héva et au Groupe de Villebon. La partie supérieure contient des basaltes tholéitiques avec de rares coulées rhyolitiques et pyroclastiques dont les âges varient entre 2702 Ma et 2695 Ma (Thurston *et al.*, 2008). Elle affleure principalement dans le cœur du synclinorium de Blake River, mais également sur le flanc est du batholite de Nat River dans la région de Kirkland Lake (Thurston *et al.*, 2008).

3.2.2 Le magmatisme felsique à intermédiaire en Abitibi

Le magmatisme felsique s'étend sur presque 100 millions d'années en Abitibi. La classification traditionnellement utilisée pour ces roches repose sur la relation des différentes phases intrusives avec les principales phases du développement stratigraphique et tectonométamorphique abitibien et implique trois groupes de plutons (Beakhouse, 2011; Chown *et al.*, 1992), soit pré-tectoniques (syn-volcaniques), syntectoniques et post-tectoniques.

3.2.2.1 Les intrusions pré-tectoniques syn-volcaniques

La plupart des batholites abitibiens (Kenogamissi, Round Lake, Lac Abitibi, Groundhog River, Mistouac, Marest, Bernetz, Chibougamau, Hébert) sont des complexes intrusifs multiphasés avec une histoire intrusive complexe, qui se situent structurellement sous la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Beakhouse, 2011). Ils sont généralement composés de phases tonalitiques à granodioritiques, foliées à gneissiques, qui livrent des âges compris entre 2750 Ma et 2700 Ma. Ces intrusions précoces sont fréquemment recoupées par des intrusions granodioritiques, granitiques, dioritiques ou monzodioritiques (Beakhouse, 2011). Les intrusions gneissiques précoces sont des tonalites ou granodiorites à biotite \pm hornblende. L'âge U-Pb de ces roches est généralement comparable à celui des roches volcaniques encaissantes (Corfu, 1993; Heather, 2001). D'autres petites masses intrusives syn-volcaniques,

isolées dans les roches vertes, sont généralement corrélables aux phases syn-volcaniques des complexes batholitiques (Beakhouse, 2011).

La foliation ou gneissosité dans les intrusions syn-volcaniques est généralement parallèle au contact et à la foliation des roches volcaniques adjacentes. Dans les parties centrales des intrusions, les foliations sont souvent à faible pendage, suggérant un plissement synchrone à l'ensemble roches vertes-complexes plutoniques ou à une mise en place diapirique. Les fabriques gneissiques bien développées sont souvent associées à la présence de xénolithes d'amphibolites, qui sont interprétés comme des enclaves de roches métavolcaniques ou des dykes mafiques transposés. Leur relation génétique avec les roches métavolcaniques de l'encaissant n'est pas toujours clairement établie, mais leur présence en tant qu'enclaves dans les roches intrusives les plus anciennes de l'Abitibi suggère l'existence d'épisodes volcaniques précoces dans l'histoire de l'Abitibi (~2850-2750 Ma) (Thurston *et al.*, 2008).

Chown *et al.*, (2002) ont estimé la profondeur de cristallisation de certains groupes de roches intrusives felsiques en utilisant le baromètre Al dans la hornblende (Hammarstrom et Zen (1986)). Ainsi, les plutons syn-volcaniques pré-tectoniques sont les roches qui ont livré les pressions les plus élevées. Les batholithes de Kenogamissi et Round Lake en Ontario ont livré des pressions de 5-7 kbar, soit des profondeurs estimées à 14-20 km (Beakhouse, 2011). Ces valeurs sont nettement en contraste avec les pressions calculées pour le métamorphisme régional dans les roches volcaniques encaissantes qui culminent autour de 3 kbar (Powell *et al.*, 1995a). Ces données concordent toutefois avec l'observation de sens de mouvement au niveau du contact indiquant une remontée du batholite par rapport aux roches vertes encaissantes (Beakhouse, 2011). Dans la partie québécoise de l'Abitibi, les phases syn-volcaniques livrent des pressions moyennes moins élevées qu'en Ontario, soit entre 2.5 et 3.34 kbar pour l'intrusion de Mistaouac, 1 kbar pour l'intrusion de Flavrian, et 1-2 kbar pour l'intrusion de Poularies (Chown *et al.*, 2002).

3.2.2.2 Les intrusions syntectoniques

Les plutons syntectoniques sont des intrusions de taille variable (1-2 km de diamètre pour les petites intrusions, à 50 km pour les intrusions les plus importantes) dont les compositions varient entre granodiorite et monzodiorite (Beakhouse, 2011). La minéralogie typique est à biotite ± hornblende avec de rares occurrences de clinopyroxène. Massives à légèrement foliées, ces intrusions sont généralement assez homogènes en termes de composition et de texture (Beakhouse, 2011; Chown *et al.*, 1992). Ces plutons se mettent en place dans une gamme d'âges variant de 2700 à 2690 Ma (Chown *et al.*, 1992; Chown *et al.*, 2002), à proximité ou directement dans des zones de cisaillement dextres orientées E-O ou SE-NO. Plusieurs plutons de cette

catégorie recoupe les fabriques structurales du pic métamorphique abitibien (Beakhouse, 2011), suggérant une mise en place tardive.

Dans la partie ontarienne de l'Abitibi, les profondeurs de mise en place estimées par la méthode de Hammarstrom et Zen (1986) sur les intrusions syntectoniques varient selon que celles-ci se mettent en place au sein d'un batholithe syn-volcanique ou directement dans les roches vertes encaissantes. Dans les batholites syn-volcaniques, les pressions mesurées sont comprises entre 3.5 et 4.2 kbar alors que, pour le second type, elles sont comprises entre 2.6 et 3.7 kbar. Dans la partie québécoise de l'Abitibi, les relations entre profondeur de cristallisation et âge de mise en place de ce type d'intrusions sont moins claires qu'en Ontario; certaines intrusions syntectoniques livrent des pressions de cristallisation similaires ou plus élevées que les phases syn-volcaniques, par exemple, les plutons de Poularies et de Father (Chown *et al.*, 2002).

3.2.2.3 Les intrusions tardi- à post-tectoniques

Les plutons appartenant à cette catégorie d'intrusions livrent des âges compris entre 2690 Ma et 2660 Ma et couvrent une large gamme de composition; tonalite, granodiorite, granite, monzodiorite à quartz, syénite. Leur mise en place se fait durant la formation des deux principaux assemblages sédimentaires, soit ceux de Porcupine et de Timiskaming (Monecke *et al.*, 2017) généralement à proximité de failles tardives. Certaines intrusions ont subi une altération hydrothermale conséquente et sont associées à des gisements. Les syénites sont d'affinité mantellique avec une composante crustale attribuée à de la contamination. Dans l'extrême nord-ouest de la ceinture, certaines syénites sont associées à des dykes de carbonatites. Les intrusions post-tectoniques les plus tardives sont attribuées à une phase extensionnelle N-S (Daigneault *et al.*, 2002) associée à l'exhumation de l'Abitibi (Mueller *et al.*, 1996).

3.2.3 La déformation régionale

La CRVA est caractérisée par un grain structural E-O souligné par des plis régionaux E-O associé à une schistosité de plan axial (Daigneault *et al.*, 2002). A l'échelle de la CRVA, la déformation est hétérogène; des zones de déformation intense relativement localisées alternent avec des zones où la déformation est plus diffuse, moins pénétrative (Chown *et al.*, 1992). D'une manière générale, la déformation est la plus intense sur les bordures de la CRVA, dans les auréoles autour des intrusions ainsi qu'à proximité des accidents tectoniques régionaux et locaux. Le passage des zones très déformées aux zones peu déformées peut être abrupt ou graduel. Dans le détail, les trajectoires de la foliation régionale sont systématiquement perturbées aux abords des différentes suites de roches intrusives et la foliation se moule généralement sur les contours de celles-là ou sur le tracé de failles obliques recoupant le grain structural régionale E-O

(Daigneault *et al.*, 2002). Le pendage de la foliation régionale est généralement abrupt, entre 60 et 90° pour la majorité de la CRVA. Cependant, les domaines structuraux caractérisés par un degré métamorphique plus élevé montrent des pendages aux alentours de 45°. Chown *et al.* (1992) distinguent six phases structurales distinctes en Abitibi, soulignant que ces phases se sont développées dans un continuum de déformation.

3.2.3.1 D₁ : les plis régionaux précoces

Ces structures, qui ne sont que localement préservées (Daigneault *et al.*, 1990; Dimroth *et al.*, 1986; Lauzière, 1989), sont caractérisées de grands plis ouverts, orientés N-S, dépourvus de schistosité de plan axial. Ils sont soulignés par des inversions de polarité sédimentaire des unités le long de la structure (Poulsen *et al.*, 1980) et par un recoupement systématique des flancs par la schistosité régionale. Cette phase de déformation est interprétée comme un épisode de déformation hétérogène lors de l'amorce de D₂ (raccourcissement N-S abitibien) ou comme marquant les mouvements relatifs entre roches vertes subsidentes et dômes felsiques ascendants (Dimroth *et al.*, 1986).

3.2.3.2 D₂ : les plis régionaux

Cette phase de déformation domine le patron structural de l'Abitibi. Elle marque le grain structural E-O, souligné par l'alternance de grands synclinaux occupés par les roches volcaniques et anticlinaux constitués de dômes de roches intrusives felsiques sur environ 300 km. La plupart des synclinaux régionaux sont bien définis, quoique certains sont simplement composés de panneaux homoclinaux de polarité opposée, séparés par une faille (Daigneault *et al.*, 1990). Les séquences sédimentaires sont aussi fréquemment séparées des unités volcaniques par des failles. Les plis D₂ sont généralement isoclinaux et fortement plongeants. La schistosité régionale est une fabrique planaire orientée E-O, subverticale, et qui tient lieu de surface axiale aux plis mésoscopiques.

3.2.3.3 D₃ : les corridors de déformation E-O

L'évènement D₃ est caractérisé par la formation de corridors de déformation ductile E-O dont la largeur varie entre 1 et 4 km et la longueur peut atteindre 300 km. Ces corridors de déformation sont caractérisés par une foliation mylonitique subverticale porteuse de linéations minérales et d'étirement fortement plongeantes (*down-dip*). Certaines de ces zones de déformation peuvent être interprétées comme résultant de la concentration de la déformation en lien avec des contrastes de compétence rhéologique, mais la plupart recourent la schistosité régionale ainsi que les plis P₂ (Daigneault *et*

al., 1990). Les déplacements mis en évidence sur ces structures sont des chevauchements dirigés vers le sud ou le nord (Daigneault, 1990; Daigneault *et al.*, 1990), bien que certains corridors aient enregistré des incréments tardifs de décrochement dextre (Daigneault, 1990).

Ainsi, deux grandes zones de faille divisent la CRVA (Figure 3.4), soit la Zone de faille de Cadillac-Larder Lake (ZFCLL), qui sépare l'Abitibi de la sous-province de Pontiac au sud (Card, 1990), et la Zone de faille de Destor-Porcupine (ZFDP) qui délimite la NVZ et la SVZ sur environ 300 km entre Timmins et le front de Grenville. Ces deux zones de faille majeures sont reliées par la faille Parfouru, orientée NO-SE. La ZFCLL, historiquement reconnue par Norman (1946), a joué un rôle structural majeur (Card, 1990; Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986) et accueille de nombreuses minéralisations d'or orogénique (Hodgson et Hamilton, 1989; Robert, 1989). Plusieurs types d'incrément de déformation ont été identifiés sur cette faille (Daigneault *et al.*, 2002), donnant lieu à des interprétations de jeu en chevauchement (Dimroth *et al.*, 1983a; Hodgson et Hamilton, 1989), en transpression senestre (Cruden, 1991; Hubert *et al.*, 1984; Ludden *et al.*, 1986) ou dextre (Robert, 1989; Robin et Cruden, 1994). D'une manière similaire, plusieurs types de structures asymétriques ont été identifiées le long de la ZFDP (Daigneault *et al.*, 2002), par exemple, un jeu chevauchant dans le secteur Manneville (Mueller *et al.*, 1996), en transpression dextre dans le secteur de Duparquet (Dimroth *et al.*, 1983a; Mueller *et al.*, 1996), en décrochement sénestre (Hubert *et al.*, 1984) ou en chevauchements imbriqués (Jackson *et al.*, 1990) sur l'ensemble de la faille.

3.2.3.4 D₄ : les plis mineurs à plan axial NE-SO

Cet évènement, visible que localement dans des zones où la déformation a déjà engendré une fabrique planaire pénétrative, est représenté par des plis asymétriques dextres (en Z) dont la surface axiale est généralement orientée NE-SO. Cette dernière est généralement matérialisée par un clivage de crénulation (Dimroth *et al.*, 1986).

3.2.3.5 D₅ : les failles NO-SE

Les structures attribuées à l'évènement D₅ sont des failles qui recoupent la schistosité régionale avec un angle de 15°-30° (orientées NO-SE), et dont la longueur ne dépasse pas 100 km (Chown *et al.*, 1992). Larges d'environ 1 à 5 km, elles sont soulignées par une fabrique mylonitique subverticale associée à une linéation d'étirement subhorizontale. Les indicateurs de sens de cisaillement révèlent majoritairement des mouvements dextres, avec des décalages d'environ 5 km visibles sur les levés magnétiques. Les structures D₅ sont parfois entraînées dans les structures D₃, ce qui suggère une activité synchrone des deux systèmes (Daigneault et Proulx, 1991).

Cependant, les zones de déformation D_5 de Macamic et de Cameron recourent clairement les structures des événements D_2 et D_3 .

3.2.3.6 D_6 : les failles NE-SO

Les structures D_6 sont des failles dont l'extension latérale peut dépasser 150 km pour une épaisseur qui ne dépasse pas 1 km. Les levés magnétiques révèlent des décalages senestres de quelques kilomètres. Les zones de déformations de Lamarck et de Gwillim appartiennent à D_6 .

3.2.4 Le métamorphisme en Abitibi

Jolly (1978) fut le premier à proposer une étude du métamorphisme à l'échelle de la CRVA. Par la suite, les études se sont plutôt focalisées sur la portion sud de la ceinture, entre les failles de Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine. Faure (2015) a récemment proposé une mise à jour de la carte métamorphique de Jolly, augmentée d'une étude sur le lien entre le métamorphisme et les minéralisations aurifères (Figure 3.5). Dimroth *et al.* (1974) identifient trois types de métamorphisme, soit (1) un métamorphisme précoce de faible pression-haute température autour des intrusions synvolcaniques, (2) un métamorphisme régional syn-cinématique lié à l'orogénèse Kénoréenne pendant lequel les minéraux métamorphiques cristallisent dans les plans de schistosité; et (3) un métamorphisme thermique tardi à post-tectonique, associé aux dernières phases intrusives et dont les minéraux néoformés recourent la schistosité régionale. Les conditions du métamorphisme régional varient généralement entre le faciès prehnite-pumpellyite (sous-schiste vert) et le faciès amphibolite inférieur (Benn *et al.*, 1994; Dimroth *et al.*, 1983b; Jolly, 1978; Powell *et al.*, 1995a; Thompson, 2005) avec une nette prédominance du faciès schiste vert. Localement, en bordure de la CRVA, certaines portions de croûte ont atteint les faciès de l'amphibolite et des granulites, avec des évidences locales de migmatisation (Birkett *et al.*, 1992; Faure, 2015).

3.2.4.1 Le métamorphisme régional

Le patron métamorphique de l'Abitibi est typique de terrains archéens en dômes et bassins (Figure 3.5). La zonalité métamorphique régionale résulte de l'exposition de dômes métamorphiques de haut grade majoritairement occupés par des roches intrusives felsiques et de bassins de faible grade contenant principalement des formations volcaniques mafiques (Faure, 2015). L'étude des assemblages métamorphiques révèle que la majorité des metabasites de la CRVA sont affectées par un métamorphisme au faciès schiste vert (Jolly, 1978). Le faciès sous-schiste vert est essentiellement limité aux roches du Groupe de Blake River. Ainsi, Powell *et al.*

(1995a) montrent que les conditions du métamorphisme, entre Kirkland Lake et Rouyn Noranda, sont respectivement comprises entre ~ 2 kbar - $\sim 250^\circ\text{C}$ et ~ 3 kbar - $\sim 450^\circ\text{C}$, soit un métamorphisme de basse pression-basse température. Par ailleurs, les roches volcaniques de cette région appartiennent à l'Assemblage de Blake River et sont les plus jeunes de la CRVA (McNicoll *et al.*, 2014).

Les roches métamorphiques de grade schiste vert supérieur-amphibolite forment quatre dômes métamorphiques aux quatre coins cardinaux de la CRVA (Faure, 2015). Ce sont le Complexe d'Attic à l'est, le batholite de Preissac-Lacorne au sud, le dôme d'Abitibi-

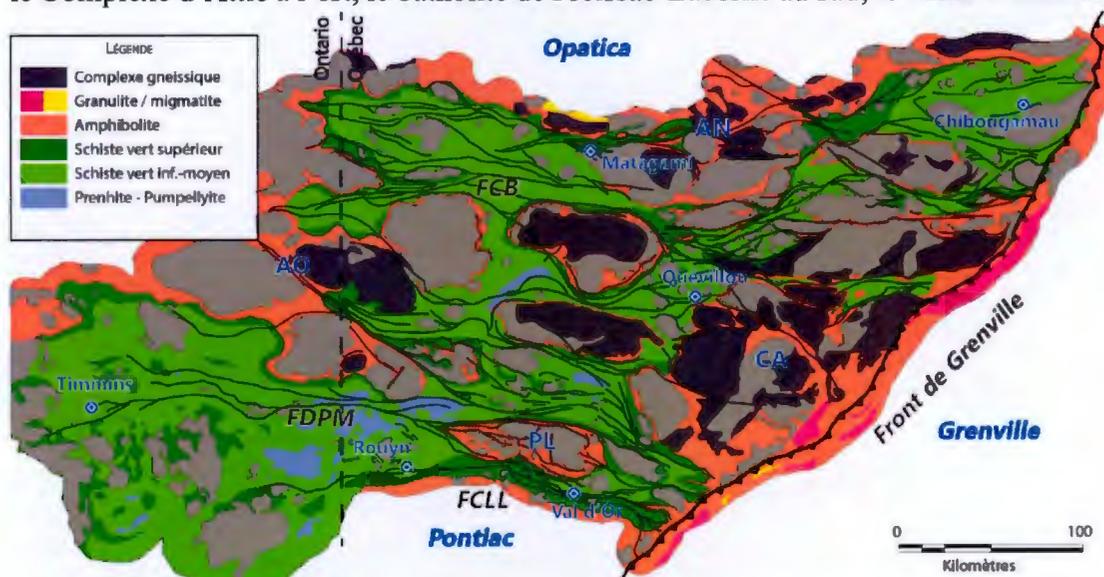


Figure 3.5 - Carte métamorphique de la sous-province d'Abitibi, modifiée d'après Faure (2015). AN : dôme Abitibi Nord ; AO : dôme Abitibi Ouest ; PL : dôme Preissac-Lacorne ; CA : Complexe d'Attic ou dôme Abitibi Est.

Ouest et le dôme d'Abitibi-Nord. Ces dômes métamorphiques sont interprétés comme représentant des parties profondes de la croûte abitibienne (Chown *et al.*, 2002). Le métamorphisme exposé autour de ces intrusions syn à tardi-volcaniques est exposé à la faveur de grands anticlinaux qui traversent l'Abitibi d'est en ouest (Daigneault *et al.*, 2004; Faure, 2015). Les auréoles métamorphiques associées sont recoupées par la schistosité régionale et sont rétrogradées au schiste vert (Chown *et al.*, 2002).

Le Complexe d'Attic (Figure 3.5), qui est l'objet de cette étude, est constitué de batholithes de roches orthogneissiques, d'amphibolites et de paragneiss. Le grade métamorphique élevé ainsi que l'abondance de zircons hérités anciens le rend similaire à la sous-province de l'Opatica. Ce domaine pourrait constituer une fenêtre structurale exposant un « socle » abitibien.

Le dôme d'Abitibi-Ouest (Figure 3.5) comprend les plutons du Lac Abitibi, de Colombour et de Poularies, ainsi qu'une série d'intrusions tonalitiques à granodioritiques. La plupart de ces intrusions sont d'origine syn-tectonique à 2696-2690 Ma (Davis *et al.*, 2000; Feng *et al.*, 1993; Mortensen, 1993b). Les intrusions les plus à l'ouest sont amalgamés à la sous-province d'Opatca (Faure, 2015). La remontée des isogrades métamorphiques associés est interprétée comme une zone de transfert en transtension entre deux couloirs de déformation NO-SE dextres et une faille inverse subsidiaire à la faille Destor-Porcupine (Faure, 2015; Lacroix *et al.*, 1998). Les intrusions se seraient mises en place dans les conditions P-T du faciès amphibolite. Sur les profils sismiques Lithoprobe, une série de duplex ont été interprétés à partir des réflecteurs pour expliquer la remontée de ces parties profondes de la croûte abitibienne (Faure, 2015).

Le dôme de Preissac Lacorne (Figure 3.5) est caractérisé par la présence de schistes à staurotide - biotite (Feng et Kerrich, 1990) caractéristiques du faciès amphibolite. Les dimensions de l'auréole métamorphique, qui s'étend sur quelques kilomètres autour du pluton, dépassent les dimensions envisageables pour du métamorphisme de contact. Les failles qui bordent le dôme au nord et au sud enregistrent un jeu précoce en chevauchement suivi d'un jeu normal, expliquant la remontée de matériel profond (Daigneault *et al.*, 2002; Feng et Kerrich, 1990). Cette exhumation tardi-orogénique aurait été accompagnée de la mise en place de granite d'anatexie de type S à biotite, muscovite et grenat. (Bourne et Danis, 1987; Ducharme *et al.*, 1997).

Le dôme Abitibi-Nord (Figure 3.5), situé au contact de la sous-province d'Opatca présente des roches au faciès amphibolite (Daoudene *et al.*, 2014; Faure, 2015). Les roches intrusives contiguës de l'Opatca présentent des fabriques acquises au faciès amphibolite (Daoudene *et al.*, 2014), ainsi que des occurrences de migmatites et de roches au faciès granulite (Goutier *et al.*, 2003; Sawyer et Benn, 1993) L'existence de ce dôme est expliquée par la mise en place de plutons syntectoniques et synvolcaniques au cœur de grandes structures anticlinales bordées par des couloirs de déformation est-ouest. Ces dernières auraient permis l'exhumation de lambeaux de roches volcaniques au faciès amphibolite (Goutier, 2005; Goutier *et al.*, 2003).

La variation du grade métamorphique est représentée sur le profil sismique Lithoprobe composite Opatca-Abitibi Ouest-Pontiac (Figure 3.6) sur lequel sont reportés les faciès métamorphiques compilés (Faure, 2015). Les isogrades accusent un léger plissement, soulignant le fait que la déformation régionale s'est probablement poursuivie après la fin du métamorphisme (Faure, 2015). Powell *et al.* (1995) soulignent qu'il n'y a pas de métamorphisme régional rétrograde dans la portion sud de l'Abitibi.

3.2.4.2 Métamorphisme et corridors de déformation

Dans les corridors de déformation, le grade métamorphique est généralement du faciès schiste vert (Faure, 2015). Les domaines de roches au faciès schiste vert supérieur-amphibolite, bordés ou recoupés, par des couloirs de déformation, sont généralement rétrogradés au faciès schiste vert (Powell *et al.*, 1995b). Cependant, la plupart des grands corridors de déformation conservent, malgré ce rétro-métamorphisme, des lambeaux d'unités au faciès schiste vert supérieur ou amphibolite, comme c'est le cas pour les corridors de Cadillac-Larder Lake, Macamic, Chicobi, Casa Berardi et Manneville (Faure, 2015). Plus rarement, certaines zones de déformation recoupent les isogrades métamorphiques, le cas se présente à la mine Detour Gold où l'isograde du schiste vert supérieur-amphibolite est découpé par la faille Sunday Lake orientée est-ouest (Faure, 2015).

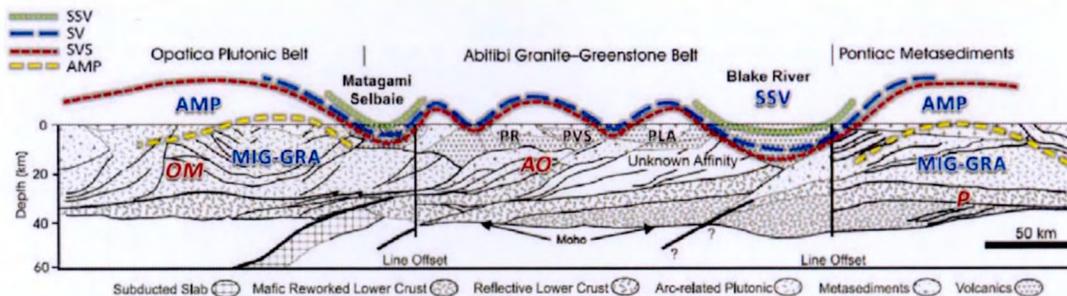


Figure 3.6 - Profil sismique composite à travers les sous-provinces Opatoca-Abitibi-Pontiac où sont reportés les isogrades métamorphiques, d'après Faure (2015). SSV : Schiste Vert Inférieur, SV : Schiste Vert, SVS : Schiste Vert Supérieur, AMP : Amphibolite, MIGM-GRA : migmatite-granulite.

L'existence de contrastes métamorphiques de part et d'autre des corridors de déformation souligne, selon Faure (2015), l'existence de mouvements verticaux importants. La juxtaposition de domaines au faciès schiste vert et amphibolite est interprétée comme le résultat d'un soulèvement au cours d'un épisode de compression régionale, ou d'un affaissement de la croûte lors d'une période d'exhumation (Daigneault *et al.*, 2002; Feng et Kerrich, 1990). Un tel décalage a été observé sur la faille Norbénite, qui délimite un domaine SVS au sud d'un domaine SV au nord. D'une façon similaire, les failles de Macamic et de Manneville juxtaposent des domaines au faciès AMP au sud et des faciès SV au nord (Faure, 2015). Cependant, malgré ces décalages apparents les critères cinématiques observés sur ces failles enregistrent différents sens de mouvement et soulignent la complexité structurale de la déformation qui affecte l'Abitibi.

3.2.5 Modèles tectoniques et relations Opatica – Abitibi – Pontiac

Les modèles tectoniques proposés pour expliquer la formation et l'amalgamation des sous-provinces d'Opatica-Abitibi-Pontiac s'insèrent logiquement dans les modèles proposés pour expliquer la formation du craton du Supérieur (Figure 3.2).

3.2.5.1 La ceinture plutonique d'Opatica

La ceinture plutonique d'Opatica est composée d'un ensemble complexe d'intrusions et de dykes tonalitiques, dioritiques et granitiques variablement déformés, recoupant un socle cristallin essentiellement constitué de gneiss tonalitiques (Benn et Moyen, 2008; Davis *et al.*, 1995). La ceinture de roches vertes de Frotet-Evans est incluse dans l'Opatica et en constitue la seule unité de roches volcaniques consécutive.

Les gneiss tonalitiques composant le socle de l'Opatica ont livré des âges de 2825 ± 3 Ma, et 2807 ± 13 Ma, 2773 ± 23 et $2762 \pm 42/-15$ (Davis *et al.*, 1995), significativement plus vieux que les âges de cristallisation mesurés dans les roches plutoniques de l'Abitibi, mais correspondent néanmoins aux âges des populations de zircons hérités que l'on y retrouve. Les roches volcaniques de la Ceinture de Frotet-Evans livrent des âges compris entre 2793 Ma et 2755 Ma (Boily et Dion, 2002), plus vieux en moyenne que les roches vertes de l'Abitibi. Par ailleurs, le faciès métamorphique dominant des roches exposées dans l'Opatica varie de l'amphibolites à l'amphibolite supérieure, avec des évidences de migmatitisation (Benn *et al.*, 1992 ; Sawyer, 1998). L'Opatica est séparée de la ceinture de roches vertes d'Abitibi par un corridor de déformation ne présentant toutefois pas de décalage métamorphique important (Daoudene *et al.*, 2014), juxtaposant simplement les roches au SVS et AMP du nord de l'Abitibi et les roches au faciès amphibolite de l'Opatica.

3.2.5.2 La sous-province de Pontiac

Au sud de la sous-province de l'Abitibi, la sous-province de Pontiac est essentiellement constituée de méta-pélites et méta-psammites du Groupe de Pontiac. Les roches métavolcaniques sont rares et concentrées dans la partie sud-ouest de la sous-province, où elles constituent la Ceinture de Belleterre. Le grade métamorphique dans les roches du Pontiac varie de SV sur les bordures à AMP dans les parties centrales, où des roches méta-sédimentaires contenant des assemblages à disthène sont recoupés par des granites anatectiques (Benn *et al.*, 1994; Benn et Moyen, 2008).

Les roches méta-sédimentaires du Pontiac ont livré des âges U-Pb sur zircons détritiques compris entre 3042 Ma et 2695 Ma (Davis, 2002; Feng et Kerrich, 1991; Mortensen et Card, 1993). Les roches méta-volcaniques de la Ceinture de Belleterre

livrent, quant à elles, des âges compris entre 2690 Ma et 2682 Ma (Mortensen et Card, 1993). Les roches intrusives qui recoupent les roches sédimentaires et volcaniques du Pontiac livrent des âges qui s'échelonnent entre 2695 Ma pour un échantillon d'orthogneiss tonalitique et ca. 2640 Ma pour les granites et pegmatites à muscovite et biotite (Feng et Kerrich, 1991; Mortensen et Card, 1993). Plusieurs syénites à quartz et intrusions porphyriques ont livré des âges compris entre 2685 Ma et 2672 Ma (Davis, 2002; Mortensen et Card, 1993). Les compositions isotopiques du plomb, mesurées sur des feldspaths potassiques d'intrusions granitiques tardives, suggèrent une source crustale avec une composante dont l'âge dépasse 3 Ga (Gariépy *et al.*, 1984).

Le métamorphisme régional dans le Pontiac est interprété comme le résultat du sous-charriage de ce dernier sous la ceinture de roches vertes d'Abitibi (Benn, 2006; Benn *et al.*, 1994). La contribution isotopique d'une composante ancienne dans les signatures en plomb des feldspaths suggère l'existence d'un socle ancien (> 3.0 Ga) sous le Pontiac (Carignan *et al.*, 1993). Ce socle aurait été mis en place tectoniquement pendant l'orogénie Kénoréenne à l'origine de la déformation compressive dans le bloc Pontiac-Abitibi-Opatoca (Benn, 2006; Benn et Moyen, 2008).

Le Pontiac est séparé de l'Abitibi par le corridor de déformation de Cadillac-Larder Lake, interprété sur les profils sismiques Lithoprobe comme une paléo-zone de subduction à vergence nord (Benn, 2006; Benn et Moyen, 2008).

3.2.5.3 Les modèles tectoniques

Deux principaux types de modèles existent dans la littérature pour expliquer les relations Pontiac-Abitibi-Opatoca.

Le premier type de modèle envisage la formation de l'ensemble Pontiac-Abitibi Sud (ZVS)-Abitibi Nord (ZVN)-Opatoca par l'amalgamation d'arcs volcaniques (Chown *et al.*, 1992; Daigneault *et al.*, 2004; Mueller *et al.*, 1996) ou de microplaques tectoniques (Jackson *et al.*, 1994), séparés par une ou plusieurs zones de subduction. Ces modèles s'appuient, pour les plus récents, sur l'interprétation des profils sismiques Lithoprobe sur lesquels la présence d'un réflecteur recoupant le Moho au niveau de la limite Abitibi-Opatoca est interprétée comme le vestige d'un système en subduction à vergence nord (Calvert et Ludden, 1999; Calvert *et al.*, 1995) ainsi que sur des données géochimiques et géochronologiques U-Pb sur zircon. Dans ce système de terrains accrétés, l'Opatoca représenterait la plaque supérieure affectée par du magmatisme d'arc (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1993) (plus précisément la racine de l'arc volcanique). L'Abitibi est séparée en deux portions, la ZVN et ZVS, par la faille Destor Porcupine-Manneville, elle aussi interprétée comme une paléo-zone de subduction (Daigneault *et al.*, 2002). Le contact entre l'Abitibi et le Pontiac, placé au niveau de la

zone de faille de Cadillac-Larder Lake, est également interprété comme une paléo-zone de subduction à vergence Sud (Benn, 2006; Benn et Moyen, 2008). L'âge de la collision entre ces trois plaques est estimé ca. 2700 Ma.

Le deuxième type de modèle réévalue les divisions litho-tectoniques entre la ZVN et la ZVS, ainsi qu'entre l'Abitibi et l'Opatoca à la lumière de nouvelles données géologiques (Bédard *et al.*, 2012; Benn et Moyen, 2008; Daoudene *et al.*, 2014; Thurston *et al.*, 2008). Faute de chevauchements majeurs, de nappes allochtones clairement identifiés et de décalage des âges des lithologies entre ZVN et la ZVS, Thurston *et al.* (2008) ont proposé une stratigraphie unifiée, supprimant la suture au niveau de la faille Destor-Porcupine. De façon similaire, Benn et Moyen (2008) ainsi que Bédard *et al.* (2012), s'appuyant sur une réinterprétation des profils sismiques ainsi que sur les données géochimiques, proposent un modèle où les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatoca sont deux segments d'un même plateau océanique exposant des niveaux structuraux différents. Ces interprétations sont appuyées par les travaux de Daoudene *et al.* (2014) sur la zone de contact Abitibi-Opatoca.

4. CHAPITRE IV

CONTEXTE GÉOLOGIQUE : LE COMPLEXE D'ATTIC ET LA RÉGION DE LEBEL-SUR-QUÉVILLON

4.1 Travaux antérieurs

La région directement au nord de Lebel-sur-Quévillon a fait l'objet de deux projets de cartographie géologique régionale (Simard, 1997; Labbé et Dion, 1997). Il y eut l'acquisition de données géologiques plus locales, mais pertinentes pour la prospection métallifère concernant le dépôt à Zn-Cu de Grevet (désormais Mine Langlois) dans le corridor de déformation de Cameron orienté NO-SE (Faure, 2010; Roy, 2001; Lacroix *et al.*, 1993; Proulx et Daigneault, 1992; Proulx, 1989). Il est intéressant de noter que l'orientation de ce corridor de déformation est similaire à celle de la zone de cisaillement de la rivière Kiask, au nord du Pluton de Holmes, qui fait partie du secteur cartographié dans le cadre de cette étude. Les roches volcaniques qui encaissent les intrusions de la région de Quévillon ont été datées par U-P sur zircon à plusieurs endroits; (1) dans le couloir de déformation de Cameron, au niveau de la mine Langlois dans un tuf felsique à lapillis à 2718 ± 2 Ma (Davis *et al.*, 2005), (2) au sud du pluton de Mountain, dans la ceinture d'Urban-Barry à 2714 ± 1 Ma (Bandyayera *et al.*, 2003), et (3) au nord de Lebel-sur-Quévillon, dans une rhyolite à 2716 ± 1 Ma (Bandyayera *et al.*, 2003), ces âges plaçant ces séries volcaniques dans l'assemblage de Kidd-Munro.

À l'ouest de la région de Senneterre (Figure 3.4), le segment Senneterre-Amos-Taschereau représente la séquence volcanique continue la plus étendue de la sous province d'Abitibi. Les âges U-Pb sur zircons obtenus sur ces roches sont similaires à ceux de la région de Quévillon. Un tuf thylitique du Groupe du Lac Arthur a livré âge de 2714 ± 3.3 Ma, l'intrusion de Taschereau a livré un âge à $2718 +2.3/-2.2$ Ma, et un schiste à séricite-carbonate-chlorite, interprété comme un tuf felsique, a été daté à 2706 ± 3.3 Ma dans la séquence de l'ancienne mine Barvue-Abcourt. Ces âges placent la séquence volcanique de la région de Senneterre à cheval entre les assemblages de Kidd-Munro et de Tisdale.

4.2 Géologie de la zone d'étude

La carte géologique présentée en annexe est le résultat des travaux de terrain et d'analyses complétés dans le cadre de ce doctorat. Les résultats des colorations ainsi que les analyses chimiques roches totales utilisées pour les calculs de norme des roches intrusives et la classification des roches volcaniques sont disponibles dans les Annexes C et B respectivement. Seuls les diagrammes géochimiques les plus discriminants sont présentés dans le texte.

4.2.1 Les ensembles plutoniques

Le batholite de Holmes

Le batholite de Holmes est une intrusion de 15×20 km, constitué de termes tonalitiques et granodioritiques et dont les textures varient de légèrement foliées à

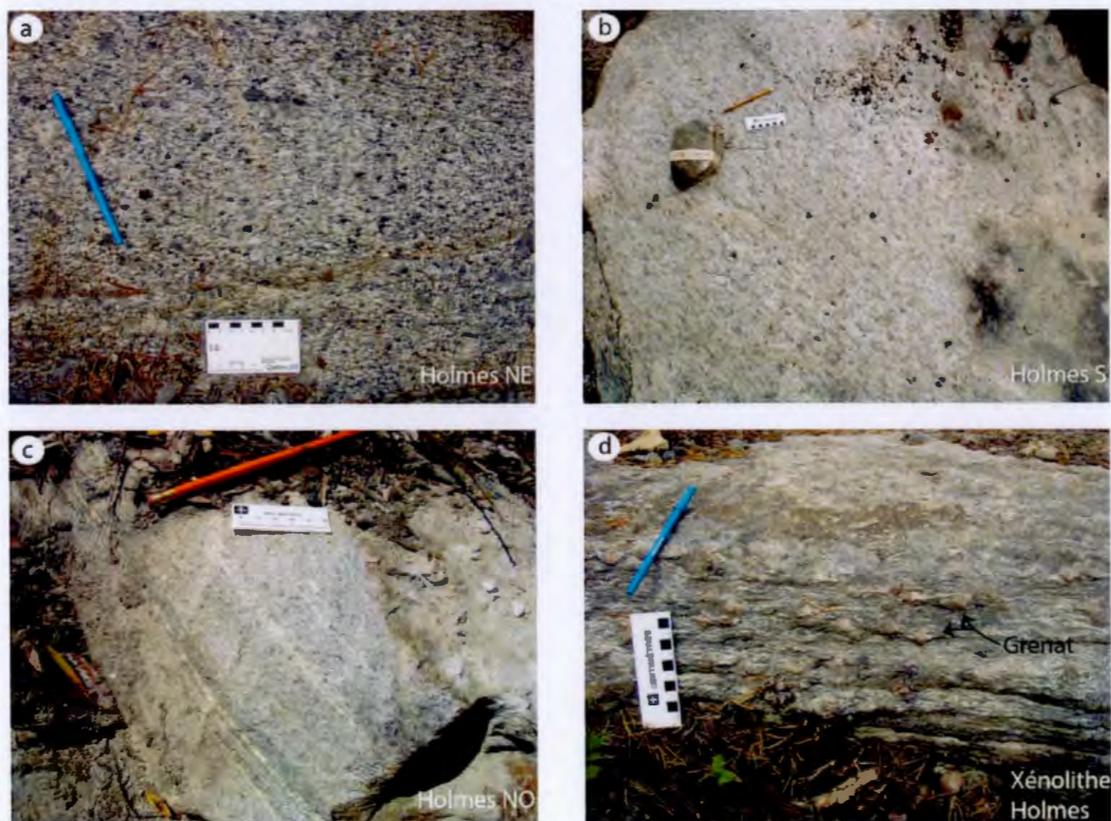


Figure 4.1 - Planche photo des principaux faciès du pluton de Holmes. a) Tonalite à biotite peu déformée de l'unité Holmes NE. b) Tonalite à biotite foliée de l'unité Holmes S. c) Tonalite gneissique à biotite et grenat de l'unité Holmes NO. d) Xénolithe d'amphibolite partiellement migmatisée provenant de l'unité Holmes NO.

gneissiques. A partir de la cartographie de surface et du levé magnétique régional, trois sous-ensembles ont été identifiés : Holmes NE, Holmes S et Holmes NO.

L'unité Holmes NE (Figure 4.1a) est composée de tonalite mésocrate à biotite et hornblende. La présence d'épidote magmatique caractérisée par l'occurrence de noyaux d'allanite indique une cristallisation à une profondeur supérieure à 4-5 kbar (Schmidt et Poli, 2004). Les roches appartenant à cette unité sont faiblement à moyennement foliées et la foliation est essentiellement matérialisée par l'alignement des cristaux de biotite.

L'unité Holmes S (Figure 4.1b) est constituée de granodiorite à biotite d'aspect leucocrate contenant du grenat et de l'épidote comme minéraux secondaires. Les roches de cette unité sont foliées et, localement, une linéation minérale bien développée est visible.

L'unité Holmes NO (Figure 4.1c) est composée de tonalites gneissiques à biotite et hornblende, contenant de l'épidote, et localement, du grenat comme minéraux secondaires. Les roches de cette unité présentent une foliation pénétrative, matérialisée par l'alignement des cristaux de biotite. Localement, des indices de ségrégation migmatitique sont présents : présence d'un néosome essentiellement constitué de quartz et de feldspath injecté parallèlement à la foliation.

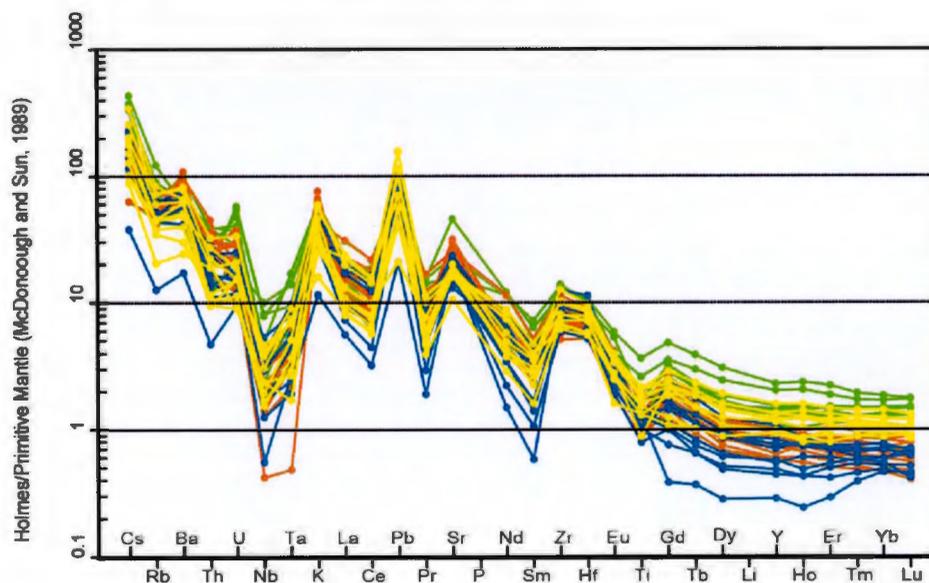


Figure 4.2 – Diagramme multi élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough and Sun, 1989) pour les analyses roches totales du pluton de Holmes. Les analyses effectuées dans la tonalite gneissique qui occupe la partie NO du batholithe sont représentées en bleu et en jaune. Celles effectuées dans la granodiorite de la partie S sont représentées en orange et celles effectuées dans la tonalite foliée de la partie NE du batholithe en vert.

Le diagramme multi élémentaire (Figure 4.2) représente les concentrations des éléments traces (des plus incompatibles à gauche aux plus compatibles à droite) mesurées sur roche totale et normalisées au manteau primitif. L'enveloppe des mesures est caractérisée par des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et des anomalies positives en Sr et Pb suggérant la présence de titanite ou de rutil et l'absence de plagioclase (le plagioclase et dans une moindre mesure le feldspath potassique fractionnent l'Eu, le Pb et le Sr) dans la source (Beakhouse, 2011) (Foley *et al.*, 2002; Moyen et Stevens, 2006) (Martin et Moyen, 2002). Les valeurs des HREE sont concentrées en majorité sous une valeur de 1, suggérant la présence d'un minéral fractionnant les HREE dans la source. Ce type de diagramme compositionnel est associé au groupe des « High Pressure TTG », dont l'origine est généralement attribuée à la fusion partielle d'un précurseur basaltique en profondeur (base de croûte ou manteau supérieur) (Foley *et al.*, 2002; Moyen, 2011; Moyen et Martin, 2012; Moyen et Stevens, 2006). La pression élevée de ces environnements placent le précurseur dans le champ de stabilité du rutil, de l'amphibole et du grenat et hors du champ de stabilité du plagioclase, expliquant ainsi les anomalies négatives en Nb et Ta (rutil et amphibole) et l'absence d'anomalie négative en Eu (due au plagioclase et, dans une moindre mesure, au feldspath potassique) ainsi que les valeurs faibles en HREE (fortement fractionnées dans le grenat).

Le batholithe de Josselin

Le batholithe de Josselin est une intrusion de 35 × 80 km environ. Sur la carte géologique (Annexe A), deux sous-ensembles lithologiques ont été distingués. L'unité Josselin-Nord est constituée de termes granodioritiques à granitiques contenant de la biotite et de l'amphibole comme minéraux secondaires (Figure 4.3a). L'intensité de la déformation dans cette unité est modérée.

L'unité Josselin-Centre regroupe la majeure partie des lithologies du batholithe. Leurs compositions couvrent une gamme, de dioritique à granitique mais une majorité de compositions tonalitiques. Le degré de déformation est généralement élevé (Figure 4.3b, c, d). De nombreuses occurrences de migmatites ont été relevées au sein de ce pluton. Elles sont généralement de deux types. Le premier type de migmatite apparaît dans les parties du batholithe contenant une forte proportion d'enclaves d'amphibolite (Figure 4.3c, d). Ces niveaux migmatitiques sont caractérisés par une minéralogie typique où le néosome est constitué de quartz, de feldspath, de phénocristaux d'amphibole (dont la taille peut atteindre 10cm), de biotite et selon les endroits de grenat. Des assemblages similaires ont été recensés suite à l'anatexie de gneiss gris archéens au Cameroun (Nédélec *et al.*, 1993). Le deuxième type de migmatite apparaît dans des parties du pluton qui sont dépourvues de xénolithes d'amphibolite (Figure 4.3

b, e et f). Ce sont alors exclusivement des roches intrusives felsiques qui ont fondu et le néosome est généralement quartzo-feldspathique.

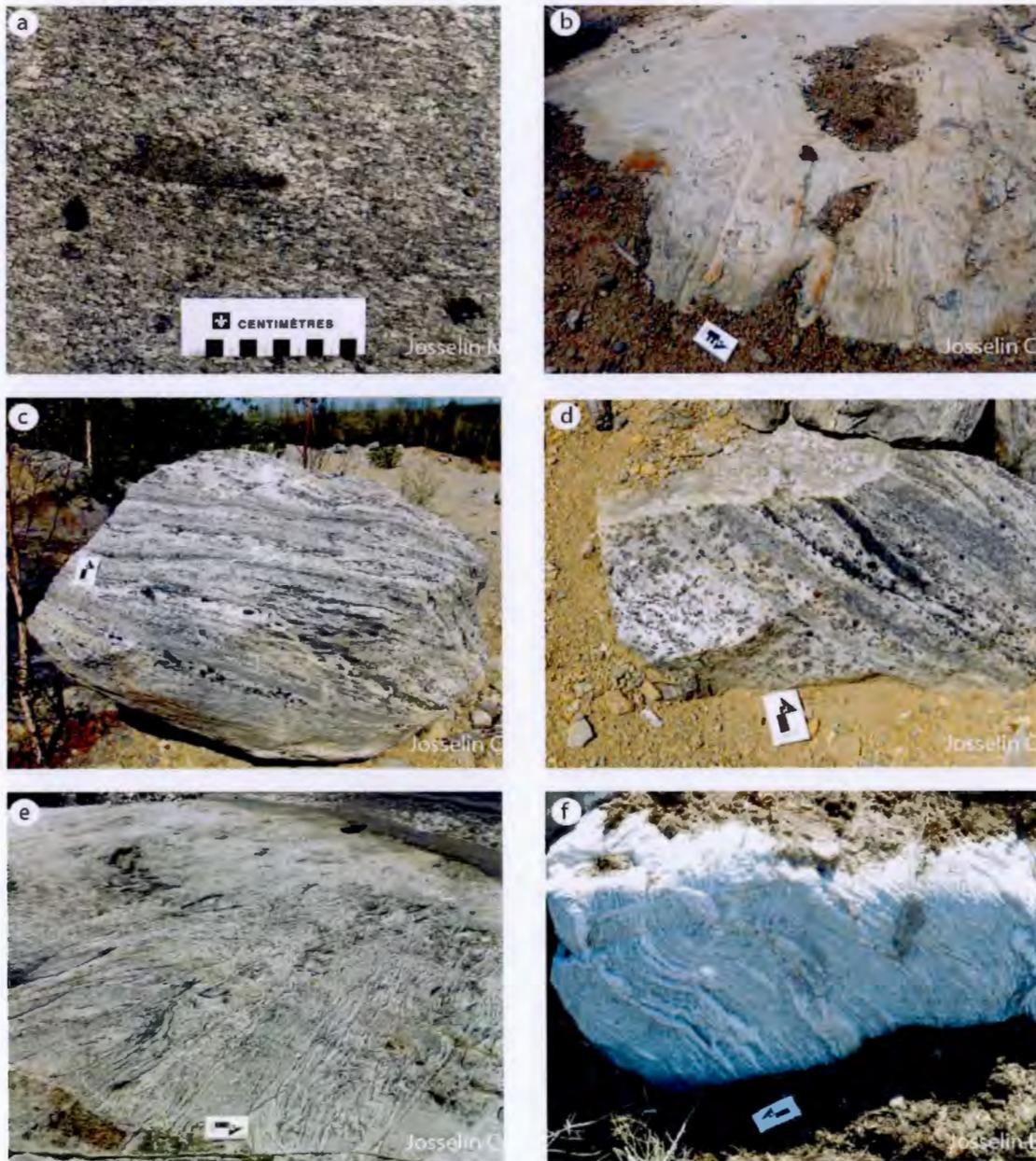


Figure 4.3 – Photos des différents faciès du batholite de Josselin. a) Granodiorite à biotite foliée du Josselin Nord. b) Gneiss tonalitique caractéristique du Josselin Centre. c-d) Migmatite dans les gneiss tonalitiques du Josselin Centre. e) Gneiss tonalitique migmatisé et plissé dans le Josselin Centre. f) Gneiss tonalitique présentant des évidences d'injections migmatitiques (leucosome) dans la foliation.

Les analyses géochimiques effectuées dans le batholite de Josselin reflètent bien les différences de faciès identifiées sur le terrain (Figure 4.4). Le sous-domaine Josselin-Nord est caractérisé par des anomalies positives en Th, U, K et Pb, indicatrices d'une composante crustale. Les anomalies négatives en Nb et Ta sont peu prononcées et les HREE sont systématiquement enrichis par rapport au manteau primitif et ne présente pas de fractionnement. Ces caractéristiques suggèrent une source peu profonde, dépourvue de grenat et autres minéraux fractionnant les HREE plaçant cette unité dans le champ des Low Pressure TTG (Foley *et al.*, 2002; Moyen, 2011; Moyen et Martin, 2012; Moyen et Stevens, 2006).

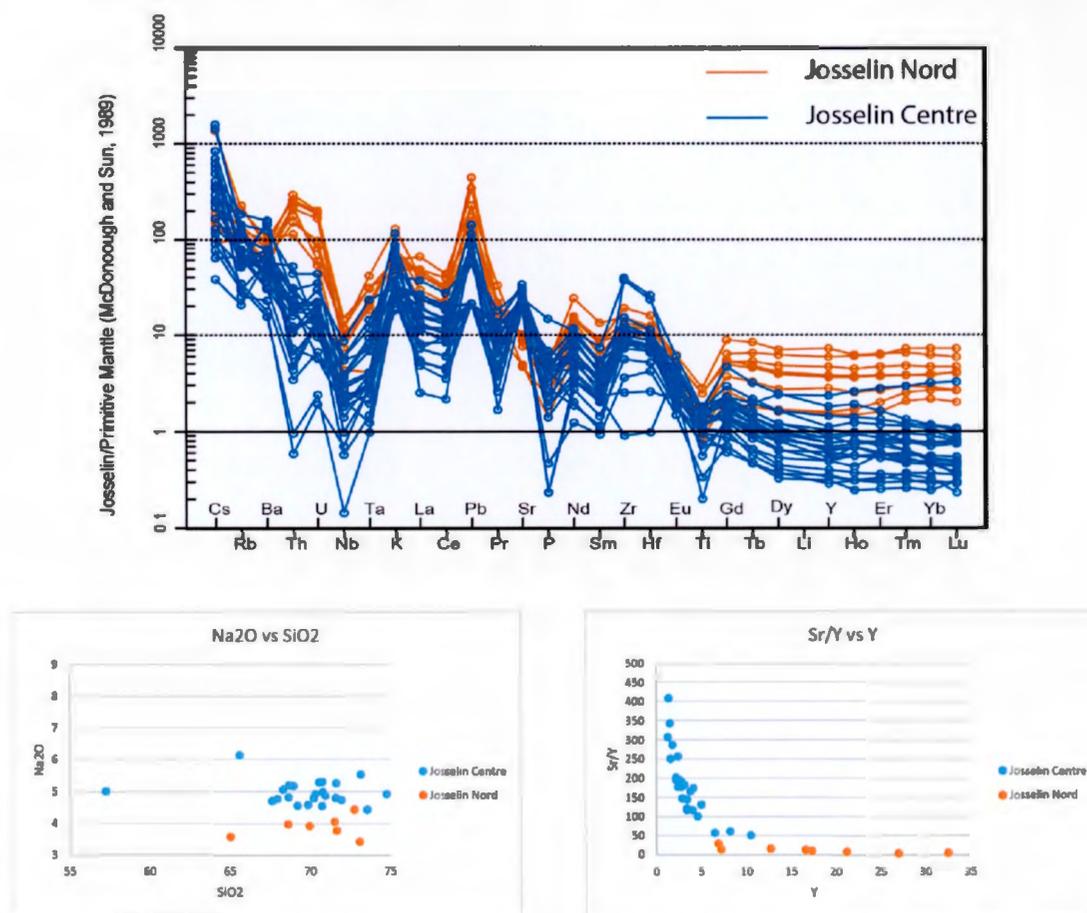


Figure 4.4 - Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough and Sun, 1989) des analyses roche totale du batholite de Josselin. Les spectres orange représentent les analyses effectuées dans les échantillons provenant du dôme de second ordre qui occupe la partie N du batholite de Josselin.

Les analyses conduites sur les échantillons prélevés dans le sous-domaine Josselin-Centre (en bleu) sont caractérisées par une absence d'anomalies positives en U et Th, des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti plus prononcées que dans le Josselin-Nord, une anomalie positive en Sr, et un appauvrissement des HREE par rapport au Josselin-

Nord ainsi qu'un fractionnement plus élevé vers les numéros atomiques les plus élevés (vers le Lu).

Ces caractéristiques suggèrent la fusion partielle à grande profondeur d'un précurseur basaltique contenant rutile, amphibole et grenat, et dépourvue de feldspath. Le contraste géochimique entre les deux faciès qui composent la partie ouest du batholite de Josselin est nette, contrairement à ce que l'on peut observer dans le batholite de Holmes. Le contraste est également bien visible dans les concentrations en Na ainsi que dans le rapport Sr/Y qui trace la présence de plagioclase et de grenat dans la source (Figure 4.4).

Le pluton de Cuvillier

Le pluton de Cuvillier est une intrusion de petite dimension (15x5 km), de forme ovoïde allongée, constituée de granodiorite à biotite et localement hornblende. De l'épidote magmatique est présente dans la majorité des échantillons observés en lames minces.



Figure 4.5 – Photographies illustrant les principaux faciès du pluton de Cuvillier. a-b) Granodiorite foliée du pluton de Cuvillier.

Les roches qui le composent contiennent une fabrique planaire bien développée (Figure 4.5 a, b) ainsi que, localement, une linéation minérale d'origine métamorphique.

Les analyses sur roches totales du pluton de Cuvillier (Figure 4.6) livrent des spectres fortement fractionnés où les LILE (Large Ion Lithophile Elements soit Cs, Rb, Ba, Th, U) sont fortement enrichies et les HREE légèrement appauvries à légèrement enrichis. Les anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti sont probablement à mettre en lien avec la présence de minéraux comme rutile - amphibole (Nb, Ta, Ti) et l'apatite (P) à la source. Les spectres de HREE sont plats à légèrement fractionnés, leurs valeurs oscillant autour de 1. Ces caractéristiques suggèrent une source contenant du rutile mais peu ou pas de grenat (Foley *et al.*, 2002; Moyen et Stevens, 2006) (Martin et Moyen, 2002).

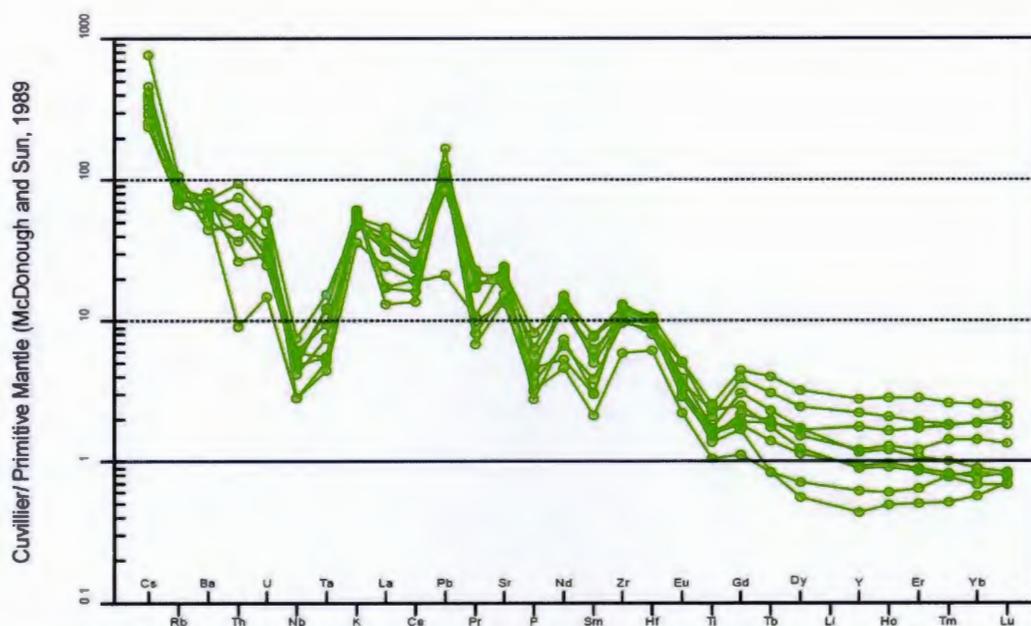


Figure 4.6 - Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough and Sun, 1989) des analyses roche totale du pluton de Cuvillier.

Les plutons de Tonnacourt et de Doussin

Le pluton de Tonnancourt est une intrusion de petite taille constituée de granite à biotite \pm épidote. Les roches qui la composent ne contiennent pas de structures planaires ou linéaires (Figure 4.7a). Le pluton de Doussin est une intrusion composée de termes granodioritiques à granitiques à biotite \pm épidote \pm magnétite qui coupe le batholite de Josselin.

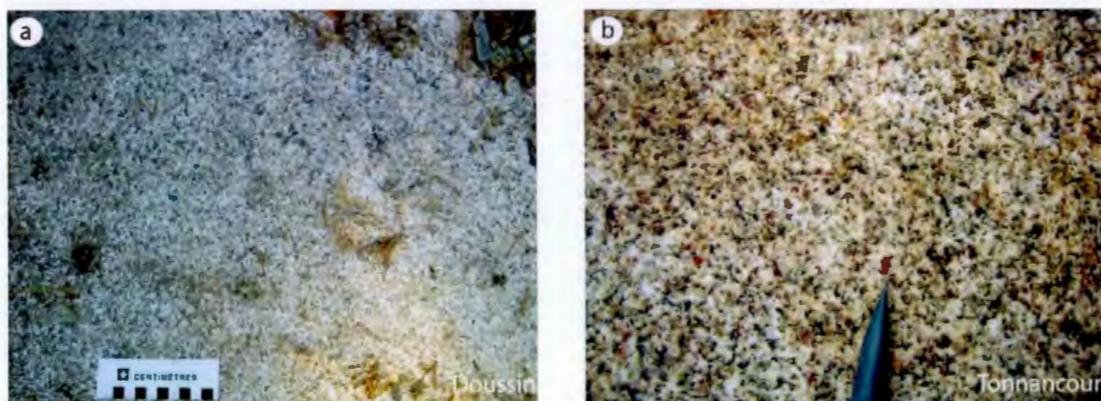


Figure 4.7 – Photographies des faciès du pluton de Doussin et du pluton de Tonnacourt. a) Granite à biotite non déformé du pluton de Tonnacourt. b) Granite à biotite non déformé du pluton de Doussin.

Comme le pluton de Tonnancourt, les roches qui composent le pluton de Doussin ne montrent pas de fabrique planaire ou linéaire (Figure 4.7b). De telles structures sont cependant visibles dans les xénolithes d'amphibolite ou de gneiss incluses dans ce granite. Dans la partie est du pluton, plusieurs affleurements de tonalite non déformée ont aussi été observés.

Les plutons de Tonnancourt et de Doussin constituent les roches intrusives les plus différenciés de la zone d'étude (exception faite des dykes de pegmatites). Les analyses géochimiques sur roches totales effectuées sur les échantillons du pluton de Doussin (Figure 4.8) montrent des spectres peu fractionnés (avec deux ordres de grandeur de différence entre les éléments les plus incompatibles et les éléments les plus

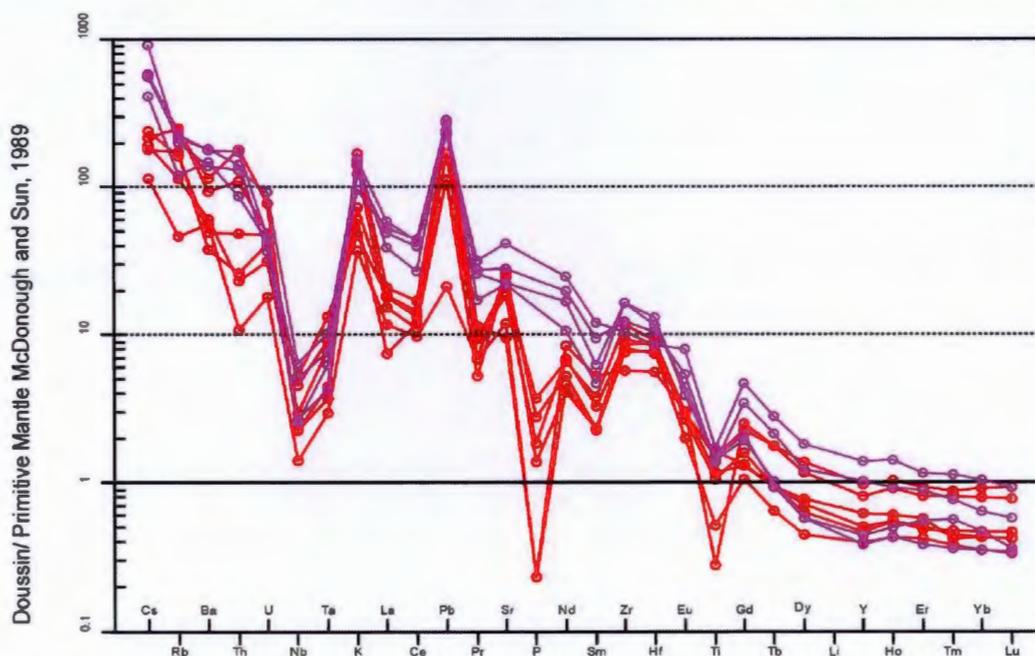


Figure 4.8 - Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (Mc Donough and Sun, 1989) des analyses roche totale pour les plutons de Tonnancourt (violet) et Doussin (rouge).

compatibles). Cependant, l'ampleur des anomalies est plus importante que dans les roches des autres intrusions discutées plus haut. Les spectres sont caractérisés par des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti, ainsi que des anomalies positives en K, Pb et Sr. Ces caractéristiques suggèrent une source contenant du rutile, de l'apatite et peu de feldspath (Foley *et al.*, 2002; Moyen et Stevens, 2006) (Martin et Moyen, 2002). Le pluton de Tonnancourt (en violet sur la Figure 4.8) est caractérisé par un enrichissement marqué en Cs ainsi qu'une moins grande variation des LILE par rapport au Doussin.

De nombreux dykes de pegmatites dont l'épaisseur varie entre quelques dizaines de centimètres et plusieurs mètres recourent l'ensemble des lithologies de la région. Deux

principales associations minéralogiques ont été identifiées sur le terrain : (1) plagioclase + quartz + muscovite ± grenat et (2) quartz ± feldspath K ± plagioclase ± biotite ± magnétite. Le type 1 est particulièrement abondant dans le centre du batholithe de Josselin alors que le second domine à l'intérieur et à proximité du pluton de Doussin. Exception faite d'un ou deux affleurements, ces dykes ne sont pas déformés et constituent les dernières phases intrusives les plus tardives de la zone d'étude.

4.2.2 Roches volcaniques

Les roches volcaniques de la région sont caractérisées par une forte prédominance de roches mafiques et ultramafiques (Figure 4.10), ainsi que par un degré métamorphique élevé, variant généralement entre le faciès schiste vert inférieur et le faciès amphibolite supérieur avec des évidences de migmatisation.

Les roches méta-volcaniques au faciès granulite sont absentes, la migmatisation ayant généralement lieu avant d'atteindre ce faciès métamorphique. Cependant, la présence très locale d'orthopyroxènes rétro-morphosés laisse penser que certaines roches y sont parvenues.

Dans la zone de déformation de la Rivière Kiask, au nord du batholithe de Holmes, les roches volcaniques sont largement dominées par des compositions basaltiques. Sur les affleurements où la texture était particulièrement grenue et le degré de déformation peu élevé, ces roches ont été interprétées comme des gabbros par Hammouche (2014). Il n'est cependant pas inutile de souligner qu'en l'absence d'éléments caractéristiques (coussins, vacuoles, etc.), la granulométrie n'est pas un élément suffisant en soi pour confirmer que le protolithe était une roche gabbroïque, considérant que l'augmentation de la taille des minéraux avec le métamorphisme (en particulier dans les faciès élevé) ou, au contraire, la réduction de taille des grains causée par la recristallisation dynamique reliée à la déformation peuvent induire en erreur. Quatre coulées/intrusions de roches ultramafiques ainsi que deux occurrences de roches intermédiaires à felsiques ont été identifiées. Enfin deux principales lentilles de roches métasédimentaires ont été identifiées (Annexe A). Les roches affleurant dans la zone de déformation de la Rivière Kiask contrastent avec celles du Groupe de Quévillon (qui affleurent au nord et occupent le territoire de la ville de Lebel-sur-Quévillon) par leur faible abondance de roches volcaniques felsiques. Les roches du batholithe de Holmes sont en contact tectonique avec celles de la zone de déformation de la Rivière Kiask; les xénolithes et enclaves de roches volcaniques observés dans le batholithe de Holmes montrant des faciès lithologiques similaires à ceux des roches volcaniques adjacentes.

Dans la zone de déformation Holmes-Josselin, les roches volcaniques sont au faciès amphibolite à amphibolite supérieur et atteignent la migmatisation à plusieurs endroits

(Figure 4.9d). Des bordures de coussin déformées sont localement préservées et indiquent que le protolithe dominant est un basalte. Cependant, des roches

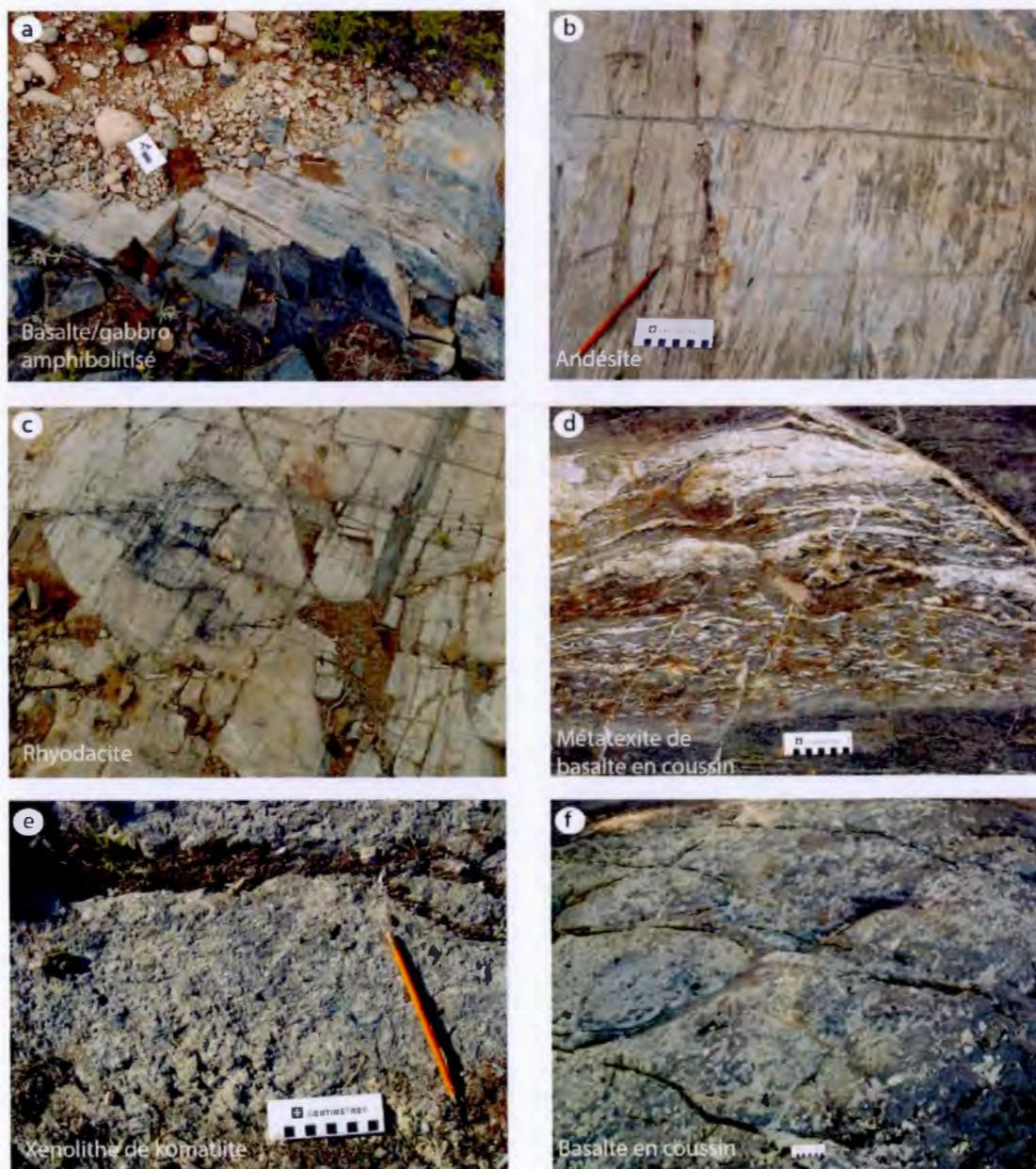


Figure 4.9 - Planche photo des faciès les plus remarquables de roches volcaniques dans la zone d'étude. a) Roche volcanique mafique (basalte ou gabbro) sur la bordure ouest du batholithe de Josselin (15-NR-3448A). b) Roche volcanique intermédiaire (andésite ou dacite) sur la bordure ouest du batholithe de Josselin (15-NR-3448B). c) Roche volcanique felsique (rhyolite) sur la bordure ouest du batholithe de Josselin (15-NR-3448C). d) Métatexite dans un basalte en coussin à grenat au faciès amphibolite supérieur (14-YD-4043). e) Xénolithe de roche volcanique ultramafique amphibolitisée dans le batholithe de Josselin. f) Basalte en coussin peu déformé au nord du batholithe de Holmes.

ultramafiques et des roches intermédiaires à felsiques sont présentes à plusieurs endroits.

Les roches volcaniques du couloir de déformation de Josselin-Montgay sont caractérisées par un degré de métamorphisme variant du schiste vert supérieur à l'amphibolite supérieur. Les metabasaltes constituent la lithologie dominante, avec des occurrences locales de basaltes en coussins (Figure 4.9f). Quelques lambeaux de roches ultramafiques ont également été identifiés. Contrairement au reste des ceintures de roches vertes affleurant dans la zone d'étude, de nombreuses occurrences de roches volcaniques et intermédiaires ont été observées. L'affleurement 15-NR-3448 permet d'ailleurs d'observer un cycle volcanique complet avec des lithologies qui évoluent d'une composition basaltique (ou gabbroïque) (Figure 4.9a) à une andésite (Figure 4.9b) à une rhyodacite (Figure 4.9c).

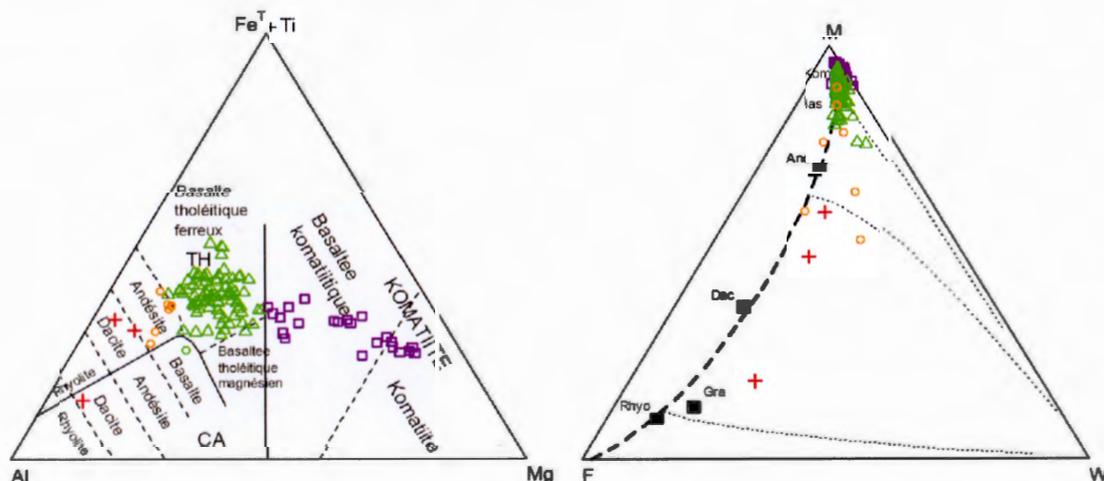


Figure 4.10 – Classification des roches volcaniques de la région d'étude. a) Classification de Jensen 1977. b) Quantification du degré d'altération. M : mafique, F : felsique, W : weathering (altération) Ohto et Arai 2007.

Des roches métavolcaniques sont également présentes sous forme de nombreux xénolithes et enclaves dans le Josselin, tout particulièrement dans la moitié nord du batholithe. Les enclaves forment de longues bandes linéaires aux contours convolutés, souvent plissées à l'échelle du batholithe (Figure 4). La présence de ces enclaves dans ces roches intrusives est souvent spatialement associée à la présence de migmatites. Cette association spatiale avait déjà été remarquée par Anhaeusser et Robb (1980) dans les plutons de la ceinture roches vertes de Barberton. À part les portions migmatisées, les faciès volcaniques préservés dans la portion ouest du batholithe de Josselin sont essentiellement de composition basaltique. Dans la partie orientale du batholithe de Josselin et dans le pluton de Doussin, les xénolithes et enclaves de roches volcaniques sont de taille déca-centimétrique à décamétrique, et ne forment pas de lentilles

structurées comme c'est le cas dans la partie occidentale de ces intrusions. Ces xénolithes/enclaves de roches volcaniques mafiques sont systématiquement métamorphisées au faciès des amphibolites. Elles contiennent souvent une foliation et d'une linéation minérale soulignée par l'alignement des cristaux de hornblende. Les assemblages minéralogiques observés contiennent : hornblende + plagioclase \pm quartz \pm grenat \pm épidote \pm biotite, avec des évidences locales de migmatitisation.

5. CHAPITRE V

STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME DANS LE COMPLEXE D'ATTIC

5.1 Introduction et nomenclature

Le Complexe d'Attic est une portion de croûte archéenne dont l'histoire structurale se révèle complexe. Dans le cadre de l'étude de terrains métamorphiques déformés, Turner, F. J. et Weiss (1963) préconisent de diviser la région cartographiée en plusieurs sous-domaines homogènes au regard d'un élément structural donné.

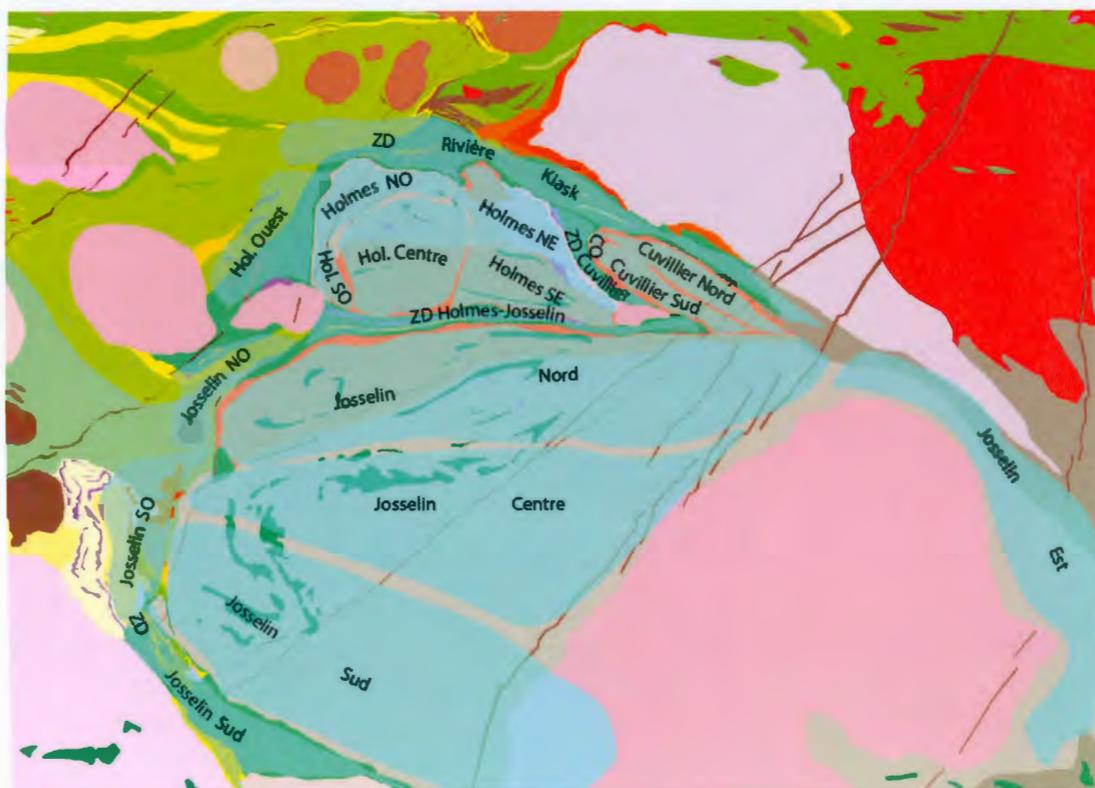


Figure 5.1 – Carte des domaines structuraux dédiés à l'analyse structurale de la zone d'étude.

Dans le cas de régions affectées par une tectonique polyphasée, cela permet d'isoler des portions de territoire occupant différentes positions sur de grands plis de différentes

généralisations. Dans le cas des terrains archéens, et en particulier dans celui de la sous-province de l'Abitibi, Daigneault (1991) et Choukroune (1995) suggèrent que cette méthode permet surtout une représentation statistique des données structurales de chaque domaine structural et que l'étude des trajectoires de foliation et de linéation est plus efficace et rend mieux compte des variations spatiales de la déformation régionale. Dans le Complexe d'Attic les domaines dédiés à l'analyse structurale ont été déterminés en prenant en compte les limites des deux grands ensembles lithologiques (TTG/roches volcaniques) et l'orientation de la foliation régionale dans ces domaines.

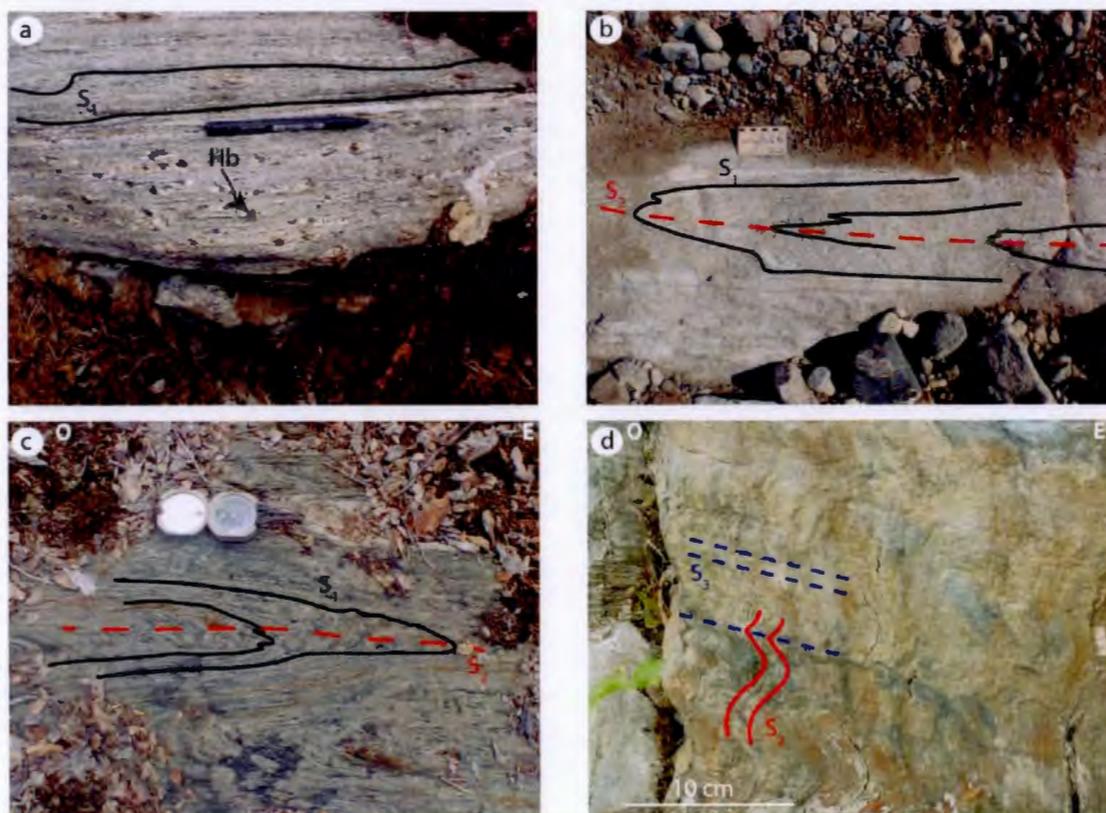


Figure 5.2 – Illustration des différentes générations de foliations correspondant aux principales phases de déformation identifiées sur le terrain. a) S_1 plane dans un gneiss tonalitique provenant de la portion centrale du batholithe de Josselin. Les phénocristaux d'amphibole sont enveloppés dans du matériel leucocrate indiquant un début de ségrégation migmatitique. b) S_1 replissée (pli isoclinal) par S_2 dans un gneiss tonalitique provenant de la bordure du batholithe de Holmes. c) S_1 replissée (pli isoclinal) par S_2 dans les roches volcaniques sur la bordure nord du batholithe de Holmes. S_2 crénelée par S_3 dans le corridor de déformation de la rivière Kiask au nord du batholithe Holmes.

Les principales phases de déformation identifiées et décrites dans la littérature pour l'Abitibi ont été détaillées dans la section 3.2.3. Dans cette thèse, la nomenclature adoptée diffère de ce qui est généralement proposé pour l'Abitibi. La phase D_1 , à l'origine de la foliation S_1 (Figure 5.2a), est attribuée à la formation des dômes de TTG.

La phase D₂, responsable du développement de la foliation S₂ (Figure 5.2 b et c), est le résultat du raccourcissement régional N-S. La phase D₃ n'est observable que localement dans les corridors de déformation et est responsable du développement d'un clivage de crénelation S₃ qui plisse la fabrique S₂ (Figure 5.2d).

5.1.1 Description des structures dans les différents domaines litho-structuraux

La région d'étude a été divisée en plusieurs domaines structuraux (Figure 5.1). Ces domaines sont constitués de trois types d'ensembles litho-tectoniques : les dômes de TTG, les roches volcaniques, et les corridors de déformation (cisaillement régionaux et failles régionales).

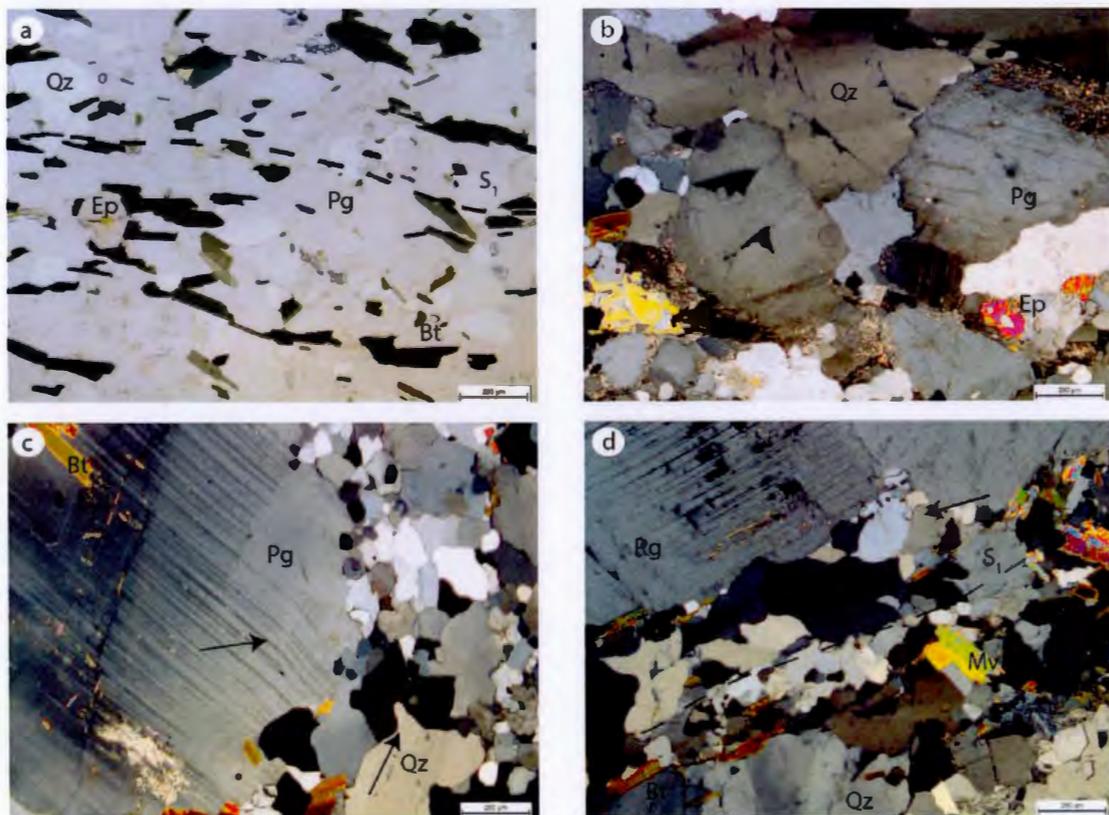


Figure 5.3 – Planche de photographies illustrant la déformation dans les roches intrusives du Complexe d'Attic. a) Tonalite à biotite et épidote déformée. La schistosité est soulignée par l'alignement des grains de biotite. b) Vue en lame mince d'une tonalite. Les grains de quartz et de plagioclase présentent une extinction ondulante et les contacts entre les grains sont lobés indiquant que la déformation s'est déroulée à l'état solide dans quand la roche était ductile. c) Déformation de la macle polysynthétique dans un grain de plagioclase. Les grains de quartz présentent des contours lobés. d) Grains de quartz présentant une extinction roulante ainsi que des bordures fortement lobées.

5.1.1.1 La phase de déformation D_1 et la foliation S_1

La foliation S_1 est principalement observé dans les dômes de TTG et localement dans les roches volcaniques en bordure de dôme. Elle est bien développée, généralement soulignée par la présence de minéraux mafiques tels que la biotite et l'amphibole (Figure 5.3a). Les microstructures et textures observées dans les lames minces montrent que la déformation s'est déroulée à l'état solide dans les conditions du faciès amphibolite. Les grains de quartz et de feldspath présentent des extinctions ondulantes ainsi que des bordures de grains fortement lobées (Figure 5.3b-d). Localement, certains grains de quartz présentent des textures en échiquiers (Figure 5.3b), suggérant que la déformation a eu lieu dans des conditions proches de la fusion partielle (Vernon, 2000; Vernon et Clarke, 2008).

Le pluton de Cuvillier est une intrusion granodioritique caractérisée par une forme cartographique en ellipse aplatie (Annexe A - Carte géologique). Dans ce pluton, la déformation est dominée par des structures planaires. Le pendage moyen de la foliation oscille autour de 60° .

Le pluton de Cuvillier a été divisé en trois domaines structuraux (Figure 5.1); les domaines Cuvillier-Nord, -Sud et -Ouest. Les domaines Cuvillier-Nord et Cuvillier-Sud sont caractérisés par une foliation dont le pendage est modéré à fort vers le NNE (Figure 5.4a et c). La linéation minérale dans ces domaines est faiblement plongeante vers le SE (Figure 5.4a), parallèle au corridor de déformation de la Rivière Kiask,

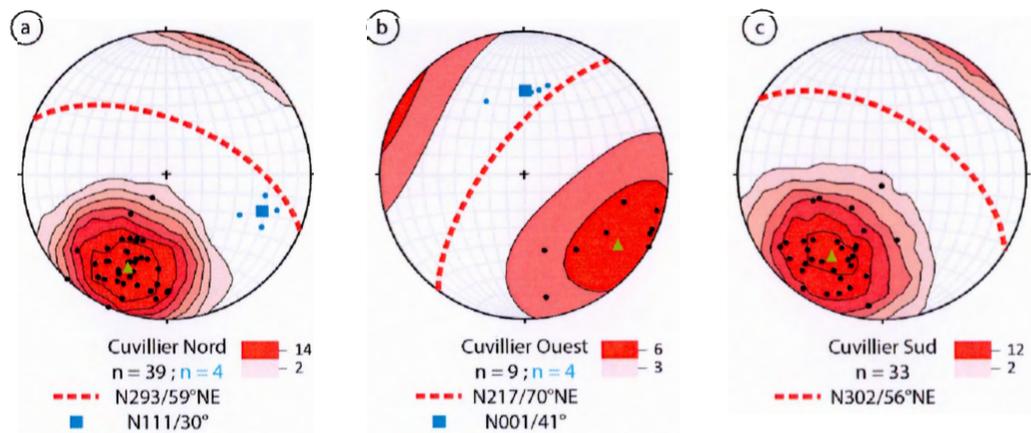


Figure 5.4 – a-c) Stéréogrammes pour le domaine Cuvillier. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieure, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.

suggérant un jeu décrochant sur cette portion de ce corridor de déformation. Le domaine Cuvillier-Ouest, est caractérisé par une foliation qui pend fortement (70°) vers le NNO (Figure 5.4b). Les linéations minérales mesurées plongent modérément (40°)

vers le N. Le pluton de Cuvillier est pincé entre le corridor de déformation de la Rivière Kiask sur sa bordure N, et le corridor de déformation de Cuvillier sur sa bordure Sud (Annexe A – Carte géologique). Sa structure interne suggère une géométrie en dôme déversé vers le SO.

Le batholithe de Holmes est un ensemble intrusif de forme cartographique ovoïde dont le quart SE est étiré vers l'E (Annexe A – Carte géologique). Dans ce batholithe, le pendage moyen de S1 varie autour de 45°. Ce batholithe a été divisé en cinq domaines (Figure 5.1) : Holmes NO, Holmes Centre, Holmes NE, Holmes SO et Holmes SE. Leurs données structurales respectives sont présentées sur la Figure 5.5. La Figure 5.5e présente les données structurales provenant du cœur du batholithe, désigné sous le nom

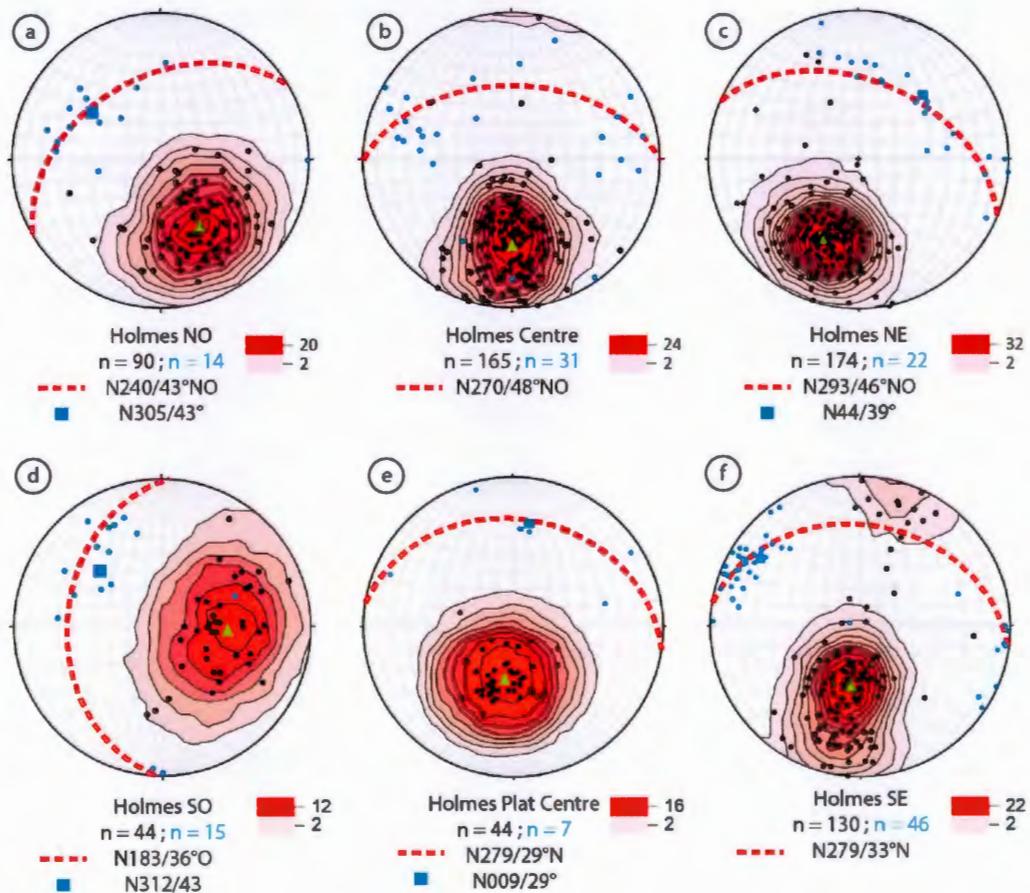


Figure 5.5 – a-f) Stéréogrammes pour le domaine Holmes. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.

de domaine Holmes-Centre (Figure 5.5b). La déformation dans le batholithe de Holmes est dominée par les structures planaires mais de nombreuses linéations minérales ont pu être mesurées. Dans les domaines Holmes-NO, -Centre et -NE, S1 est à pendage vers le NO, le N et le N, respectivement (Figure 5.5a-c). Le pendage moyen est d'environ 45°. La linéation minérale plonge modérément vers le NO dans le domaine Holmes-NO (Figure 5.5a) et vers le NE dans le domaine Holmes-NE (Figure 5.5c). Le domaine Holmes-Centre qui englobe la portion centrale du batholithe depuis sa bordure S jusqu'à sa bordure N (Figure 5.1), présente deux orientations de linéations minérales dominantes (Figure 5.5b), plongeant vers l'O et vers l'E, respectivement. Les données provenant des portions les plus centrales du batholithe ont été isolées dans le stéréogramme de la Figure 5.5e. À cet endroit, la foliation est caractérisée par des pendages inférieurs à 30°, cette portion du batholithe correspondant à la partie sommitale du dôme. Dans sa portion SO (domaine Holmes-SO), le batholithe de Holmes est caractérisé par une foliation à pendage modéré vers l'O (Figure 5.5d) et la linéation minérale y plonge modérément vers l'ONO (Figure 5.5d). Enfin, dans le domaine Holmes-SE, la foliation est à pendage modéré vers le NNE (Figure 5.5f). Les linéations minérales mesurées dans cette portion du batholithe sont faiblement plongeantes à subhorizontales (Figure 5.5f), soulignant l'influence du corridor de déformation senestre Holmes Josselin situé directement au sud. Dans son ensemble, le batholithe de Holmes se présente comme un dôme déversé vers le sud (Annexe A – Coupe géologique).

Le batholithe de Josselin est un ensemble intrusif dont la forme cartographique est elliptique et symétrique (Annexe A – carte géologique). Quatre domaines structuraux ont été définis (Figure 5.1) : Josselin Nord, Josselin Centre, Josselin Est et Josselin Sud. La partie nord du batholithe de Josselin (domaine Josselin Nord) est occupée par un dôme de second ordre dont la foliation interne montre des valeurs de pendage moyen de 40° vers le NO (Figure 5.6a). La linéation minérale moyenne y plonge de 30° vers le NO (Figure 5.6a). Une deuxième population de linéations minérales, attribuée à la présence du corridor de déformation de Holmes-Josselin, est également représentée et plonge faiblement (10° environ) vers le NE (Figure 5.6a). La portion centrale du batholithe de Josselin (domaine Josselin-Centre, Figure 5.1) est caractérisée par une foliation S1 subhorizontale (Figure 5.6b) et une linéation minérale radiale. Ce domaine (Josselin Centre) est également caractérisé par la proportion élevée de migmatites (localement elles représentent plus de 50% de la lithologie, Figure 4.3 c,d,e,f) et représente probablement le sommet du dôme. Le domaine Josselin-Est est en grande partie recoupé par le pluton de Doussin, un granite tardif non déformé. Le levé magnétique régional permet encore cependant de distinguer ce qui peut être considérée comme l'enveloppe initiale du batholithe de Josselin (Annexe A – Levé magnétique). Dans le domaine de Josselin-Est, S1 présente un pendage moyen de 50° vers le NE

(Figure 5.6c). Quelques valeurs de pendage orientées vers le SO ont également été mesurées, suggérant l'existence d'un pli de foliation (Figure 5.6c). Aucune linéation minérale n'a cependant pu être mesurée dans cette partie du dôme. Enfin, la portion sud du batholithe (le domaine Josselin-Sud, Figure 5.1) est caractérisée par une fabrique S1 essentiellement planaire dont le pendage moyen est de 45° vers le SO (Figure 5.6d), porteuse d'une linéation minérale plongeant à 40° vers le SO (Figure 5.6d). Cependant, une deuxième population d'orientation de la foliation avec un pendage Nord est visible sur le stéréogramme de la Figure 5.6d, suggérant l'existence de plis faiblement plongeant vers l'Ouest affectant ce flanc du batholithe de Josselin.

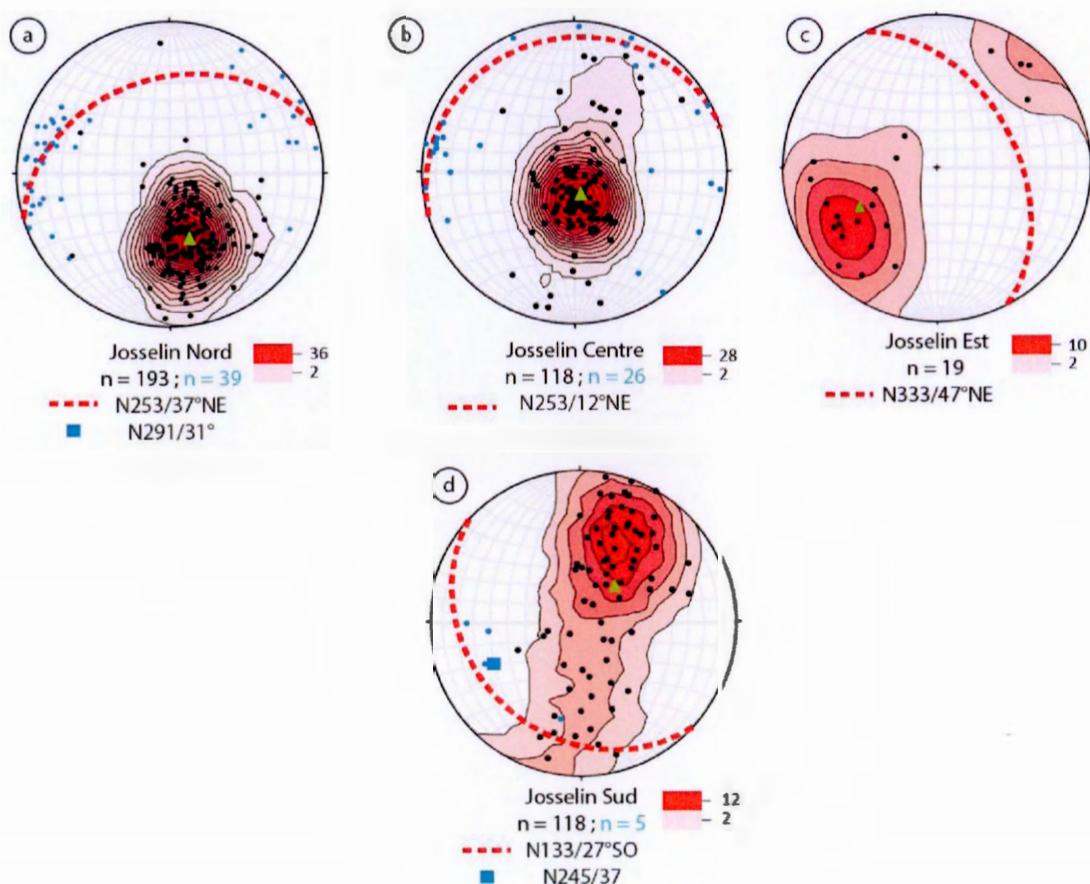


Figure 5.6 – a-d) Stéréogrammes pour le domaine Josselin. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieure, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.

5.1.1.2 La phase de déformation D₂ et la foliation S₂

La foliation S₂ est principalement préservée dans les roches volcaniques. A proximité de l'interface TTG-roches volcaniques elle se superpose à S₁ et développe des plis isoclinaux. Les roches volcaniques semblent être affectées par une déformation plus pénétrative que dans les roches intrusives (Figure 5.7 a-d). La foliation S₂ est soulignée par une alternance de niveaux riches en amphibole (\pm biotite) et de rubans composés essentiellement composés de plagioclase (\pm quartz). Certaines roches sont équigranulaires (Figure 5.7b) alors que d'autres sont caractérisées par la présence de porphyroblastes d'amphibole (Figure 5.7a) ou de grenat (Figure 5.7c) L'analyse des données structurales de ces domaines structuraux est présentée ci-dessous.

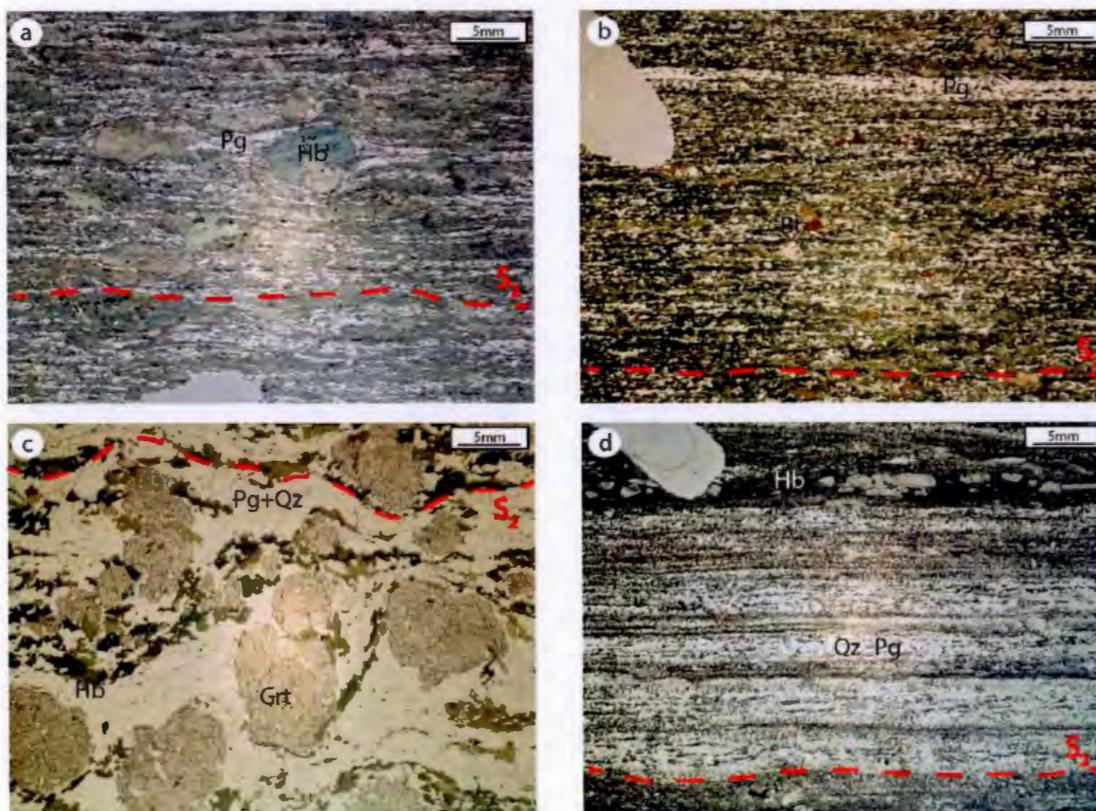


Figure 5.7 – Microphotographies illustrant l'épisode de déformation D₂ et la schistosité S₂ dans les roches volcaniques. a - b) Vue en lumière naturelle de deux échantillons d'amphibolite provenant du corridor de déformation de la Rivière Kiask. S₂ est très pénétrative, la schistosité est soulignée par l'alternance de niveaux d'amphiboles et de rubans de plagioclase. c) S₂ dans une amphibolite à grenat du corridor de déformation Holmes-Josselin. S₂ est soulignée par une alternance de rubans de plagioclase et de quartz et de lits d'amphiboles qui enveloppent les grenats. d) Rubanement compositionnel dans une amphibolite du corridor de déformation Josselin-Montgay.

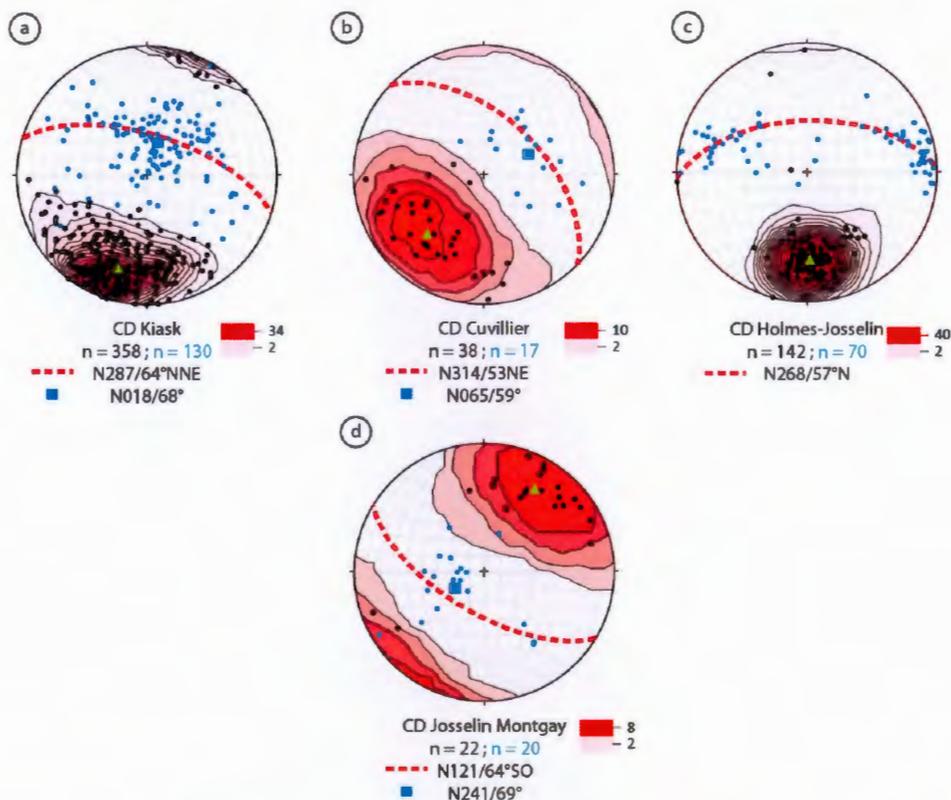


Figure 5.8 – a-d) Stéréogrammes pour le domaine des corridors de déformation. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieure, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2.

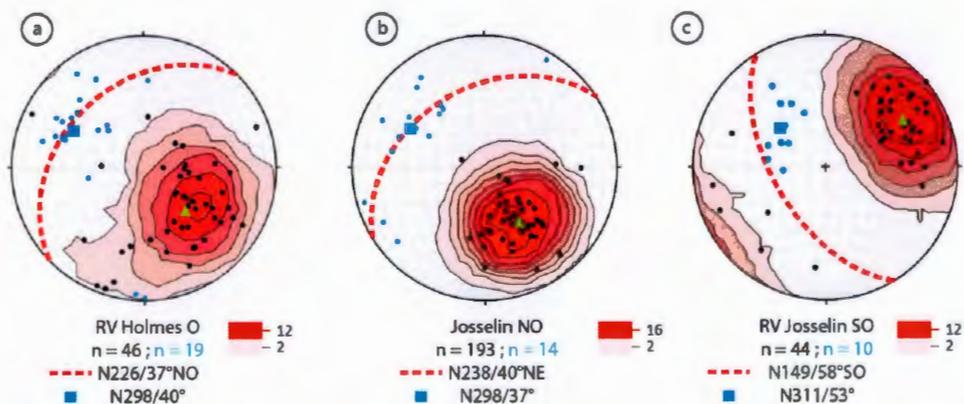


Figure 5.9 – a - c) Stéréogrammes pour le domaine des roches volcaniques. Le triangle vert représente le pôle moyen de la foliation à partir duquel est calculé le plan moyen de la foliation en tirets rouges. Les points bleus représentent les linéations minérales et le carré bleu leur moyenne. Projection de Schmidt, hémisphère inférieure, contours selon la méthode de Kamb (1959), espacement des contours de 2

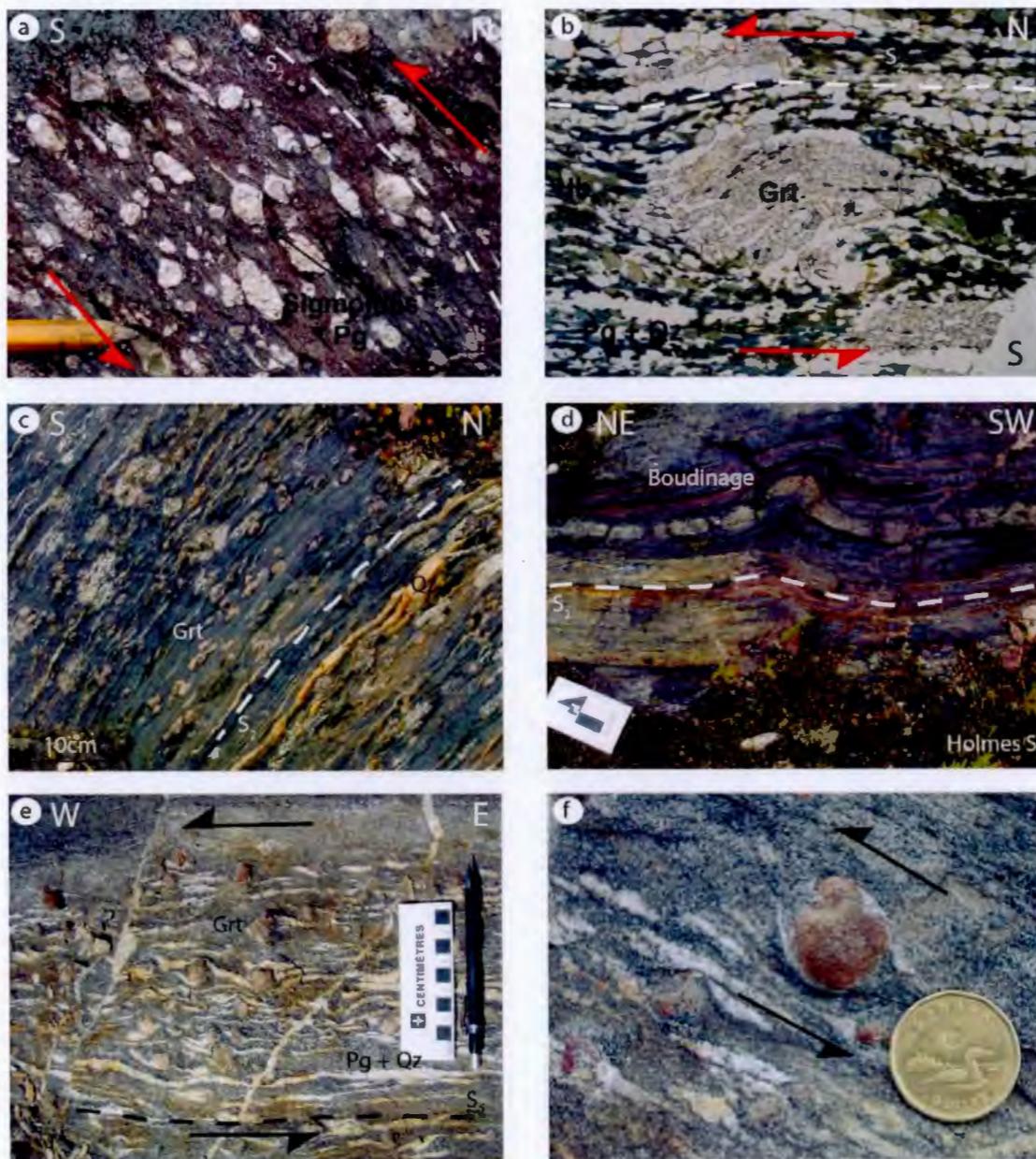


Figure 5.10 – Photographies illustrant les structures caractéristiques de l'épisode de déformation D2 dans les corridors de déformation et les roches volcaniques. Corridor de déformation de la Rivière Kiask : a) Sigmoides et queues de cristallisation autour des porphyroblastes de plagioclase indiquant un jeu inverse dans une volcanite mafique au schiste vert (basalte porphyrique ou gabbro). b) Sigmoide de grenat indiquant un jeu normal dans une volcanite mafique amphibolitisée. Corridor de déformation de Cuvillier : c). Déformation pénétrative dans une amphibolite mafique rubanée : rubans de quartz et grenats déformés. d) Boudinage d'un niveau compétent dans une amphibolite rubanée. Corridor de déformation Holmes-Josselin : e) Métatexite dans un basalte en coussins amphibolitisé, l'entraînement des leucosomes indique un sens de cisaillement senestre. f) Détail de e) montrant le sens de rotation du grenat et son manteau constitué de plagioclase et de quartz (leucosome de la métatexite). Les photos e) et f) sont vues de dessus, la foliation est subverticale et la linéation minérale est horizontale.

Au nord du batholithe de Holmes, le corridor de déformation de la Rivière Kiask (Figure 5.1) présente une foliation S_2 qui pend fortement vers le N, le plan moyen calculé étant de $N287/64^\circ N$ (Figure 5.8a). Les linéations minérales mesurées sont à composante pendage, avec une valeur moyenne calculée de $N018/68^\circ$ (Figure 5.8a). La géométrie des porphyroclastes de plagioclase et porphyroblastes de grenat observés sur le terrain suggèrent que les derniers incréments de la déformation étaient caractérisés par un mouvement inverse du nord vers le sud (Figure 5.10a et b).

À l'ouest du pluton de Cuvillier, le corridor de déformation de Cuvillier (Figure 5.1) est caractérisé par un pendage de S_2 vers le NE, avec un plan moyen orienté $N314/53^\circ NE$ (Figure 5.8b). Les linéations minérales sont à composante pendage et l'attitude moyenne de la linéation est $N065/59^\circ$ (Figure 5.8b). La déformation observée dans ce corridor de déformation est pénétrative comme en témoignent la déformation des grenats et du quartz dans la Figure 5.10c. Cependant, l'absence de critères cinématiques limite la caractérisation du sens de mouvement (Figure 5.10c et d).

Entre le batholithe de Holmes et le batholithe de Josselin, le corridor de déformation de Holmes-Josselin (Figure 5.1) est marqué par une foliation à pendage fort vers le N, le plan moyen étant de $N268/57^\circ N$ (Figure 5.8c). La linéation minérale varie de faiblement plongeante à subhorizontale et forme deux concentrations d'orientation dont les plongements respectifs sont vers l'E et vers l'O (Figure 5.8c). L'attitude de la linéation dans ce domaine suggère un mouvement dominant subhorizontal. La présence d'indicateurs de sens de cisaillement tels que des rotations de grenat centimétriques dans des basaltes amphibolitisés suggère un mouvement senestre (Figure 5.10e et f).

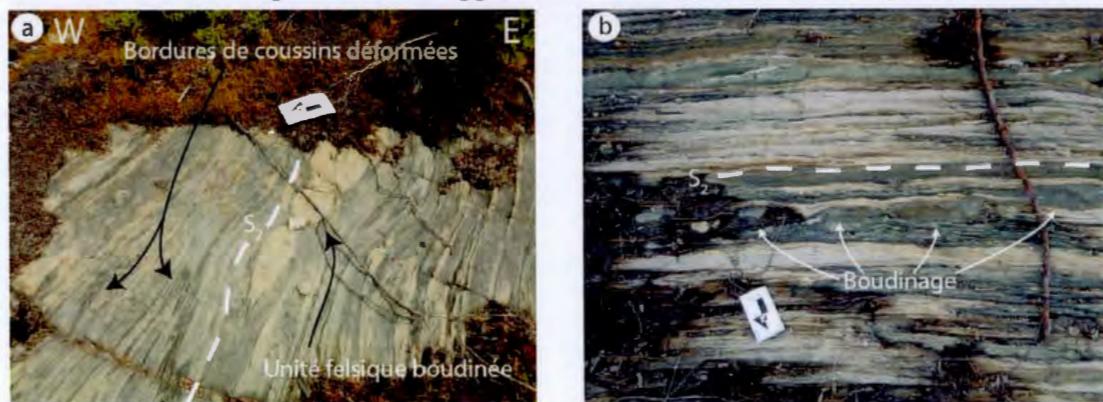


Figure 5.11 - Photographies illustrant les structures rencontrées dans la zone de déformation Josselin-Montgay. a) Bordures de coussins déformés et boudinage de niveaux felsiques dans une volcanite. b) Alternance de volcanites felsiques et mafiques transposées dans la zone de déformation.

Au sud du batholithe de Josselin, le corridor de déformation Josselin-Montgay est caractérisé par un pendage de S_2 vers le SO. Le plan moyen calculé est $N121/64^\circ SO$ (Figure 5.8d). La linéation minérale est à composante pendage et son orientation

moyenne est N241/69° (Figure 5.8d). Les roches de ce domaine présentent une déformation pénétrative (Figure 5.11 a et b) mais aucun critère de sens de cisaillement n'a cependant pu y être identifié.

Les roches volcaniques à l'ouest du batholithe de Holmes, au sein du domaine Holmes-Ouest, (Figure 5.1) présentent une foliation S_2 à pendage modéré (~40°) vers le NO (Figure 5.9a). La linéation minérale mesurée dans ces roches est à composante pendage vers le NO (Figure 5.9a). Le domaine Josselin-NO présente une orientation et un pendage similaires de S_2 ainsi qu'une linéation minérale à composante pendage vers le NO (Figure 5.9b).

Sur la bordure ouest du batholithe de Josselin, dans le domaine Josselin-SO (Figure 5.1), la foliation S_2 est à pendage fort (~60°) vers le SO (Figure 5.9c). La linéation minérale plonge de 53° en moyenne vers le NO (Figure 5.9c). Quelques valeurs de pendage de S_2 vers le NE ont été mesurées et soulignent possiblement la présence locale de plis orientés NO-SE dans les roches volcaniques à cet endroit.

5.1.1.3 D_3 et la fin de la déformation régionale

La déformation D_3 est matérialisée par le développement d'un clivage de crénulation qui affecte la foliation S_2 dans les roches volcaniques des corridors de déformation (Figure 5.12 a et b). Dans la littérature, cette phase de déformation est interprétée comme représentant la continuité de la phase D_2 . La localisation progressive de la déformation entraîne la réactivation de certaines portions des corridors de déformation par des cisaillements décrochants. Dans le Complexe d'Attic, les arguments en faveur d'un continuum de déformation entre D_2 et D_3 ne sont pas évidents. De plus, le jeu décrochant observé dans le corridor de déformation Holmes-Josselin semble être associé à D_2 . D_3 et S_3 sont donc interprétées comme des structures locales.

L'âge de fin de la déformation régionale dans la zone d'étude peut être estimé par défaut à ca. 2685 Ma (section 6.1.3.3) grâce aux âges de cristallisation U-Pb sur zircon d'échantillons prélevés dans les plutons de Tonnancourt et de Doussin (Annexe A – Carte géologique). Ces deux intrusions granitiques sont caractérisées par une texture isotrope soulignant l'absence de déformation régionale lors de leur mise en place. Aucun indice de la présence d'une foliation magmatique n'a pu être identifié. La mise

en place du pluton de Doussin dans le batholithe de Josselin est aussi associée à de nombreux dykes de pegmatites granitiques.



Figure 5.12 – Photographies illustrant la phase D_3 et la schistosité S_3 dans les roches volcaniques. a) S_2 plissée par S_3 dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask. b) S_2 plissée par S_3 dans le corridor de déformation Josselin-Montgay.

5.1.2 Trajectoires de foliation

L'analyse des trajectoires de foliation permet d'interpoler les données structurales planaires d'un point à un autre et de discuter de leurs variations spatiales (Choukroune, 1995). Cette technique présente l'avantage de livrer une image 2D de la déformation régionale, en carte (Figure 5.13) et/ou en coupe (Annexe A – Bloc diagramme).

La carte des trajectoires de foliation de la Figure 5.13 met en évidence la correspondance fidèle entre le champ de déformation et les limites des différentes lithologies. Les roches intrusives sont caractérisées par des formes ovoïdes dont l'enveloppe subit parfois l'influence des couloirs de déformation adjacents (par exemple, la bordure SE du batholithe de Holmes, le pluton de Cuvillier, etc.). Les domaines de roches volcaniques sont plutôt organisés en bandes linéaires de largeur variable qui épousent les contours des intrusions. La carte des linéaments magnétiques (Annexe E) a été dessinée directement sur une combinaison de différents traitements du levé magnétique sans tenir compte de la carte géologique. La concordance entre les trajectoires de foliation dessinées à partir des mesures structurales de terrain et celle des linéaments magnétiques est bonne et permet d'appréhender le champ de déformation de portions contiguës de terrain qui n'ont pu être cartographiées en détail durant cette étude.

Les trajectoires de la foliation sont parallèles à l'interface dômes-roches volcaniques à proximité de cette interface, autant dans les dômes que dans les roches volcaniques

(Figure 5.13). En s'éloignant des dômes, la foliation dans les roches volcaniques présente généralement une orientation E-O (Figure 5.13).



Figure 5.13 - Carte des trajectoires de la foliation régionale dessinée à partir des mesures de foliation collectées lors des campagnes de terrain.

Dans les dômes de TTG, les trajectoires de foliation adoptent une attitude concentrique plus ou moins complexe depuis les bordures vers le cœur, où le pendage devient très faible. L'enveloppe générale de la foliation des dômes est cependant perturbée aux abords des zones de cisaillement décrochant (Figure 5.13; partie SE du batholithe de Holmes et partie N du batholithe de Josselin). La présence d'un point triple entre le batholithe de Holmes et le pluton de Cuvillier est déduite de la convergence des trajectoires de foliation vers cette zone. Ce type de motif de trajectoires a notamment été mis en évidence dans d'autres cratons archéens, tels que les cratons de Dharwar en

Inde (Bouhallier *et al.*, 1995; Bouhallier *et al.*, 1993; Chardon *et al.*, 1996; Chardon *et al.*, 1998) et de Pilbara en Australie (Collins *et al.*, 1998b), et est interprété comme résultant du rôle important que les forces de volume (par opposition aux forces aux limites) ont pu jouer dans la structuration de ces portions de croûtes archéennes via des mécanismes de diapirisme-sagduction.

5.1.3 Synthèse et interprétation

5.1.3.1 Les dômes gneissiques

L'existence de fenêtres structurales occupées par des dômes gneissiques elliptiques est documentée depuis longtemps (Eskola, 1949) dans de nombreux orogènes associés à divers types de contexte tectonique (Amato *et al.*, 1994; Getty et Gromet, 1992), soit en contexte de collision continentale (par exemple l'Himalaya ; Lee *et al.*, 2000), en contexte d'extension crustale (par exemple dans la Cordillère Canadienne ; Brown and Read, 1983), et dans les domaines cratoniques archéens (Chardon *et al.*, 1998; Collins *et al.*, 1998b). L'origine des dômes gneissiques demeure controversée, mais plusieurs types de mécanismes ont été proposés pour expliquer leur formation, notamment la superposition de différentes générations de plis plus ou moins orthogonaux (Ramsay et Huber, 1987; Van Staal et Williams, 1983), le soulèvement suite à une exhumation de la croûte profonde en contexte d'extension et de formation d'un *metamorphic core complex* (Brown et Read, 1983; Brun et van den Driessche, 1994; Kloppenburg *et al.*, 2001), le développement de plissement en fourreau d'échelle kilométrique (Goscombe, 1991), et du diapirisme à l'état solide ou syn-magmatique (François *et al.*, 2014; Gervais *et al.*, 2004; Van Kranendonk, 1999). Des séries de critères diagnostiques quant à l'origine des dômes ont été établies à partir d'études de terrain ainsi que des expériences de modélisation analogique et numérique (Brun, 1983b; Collins *et al.*, 1998b; Dixon, 1975; Dixon et Summers, 1983; Sizova *et al.*, 2017; Van Kranendonk *et al.*, 2004b). Les principaux critères sont résumés ci-dessous.

- 1) Les dômes structuraux formés par interférence de plis nécessitent un contraste de viscosité important au niveau de l'interface entre les différentes couches (Ramsay et Huber, 1987). Un tel contraste de viscosité est peu probable dans les parties moyennes à inférieures de la croûte continentale (Gervais *et al.*, 2004) et ce mécanisme ne peut être invoqué si l'on démontre que la viscosité des parties centrales du dôme est inférieure à la viscosité de son enveloppe (Gervais *et al.*, 2004). Ces caractéristiques ne sont pas réunies dans le Complexe d'Attic en raison de l'absence d'indices évidents d'une première phase de déformation horizontale N-S orthogonale à la phase de déformation régionale E-O tel qu'envisagé par Dimroth *et al.* (1986) ou Daigneault *et al.* (1990).

- 2) Deux principaux éléments caractérisent les dômes gneissiques formés dans un contexte d'extension crustale et de formation de MCC, soit (i) une distribution unidirectionnelle des linéations minérales et d'étirement, et (ii) la présence d'une importante faille de détachement en domaine cassant-ductile dont le sens de déplacement est univoque et qui sépare généralement des roches de haut grade de la croûte profonde dans le mur et des roches de bas grade de la croûte supérieure dans le toit (Brun et van den Driessche, 1994). L'absence de détachement à pendage faible ainsi que la forte variabilité de direction de la fabrique linéaire rendent ce modèle peu plausible pour expliquer les structures dans le Complexe d'Attic.
- 3) Du plissement en fourreau à grande échelle a été suggéré par Goscombe (1991) pour expliquer la présence de dômes gneissiques dans les terrains mésoprotérozoïques de la ceinture orogénique de Strangways en Australie Centrale. Ces dômes sont caractérisés par une linéation minérale ou une linéation d'étirement fortement développée dont l'orientation demeure constante ainsi que par la présence de nombreux indices de cisaillement. Dans le Complexe d'Attic, les domaines de TTG ne présentent pas ou peu d'indices de cisaillement tangentiel et la direction de la linéation minérale est très variable.
- 4) Les caractéristiques structurales des dômes reliés au diapirisme ont été décrites en détail dans la section 1.3.3 mais sont brièvement rappelés ici. Le diapirisme intervient dans des contextes orogéniques caractérisés par de l'instabilité gravitaire (i.e. un profil de densité inversé résultant de la mise en place de roches denses et froides sur un substratum moins dense et chaud; (Gorman *et al.*, 1978) ou dans des contextes où le comportement rhéologique de la croûte est modifié (Figure 1.7) en raison de conditions thermiques plus élevées dans la croûte inférieure (Cagnard *et al.*, 2006a; Chardon *et al.*, 2009). Le motif structural qui résultera de cette tectonique gravitaire variera selon le degré de maturité du système et la position d'un niveau donné au sein du diapir (Choukroune, 1995). Selon (Brun, 1983b; Dixon, 1975; Ramberg, 1981), les diapirs immatures sont souvent caractérisés par une distribution radiale des linéations minérales ou d'étirement, associée à la présence de cisaillements à l'interface entre le dôme et son encaissant permettant l'ascension du dôme. Enfin les fabriques linéaires verticales dominent dans les parties en constriction du dôme (c'est-à-dire dans le tronc) alors que l'apex est caractérisé par des fabriques planaires subhorizontales.

5.1.3.2 Les caractéristiques structurales du Complexe d'Attic

Comme la majorité des terrains archéens appartenant à des sous-provinces volcano-plutoniques, le Complexe d'Attic est caractérisé par deux ensembles lithologiques distincts (TTG et roches volcaniques) qui ont participé de façon dynamique à son évolution structurale.

Cartographiquement, le Complexe d'Attic est marqué par la présence de structures elliptiques allongées selon une direction E-O (i.e. batholites de Holmes et de Josselin) ou NO-SE (pluton de Cuvillier) autour desquelles se moulent les ceintures de roches volcaniques. Ces structures en dômes sont occupées sans exception par des gneiss et/ou des granitoïdes de type TTG. De façon générale, les ceintures de roches volcaniques occupent des structures synclinales entre les dômes. La juxtaposition des dômes de TTG et ceintures de roches vertes représente un contraste de densité important entre d'une part les roches felsiques des dômes dont la densité moyenne est autour de ~ 2.6 , et d'autre part, les ceintures de roches volcaniques, essentiellement constituées de roches mafiques et ultramafiques, dont la densité moyenne avoisine ~ 3.0 .

En bordure des dômes de TTG, la fabrique planaire principale (S_1) est parallèle à l'interface avec les roches vertes. Le pendage de S_1 y varie de fort ($\sim 60^\circ$) à moyen ($\sim 40^\circ$). La linéation minérale, lorsque visible, est généralement radiale (Figure 5.4, Figure 5.5, Figure 5.6). Dans les parties centrales des batholites de Josselin et de Holmes, les pendages de S_1 sont faibles ($\sim 20^\circ$) à subhorizontaux (Figure 5.5e et Figure 5.6b). De plus, ces deux batholites contiennent, dans leur partie centrale, une proportion variable de roches migmatitiques. Ce n'est pas le cas en ce qui concerne le pluton de Cuvillier pour lequel les pendages de S_1 demeurent d'ailleurs moyens à forts ($> 50^\circ$) dans l'ensemble de cette intrusion (Figure 5.4). Dans les roches volcaniques la fabrique S_1 n'est que localement visible à proximité de l'interface TTG-roches volcaniques sous la forme d'une foliation plissée et souvent transposée dans S_2 .

Dans les ceintures de roches vertes, la fabrique planaire principale S_2 est caractérisée par une orientation moyenne E-O qui devient parallèle à l'interface avec les dômes de TTG à proximité de ceux-ci (Figure 5.13). À l'exception du corridor de déformation Holmes-Josselin, la linéation minérale est à composante pendage, et se distribue de façon radiale autour des dômes de TTG. Le corridor de déformation Holmes-Josselin est par contre caractérisé par un jeu senestre, et la linéation minérale métamorphique y est subhorizontale.

Dans les ceintures de roches vertes et en bordure des dômes de TTG, la déformation est caractérisée par la présence d'indices de cisaillement, soulignant le style de déformation tendant vers le cisaillement simple. Cette déformation se traduit par un mouvement inverse pour le cisaillement de la Rivière Kiask (Figure 5.10 a-b) mais

décrochant senestre pour le cisaillement de Holmes-Josselin (Figure 5.10 e-f). En revanche, dans les parties internes des dômes de TTG, l'absence d'un sens de cisaillement clair associé aux fabriques subhorizontales indique l'existence probable d'un raccourcissement vertical coaxial.

Un point triple a été identifié entre le batholithe de Holmes et le pluton de Cuvillier (Figure 5.13). Les points triples sont des domaines structuraux vers lesquels les trajectoires de foliation convergent, et qui sont le résultat de l'interférence entre les champs de déformation liés à la mise en place des dômes.

Les résultats présentés s'insèrent mieux dans un modèle impliquant le diapirisme des dômes de TTG et la sagduction des ceintures de roches volcaniques. La combinaison de ces deux mécanismes forme ce qui peut être appelé un retournement convectif de la croûte. Ce mécanisme s'explique par la présence d'un profil de densité inverse où du matériel dense et froid (les séquences de roches volcaniques mafiques à ultramafiques) surmonte du matériel moins dense et contenant une forte proportion d'éléments radioactifs (les TTG). Cette anomalie se rééquilibre par l'enfoncement des ceintures et l'élévation des diapirs de TTG. Cette mise en place est facilitée par la migmatisation des portions de la partie centrale des dômes.

5.1.3.3 Modèle synthétique résumant les étapes de la déformation régionale au sein du Complexe d'Attic

Deux principaux événements tectoniques, D_1 et D_2 , ont contribué à la structuration du Complexe d'Attic, un troisième événement D_3 de moindre importance est également documenté. L'événement D_1 correspond à la phase de diapirisme, au cours de laquelle les principaux dômes de TTG (les batholithes de Holmes et de Josselin et possiblement le pluton de Cuvillier) ont été soulevés depuis la croûte inférieure (Figure 5.14a). Cet épisode de déformation se manifeste concrètement par le développement d'une fabrique planaire S_1 et, localement, d'une fabrique linéaire au sein des dômes de TTG. Lors de l'ascension des dômes de TTG, les séries volcaniques ont été enfoncées (sagductées) et pincées dans des structures synformes constituant le matériel crustal inter-dôme (Figure 5.14a). Des critères cinématiques compatibles avec ce mouvement vertical relatif entre les TTG et les roches volcaniques sont préservés dans les amphibolites de la partie est du corridor de déformation de la Rivière Kiask (Figure 5.10b). Cette sagduction a été, en outre, favorisée par le contraste de densité existant entre les TTG et les ceintures de roches vertes supracrustales. Lors de la mise en place des dômes et de la sagduction des roches volcaniques, une déformation où le cisaillement simple domine est imposée par le mouvement subvertical relatif des deux assemblages lithologiques et se localise à l'interface TTG-roches volcaniques, sous la forme de zones de cisaillement dont le mouvement accommode la remontée des dômes

(Figure 5.14a). Du même coup, la mise place des dômes de TTG, et particulièrement leur expansion latérale, permet le développement d'une fabrique planaire qui est parallèle, et plus intense, à l'interface avec les intrusions de TTG dans les ceintures de roches volcaniques (Figure 5.14a).

Le second événement tectonique, D_2 , correspond à la phase de raccourcissement régional N-S enregistrée en Abitibi (Figure 5.14b). Cet épisode est probablement pénécemporain du stade final de D_1 . Cet épisode tectonique est à l'origine du développement de la foliation régionale S_2 qui affecte principalement les ceintures de roches volcaniques mais amplifie également les structures D_1 présentes dans les diapirs de TTG (Figure 5.14b). D_2 est possiblement associé à une réactivation en jeu inverse de structures initialement normales, telles que le corridor de déformation de la Rivière Kiask ou celui de Josselin- Montgay, comme en témoigne le critère cinématique

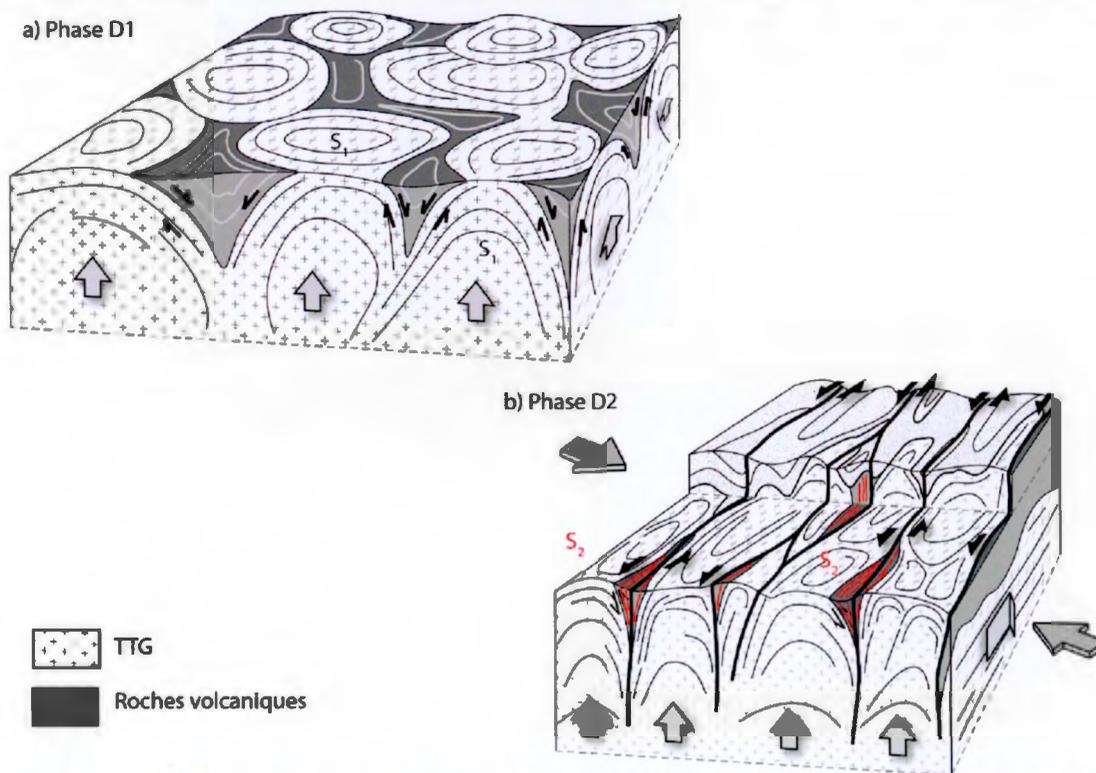


Figure 5.14 - Modèle structural synthétique pour le Complexe d'Attic. a) Phase D_1 correspondant à la mise en place diapirique des dômes de TTG et à la sagduction des ceintures de roches volcaniques. b) Phase D_2 correspondant à l'épisode de raccourcissement N-S régional à l'origine de la schistosité S_2 dans les ceintures de roches vertes ainsi que de l'amplification des structures dans les dômes de TTG. L'épisode D_3 correspond à la localisation de la déformation dans les corridors de déformation et à la réactivation de ceux-ci avec un mouvement décrochant. Modifiée d'après Vidal et al., (2009).

inverse préservé dans les volcanites au schiste vert de la portion ouest du corridor de déformation de la Rivière Kiask (Figure 5.10a). Localement, D_2 entraîne le

développement des zones de cisaillements décrochantes telles que le cisaillement de Holmes-Josselin, caractérisé par un mouvement senestre qui accommode une partie du raccourcissement N-S imposé aux limites du système par un régime en transpression (Figure 5.14b).

L'évènement D_3 , caractérisé localement par un clivage de crénulation S_3 qui affecte S_2 est le dernier évènement de déformation ductile de la région. Cette déformation ne s'exprime que très localement et l'orientation des structures qui y sont associées n'est pas systématique. L'âge maximal de fin de la déformation est placé autour de ~2685 Ma à partir des âges obtenus dans deux granites non déformés (le pluton de Tonnancourt et le pluton de Doussin).

Le modèle structural présenté ci-dessus sera testé dans les sections qui suivent, dédiées à l'étude métamorphique et géochronologique du Complexe d'Attic. De fait, l'analyse des conditions P-T de la déformation enregistrée autant dans les dômes que dans les ceintures de roches volcaniques et les datations U-Pb des principales unités lithologiques de la région permettent d'ajouter des arguments complémentaires pour étayer l'hypothèse d'un modèle diapirique pour expliquer la formation du Complexe d'Attic.

5.2 Étude métamorphique du Complexe d'Attic

L'analyse du métamorphisme régional dans le Complexe d'Attic a comme principal objectif de caractériser les variations spatiales des conditions P-T afin de mettre en évidence d'éventuels contrastes dans l'évolution métamorphique des différents ensembles lithologiques et domaines structuraux et de tester l'hypothèse d'un épisode de retournement convectif de la croûte. Deux étapes de caractérisation étaient initialement prévues : une caractérisation qualitative du métamorphisme basée sur l'observation de lames minces au microscope, et une caractérisation quantitative basée quant à elle sur des analyses de lames minces au microscope électronique à balayage et des analyses ponctuelles à la microsonde électronique sur des assemblages à grenat-amphibole-plagioclase-quartz. Il s'avère que les analyses ponctuelles effectuées sur l'assemblage minéralogique ciblé dans les différents échantillons prélevés n'ont pas permis l'estimation escomptée des conditions de P-T en raison de la composition des amphiboles qui sortait du champ de calibration des thermomètres et baromètres choisis.

5.2.1 Stratégie d'échantillonnage

Les lames minces utilisées ont été réparties dans le Complexe d'Attic de façon à assurer une couverture optimale de la région. Les échantillons spécifiquement destinés à

l'étude thermobarométrique ont été prélevés sur un transect Nord-Sud dans des lithologies contenant, idéalement, l'assemblage grenat + hornblende + plagioclase + quartz afin de disposer de couples de minéraux permettant de calculer des valeurs de pressions et de température, en particulier dans les lithologies mafiques (Graham, C. M. et Powell, 1984; Kohn et Spear, 1989, 1990; Ravna, 2000). Par ailleurs, la présence de grenat dans la roche fournit un outil puissant pour lier les âges U-Pb sur zircon et titanites et les conditions P-T du métamorphisme via les teneurs en REE de ces minéraux (Sections 2.3.5.1 et 2.3.5.2). Au total, ce sont plus de cent lames minces qui ont été observées et décrites pour caractériser la répartition des faciès métamorphiques à travers la zone d'étude. Six échantillons contenant du grenat, montés sur des lames polies, ont été analysés au MEB et à la microsonde électronique pour l'obtention de données quantitatives sur la composition des minéraux.

5.2.2 Assemblages minéralogiques observés et détermination des faciès métamorphiques

Ce sont les travaux de Goldschmidt (1911, 1912) et d'Esklola (1914, 1915) qui sont à l'origine de la classification des différents faciès métamorphiques. Suite à de nombreux travaux, ces faciès initialement proposés pour les roches mafiques ont été étendus aux différentes séquences de roches (ultramafiques, pélitiques, etc.). Dans ce travail, l'identification des faciès métamorphiques dans les roches volcaniques mafiques à intermédiaire et dans les roches sédimentaires (peu abondantes) a été effectuée à partir de la nomenclature synthétisée par Winter (2001) (Figure 5.15).

La caractérisation précise des faciès métamorphiques dans des roches intrusives felsiques est souvent problématique en raison de la faible variabilité minéralogique de ces systèmes (Vernon et Clarke, 2008). Cette analyse s'est donc concentrée sur les lithologies migmatitiques contenant des assemblages à grenat + hornblende + plagioclase + quartz. Comme mentionné plus haut, ce type d'assemblage permet normalement des calculs de pression-température et d'établir un lien éventuel avec des géochronomètres tels que zircon ou la titanite.

En ce qui concerne les migmatites, la nomenclature proposée par Sawyer (2008) est utilisée.

5.2.3 Zonation chimique dans les grenats

Les minéraux et, d'une façon plus générale les roches encodent une partie ou la totalité des évènements géologiques qui les ont affecté sous forme d'une signature chimique (compositionnelle et spatiale) que les géologues essaient de retranscrire afin de comprendre les processus tectoniques généraux à l'œuvre (Kohn, 2003). Dans le cas des roches métamorphiques, ce n'est pas seulement un évènement particulier (conditions P-T du pic métamorphique, taux de refroidissement, assemblage minéralogique ou texture) qui est enregistré mais plutôt un continuum de changement des conditions P-T, des textures, de la composition, et de déplacement intra et inter-grain des éléments chimiques (Kohn, 2003). Dans cette optique, la zonation chimique dans les minéraux métamorphiques occupe une place centrale.

Metamorphic Grade →

Metamorphic Facies	Greenschist	Transitional States	Amphibolite	Granulite			
Albite							
Plagioclase > An ₁₂		Oligoclase		Andesine			
Epidote							
Actinolite							
Hornblende							
Augite							
Orthopyroxene							
Chlorite							
Garnet							
Biotite							
Quartz							
Phengite							
Cummingtonite							
Zone for associated metapelites	Chlorite Zone	Biotite Zone	Garnet Zone	Staurolite and Kyanite Zones	Sillimanite-Muscovite Zone	K-feldspar-Sillimanite Zone	Cordierite-Garnet Zone

Figure 5.15 - Classification des assemblages minéralogiques rencontrés dans les roches mafiques des différents faciès métamorphiques, d'après Winter (2001).

Bien que la plupart des minéraux contiennent une zonation chimique en un élément ou un autre certains s'avèrent plus facilement utilisables que d'autres. C'est le cas du grenat qui est fréquemment zoné en éléments majeurs, en éléments traces, en isotopes stables et radiogéniques et qui présente également l'avantage de fractionner fortement certains éléments chimiques (notamment les HREE) (Kohn, 2003).

La zonation chimique dans le grenat obéit à deux processus opposés : la zonation de croissance (*growth zoning*) et la diffusion. La zonation de croissance est le phénomène par lequel lors de la croissance du grenat dans une roche par le biais de réactions

métamorphiques liées aux changements des conditions P-T, la concentration des éléments majeurs va varier selon la position à l'intérieur du grain. La diffusion désigne le processus par lequel les éléments chimiques vont se déplacer le long d'un gradient de concentration (généralement depuis les valeurs élevées vers les valeurs plus faibles) à un taux qui dépend du coefficient de diffusion D et de la température.

Dans le grenat, le profil type correspondant à la zonation de croissance est caractérisé par une décroissance du Mn, une augmentation du Mg, ainsi qu'une diminution du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ depuis le noyau du grain vers les bordures. Bien qu'influencée par



Légende

- lame mince
- ★ Echantillon utilisé pour l'analyse des grenats
- SV Schiste Vert
- AB Amphibolite
- SVS Schiste Vert Supérieur
- MIG Migmatite

Figure 5.16 - Carte des lames minces utilisées pour déterminer les faciès métamorphiques et des échantillons utilisés pour les analyses dans les grenats.

l'abondance et la composition du plagioclase dans la roche (Spear, 1990), la proportion de Ca dans le grenat dépend de la pression (Kohn, 2003). Ces profils sont généralement associés à la partie prograde du chemin P-T emprunté par la roche.

A l'inverse, dans un grenat où la diffusion est complète les éléments majeurs présenteront des profils plats à travers le grain avec un pic de Mn proche des bordures du grain (Kohn, 2003).

5.2.4 Résultats

Les roches du Complexe d'Attic présentent des assemblages de minéraux métamorphiques caractéristiques des faciès Schiste Vert (SV) et Amphibolite (AMP), ainsi que de nombreuses occurrences de migmatites (Figure 5.16).

5.2.4.1 Métamorphisme des ceintures de roches vertes du Complexe d'Attic

a) Les roches du faciès Schiste Vert

Les roches appartenant au faciès SV affleurent essentiellement dans la partie Nord et Ouest de la région d'étude, au nord-ouest et à l'ouest du batholithe de Holmes, et sur toute la bordure ouest du batholithe de Josselin (Figure 5.16). D'une façon générale dans les roches mafiques du SV les assemblages à chlorite, actinote et épidote dominant (Figure 5.17a), associés à albite, quartz et parfois calcite, biotite ou stilpnomélane. Dans les sédiments pélitiques, ce faciès est caractérisé par l'assemblage minéralogique séricite-phengite + quartz + chlorite + albite plus des phases mineures (carbonates, sulfures, hématite par exemple).

Dans certains secteurs, principalement dans les corridors de déformation, le faciès SV est rétrograde sur des roches ayant atteint le faciès AMP. Les occurrences de grenat dans les roches du faciès SV sont plutôt rares.

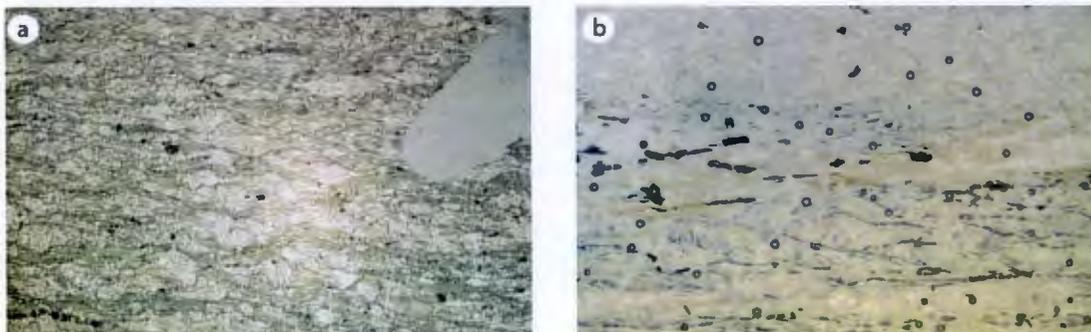


Figure 5.17 - Faciès des Schistes Verts. a) Schiste à chlorite de la bordure nord du batholithe de Holmes dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask. Il est également intéressant de noter dans cette illustration la texture (C-S). b) Schiste à muscovite carbonate affleurant quelques kilomètres à l'ouest du batholithe de Holmes présentant également une texture (C-S).

b) Les affleurements au faciès Amphibolite

Les metabasites du faciès amphibolite sont caractérisées par l'assemblage hornblende + plagioclase, associés à des quantités variables de quartz, épidote, grenat, clinopyroxène et/ou biotite (Figure 5.15). La disparition de l'épidote signe le passage vers les conditions de haut degré du faciès amphibolite.

Du nord du batholithe de Holmes au sud du batholithe de Josselin (Figure 5.16), l'ensemble des ceintures de roches volcaniques est au faciès AMP. Les affleurements au faciès amphibolite montrent généralement une déformation pénétrative, où les amphiboles et accessoirement la biotite matérialisent la foliation et la linéation minérale (Figure 5.18a et b).

La cartographie au microscope électronique à balayage ou à la microsonde électronique des grenats provenant de ces roches permet de faire ressortir les zonations internes en éléments majeurs des cristaux de grenat. La totalité des grenats analysés dans les roches provenant des ceintures de roches volcaniques montre une zonation du Mn plus ou moins développée, avec des profils en forme de cloche, qui résultent de la croissance du grenat pendant le métamorphisme prograde. La zonation dans deux de ces grenats, provenant des échantillons 15-NR-3556 et 15-NR-3636, est montrée sur la Figure 5.19.

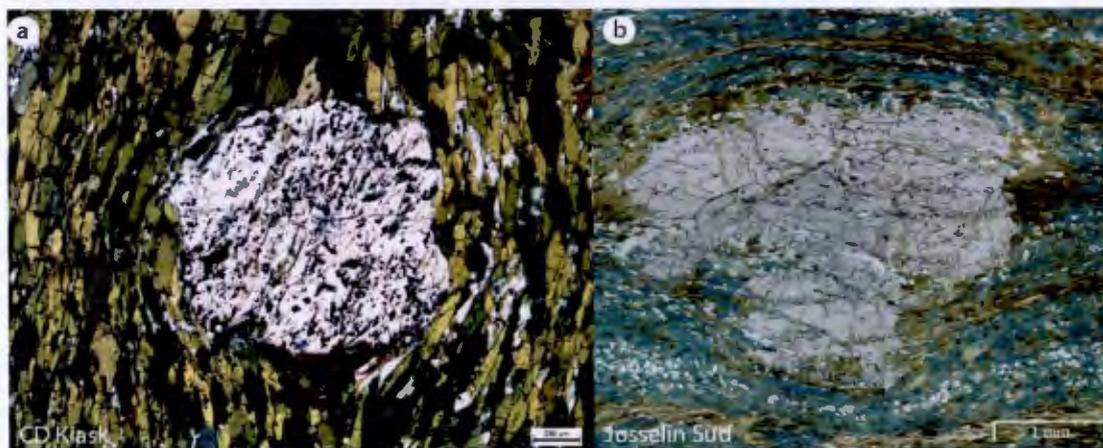


Figure 5.18 – Photographies en lame mince (lumière naturelle) de roches au faciès des amphibolites. a) 15-NR-3556 Amphibolite à grenat au nord de la zone de déformation de la Rivière Kiask, au nord du batholithe de Holmes. b) 15-NR-3636 Amphibolite à grenat dans la zone de déformation Josselin-Montgay, au sud du batholithe de Josselin.

Dans l'échantillon 15-NR-3556, la zonation du grenat est très bien préservée et se distingue même sur la composition colorée. Ce grenat présente des profils en Ca et en Fe concaves, un profil en Mn convexe et un profil en Mg plat (Figure 5.19c).

Dans l'échantillon 15-NR-3636, la zonation de croissance est également préservée comme en témoigne le profil AB à travers le grenat à travers le grenat mais apparaît moins bien sur l'image RVB. Le profil du Mg présente une forme concave, le Mn un profil convexe et le Fe et le Ca des profils plats (Figure 5.19d). L'atténuation des profils est attribuable au processus de diffusion des éléments majeurs dans le minéral suite à une rétrogression partielle, également soulignée par l'aspect corrodé des bordures du grenat, de même que l'accumulation de Mn sur les bordures du grain et dans les fractures (Figure 5.19b). En effet, le Mn n'étant pas un élément présent en quantité importante dans beaucoup de minéraux métamorphiques, il tend à s'accumuler sur les bordures de grains de grenats (faute d'hôte propice) lors de la diffusion suite à des changements P-T ou de composition dans les conditions de croissance des minéraux.

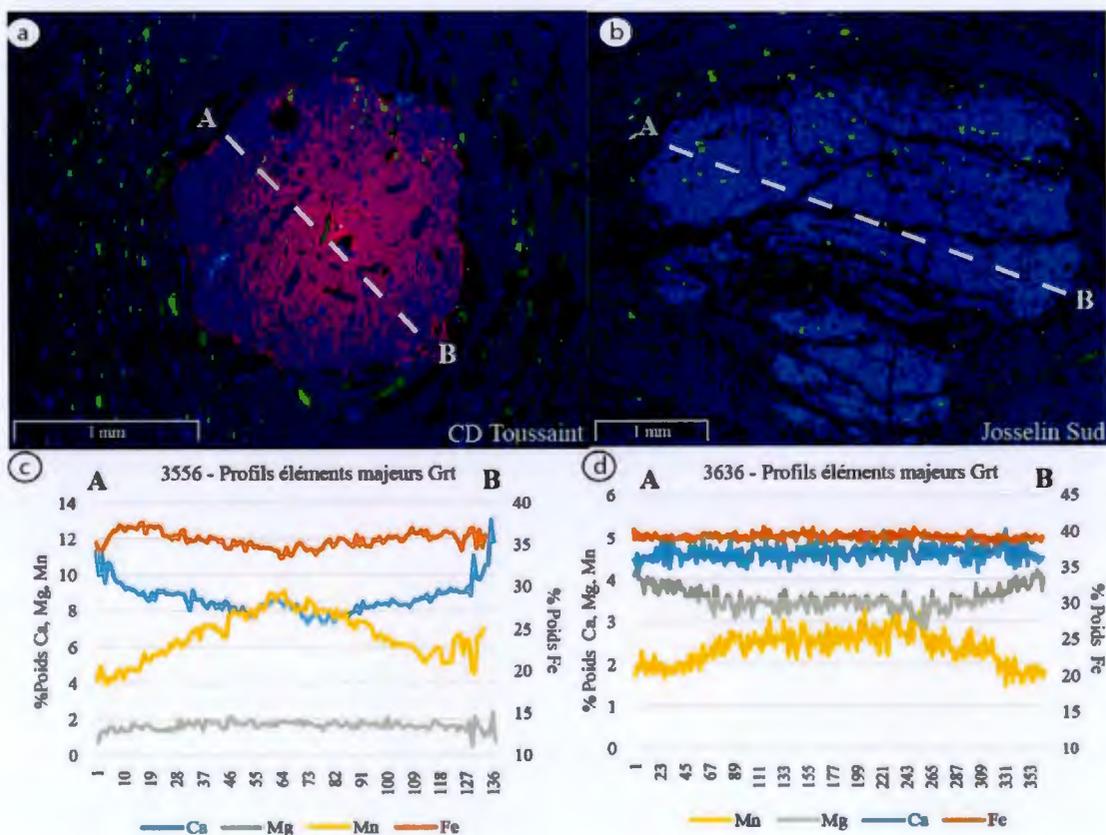


Figure 5.19 – Compositions colorées RVB (Mn en rouge - Ca en vert - Fe en bleu) et profils en éléments majeurs à travers les grenats des échantillons 15-NR-3556 et 15-NR-3636. a) Composition colorée RVB dans l'échantillon 15-NR-3556. b) Composition colorée dans l'échantillon 15-NR-3636. c) Profils en éléments majeurs le long du segment AB dans le grenat de l'échantillon 15-NR-3556. d) Profils en éléments majeurs le long du segment AB dans le grenat de l'échantillon 15-NR-3636. Les grenats montrent une zonation du manganèse bien développée avec un profil en cloche associé à un métamorphisme prograde.

c) Les affleurements de migmatite

Dans les roches mafiques, la transition du faciès amphibolite au faciès granulite apparaît entre 650°C et 850°C et se caractérise par la disparition progressive des phases hydratées. Typiquement, la hornblende se déstabilise pour donner de l'orthopyroxène et du clinopyroxène aboutissant à des assemblages à orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + quartz contenant des proportions variable de grenat, hornblende et biotite (cependant la hornblende et la biotite sont instables dans la partie supérieure du faciès granulite). Si l'apport en eau est suffisant, le faciès des granulites n'est pas atteint et les roches peuvent atteindre la fusion partielle. C'est souvent le cas dans le Complexe d'Attic où il n'y a pas d'occurrence d'orthopyroxène ou de clinopyroxène mais de nombreuses évidences de migmatisation.

L'échantillon 14-YD-4043 (Figure 5.16) est un échantillon de métatexite dans une amphibolite à grenat dont le protolithe est interprété comme un basalte en coussins (Figure 5.20a et b).



Figure 5.20 - a) Reliques de bordures de coussin dans les roches volcaniques mafiques déformées à proximité (quelques mètres) de l'échantillon 14-YD-4043. b) Affleurement de métatexite 14-YD-4043 dans les roches volcaniques mafiques de la zone de déformation Holmes-Josselin, au sud du batholithe de Holmes.

Cette métatexite contient essentiellement amphibole – grenat – plagioclase– quartz avec de nombreux autres minéraux accessoires, tels que biotite, épidote, ilménite et titanite (Figure 5.21a-b). Le néosome est constitué de plagioclase- quartz - amphibole. Sawyer (2008) souligne que, dans ce type de lithologies, le grenat est généralement présent dans la roche avant la migmatisation. Cette hypothèse est corroborée dans la section dédiée à l'étude des REE dans les zircons (voir section 6.1.4).

La cartographie des éléments majeurs au MEB dans une partie de la lame mince de l'échantillon 14-YD-4043 permet d'imager les zonations internes du grenat (Figure 5.21). La composition colorée (Figure 5.21c) fait ressortir la plus forte concentration en Mn au centre du grenat. La Figure 5.21d présente les concentrations (en % poids)

des éléments majeurs le long du segment AB. Le Mg et le Fe présentent des profils légèrement concaves le long du profil AB à travers le grenat. Le profil du Ca est caractérisé par une forme concave plus prononcée que le Fe et le Mg. Enfin le Mn présente un profil convexe bien développé, suggérant que cette zonation est héritée de la croissance du minéral lors du métamorphisme prograde. Sawyer (2008) a calculé des

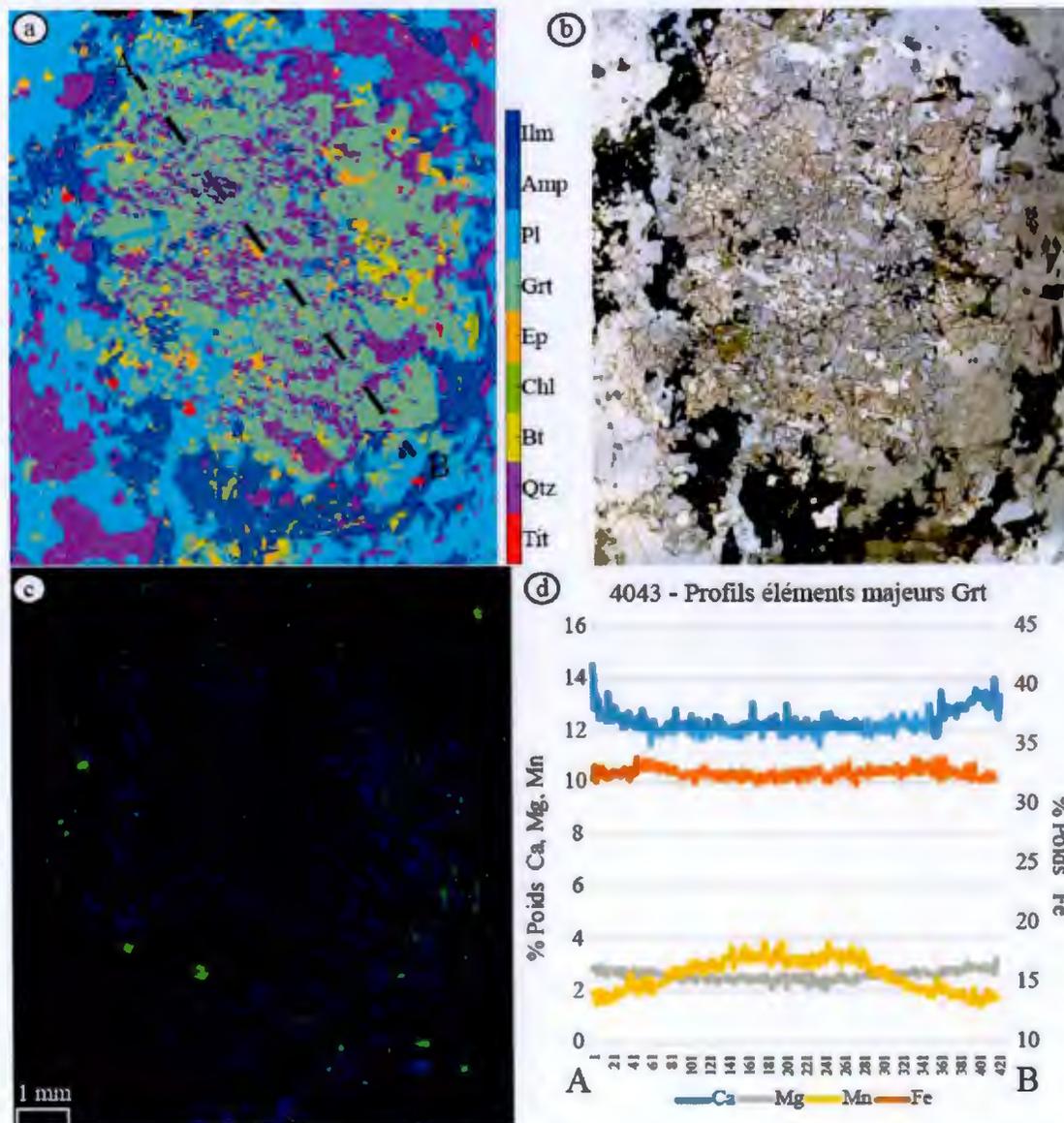


Figure 5.21 - Détail autour d'un grenat centimétrique dans la métatextite de l'échantillon 14-YD-4043 dans le corridor de déformation Holmes-Josselin, au sud du batholithe de Holmes. a) Composition colorée permettant de distinguer les différents minéraux b). Photographie prise au microscope optique en lumière naturelle. c) composition colorée (Mn en rouge - Ca en vert - Fe en bleu) permettant de voir la zonation en cloche du Mn vers le centre du grenat. d) Profils en éléments majeurs dans le grenat le long du segment AB.

températures de formation excédant 700°C et des pressions variant de 7 à 8 kbar pour des roches similaires dans les roches mafiques à l'est de Chibougamau.

5.2.4.2 Le métamorphisme dans les dômes de TTG

Deux échantillons provenant des parties centrales des dômes de TTG (16-NR-3786 dans le batholithe de Holmes et 16-NR-3917 dans le batholithe de Josselin - Figure 5.16) ont été étudiés afin de caractériser le métamorphisme dans ces domaines rocheux et de mettre en évidence d'éventuels contrastes avec les échantillons prélevés dans les ceintures de roches volcaniques.

Dans le batholithe de Holmes, l'échantillon 16-NR-3786 provient de la tonalite gneissique à biotite (Annexe A – Carte géologique) et contient grenat, amphibole, épidote, muscovite comme minéraux secondaires (Figure 5.22a).

Les concentrations en éléments majeurs ont été mesurées dans la totalité du champ présenté sur la Figure 5.22a et permettent de caractériser la zonation des éléments chimiques dans le grenat. Le Ca présente un profil plat à très légèrement convexe, le Mg un profil légèrement concave et le Fe un profil totalement plat. Le Mn présente un profil plat dans l'ensemble mais des concentrations élevées près des bordures du grain. Ces profils sont typiques de minéraux qui ont subi une diffusion des éléments chimiques, généralement lors de la partie rétrograde du chemin P-T.

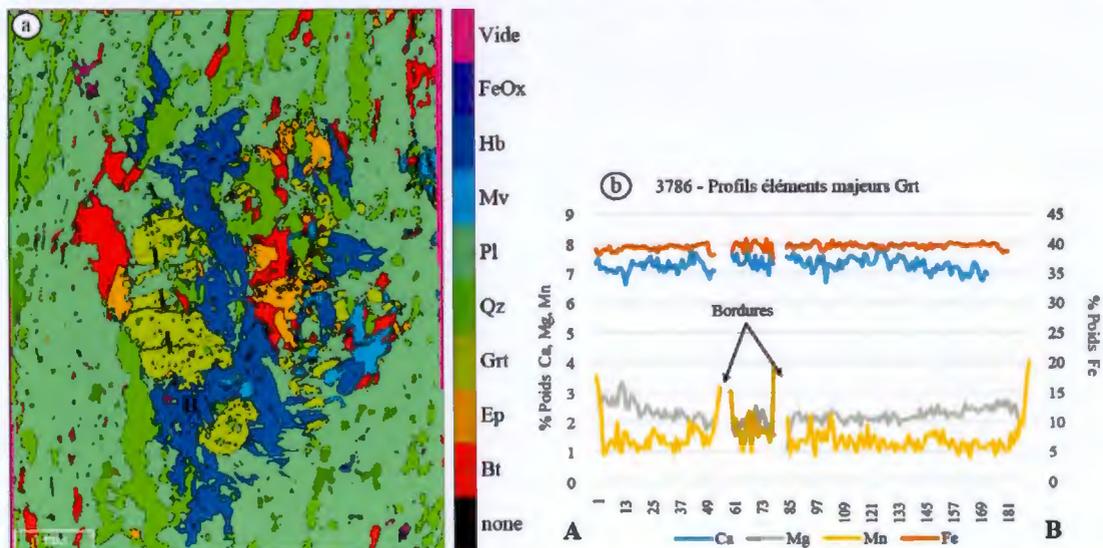


Figure 5.22 – Détail d'un grenat dans l'échantillon 16-NR-3786. a) Image en fausse couleur réalisée à partir des analyses en éléments majeurs dans la lame mince de l'échantillon et permettant l'identification des différents minéraux qui constituent la roche. b) Profils de concentration des éléments majeurs (en % poids) à travers le grenat le long d'un segment AB.

De façon similaire, l'échantillon 16-NR-3917 provient d'une diatexite prélevée dans la partie centrale du batholithe de Josselin (Figure 4.3c et d). Sur cet affleurement, le mésosome est un gneiss quartzofeldspathique à hornblende et épidote, alors que le néosome est essentiellement composé de quartz, feldspath, amphibole et grenat (Figure 5.23a-b).

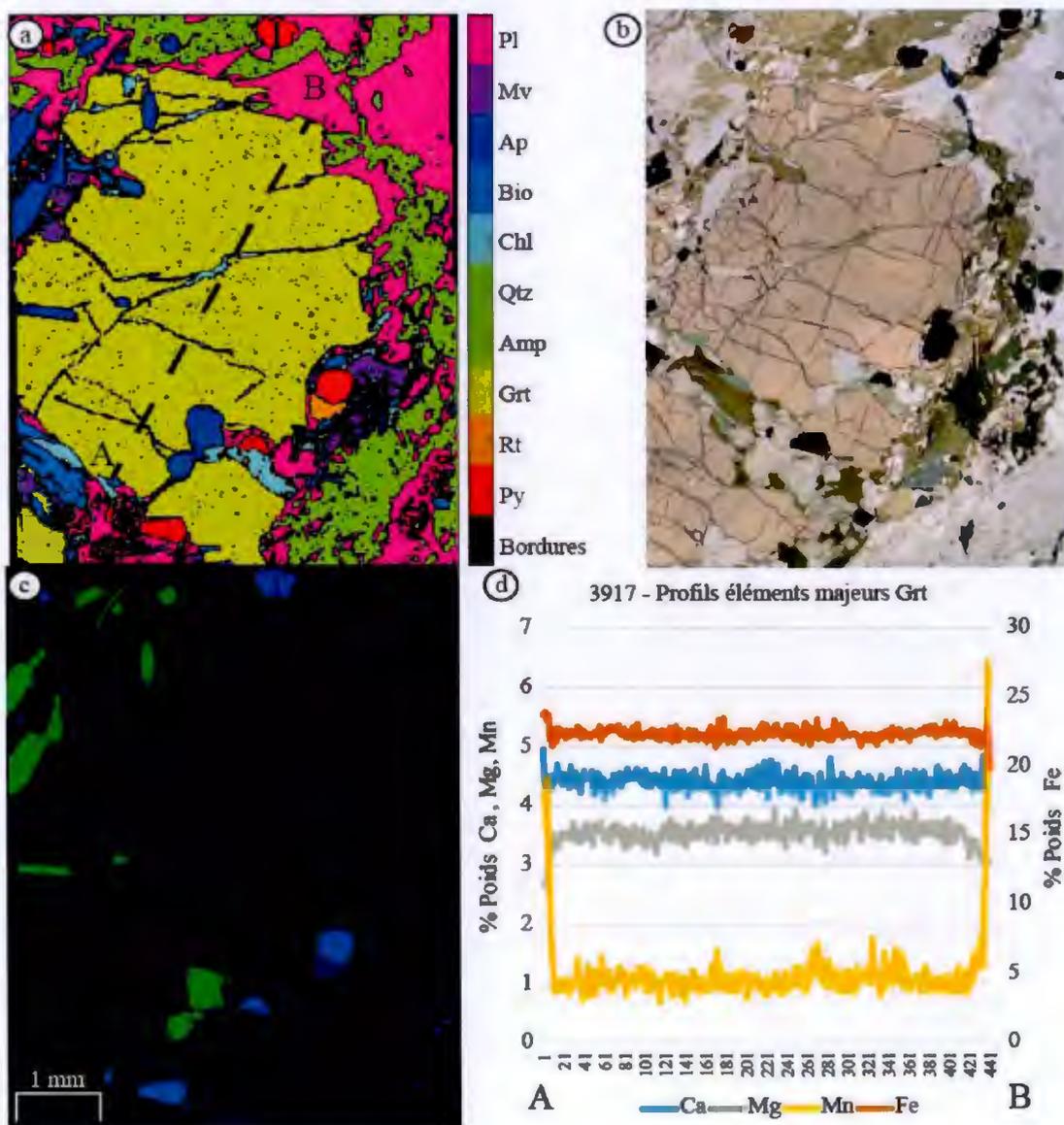


Figure 5.23 – Détail autour d'un grenat centimétrique dans la métatexite de l'échantillon 16-NR-3917. a) Image en fausses couleurs réalisée à partir des analyses en éléments majeurs dans la lame mince permettant de distinguer les différents minéraux. b) Photographie prise au microscope optique en lumière naturelle. c) Composition colorée (Mn en rouge - Ca en vert - Fe en bleu) permettant de voir la zonation l'abondance de Mn à proximité des bordures du grain. d) Profils en éléments majeurs dans le grenat le long du segment AB.

La cartographie en éléments majeurs de la lame mince au MEB souligne l'absence de zonation chimique dans le minéral, dont les profils d'éléments majeurs sont plats (Figure 5.23d). Cependant, au niveau des bordures du minéral le Mn présente des concentrations élevées (Figure 5.23c-d). Comme dans le cas de l'échantillon 16-NR-3786, mais de façon plus prononcée ici, l'absence de zonation dans le grenat suggère que la diffusion a été complète et qu'elle est généralement associée à des conditions métamorphiques de haut grade sur des durées prolongées.

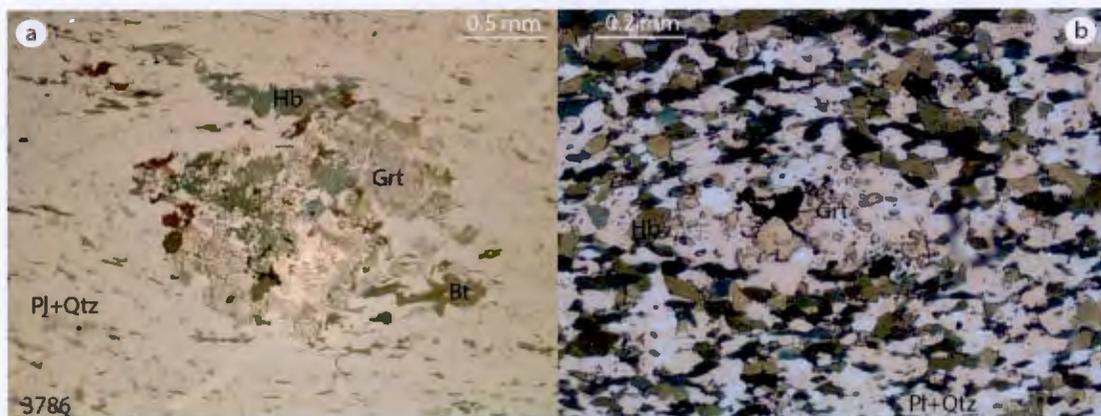


Figure 5.24 - a) Déstabilisation du grenat remplacé par l'amphibole et le plagioclase dans une tonalite gneissique du batholithe de Holmes (3786). b) Déstabilisation du grenat remplacé par le plagioclase et des minéraux opaques dans une enclave d'amphibolite du batholithe de Josselin (3230).

Par ailleurs, de nombreuses textures associées à la décompression de lithologies contenant du grenat ont été observées dans les roches métamorphiques des dômes de TTG. C'est le cas des échantillons 16-NR-3786 et 15-NR-3614 (Figure 5.24 a et b) qui proviennent respectivement des parties centrales des batholithes de Holmes et de Josselin, et pour lesquelles les paragenèses à grenat sont déstabilisées en faveur de la formation d'amphibole et d'épidote dans le premier cas et d'amphibole et de plagioclase dans le second. Cette déstabilisation résulte de réactions de transfert net (par opposition aux réactions d'échange, par exemple en Fe-Mg entre le grenat et la biotite) dont les pentes sont fortes dans l'espace P-T (traduisant une faible dépendance à la température et une forte dépendance à la pression). Ces textures sont donc interprétées comme résultant d'une décompression pendant la partie rétrograde du chemin P-T suivi par la roche.

5.2.5 Synthèse des résultats et interprétation

Le métamorphisme dans le Complexe d'Attic est principalement caractérisé par :

- Une prédominance du faciès Amphibolite autour des batholithes de Holmes et de Josselin.

- Un gradient métamorphique fort sur sa bordure ouest et nord-ouest où l'on passe rapidement du faciès Amphibolite au faciès Schiste Vert, la limite entre ces deux faciès étant probablement marquée par la présence d'un corridor de déformation.
- Les parties centrales des dômes de TTG sont caractérisées par une abondance des lithologies migmatitiques. Les occurrences de fusion partielles sont locales et de moindre ampleur dans les ceintures de roches volcaniques.
- La zonation chimique des grenats des échantillons provenant des dômes de TTG, témoigne du chemin rétrograde de métamorphisme. À l'inverse, dans les roches vertes, la zonation chimique observée dans les grenats témoigne de la partie prograde du chemin P-T.
- Dans les ceintures de roches volcaniques, les grenats analysés au MEB ont préservé une zonation chimique caractéristique d'une croissance pendant la portion prograde du trajet P-T de la roche (profil du Mn en cloche notamment).
- Dans les dômes de TTG, les grenats analysés au MEB sont caractérisés par des profils en éléments majeurs plats avec une augmentation marquée de la concentration en Mn proche des bordures. Ces profils sont le résultat de la diffusion des éléments chimiques lors du trajet rétrograde de la roche. Cette interprétation est également soutenue par la présence de réactions d'échanges nets rétrogrades consommant du grenat et traduisant une variation de la pression.

Ces résultats suggèrent des mouvements relatifs verticaux entre les dômes de TTG et les roches vertes encaissantes. Ainsi, pendant leur ascension dans la croûte, les roches plutoniques des dômes de TTG auraient partiellement fondu à certains endroits et donc préservé les assemblages minéralogiques caractéristiques de cette partie de leur évolution P-T. Les roches vertes encaissantes, s'étant mises en place en surface (comme en témoignent la présence de coussins préservés), ont été progressivement enfouies vers la croûte profonde, atteignant plus tardivement que les roches intrusives les conditions P-T nécessaires à leur fusion partielle.

Les conséquences des mouvements verticaux relatifs entre dômes de TTG et ceintures de roches volcaniques ont été étudiées en détail par François *et al.* (2014). Dans cette étude qui s'intéresse au batholithe du Mount Edgar dans le craton du Pilbara, les auteurs utilisent des données thermobarométriques acquises dans des échantillons provenant des ceintures de roches volcaniques et du dôme de TTG adjacent afin d'estimer avec précision les conditions P-T enregistrées par les deux ensembles lithologiques. Les résultats de cette partie de l'étude mettent en évidence que les conditions d'équilibration des assemblages métamorphiques sont caractérisées par une pression

plus élevée mais une température plus faible dans les roches volcaniques (9-11 kbar et 450-550°C) que dans les dômes de TTG (6-7 kbar et 650-750°C) (Figure 5.25c).

Parallèlement, un modèle numérique thermomécanique de la croûte archéenne est

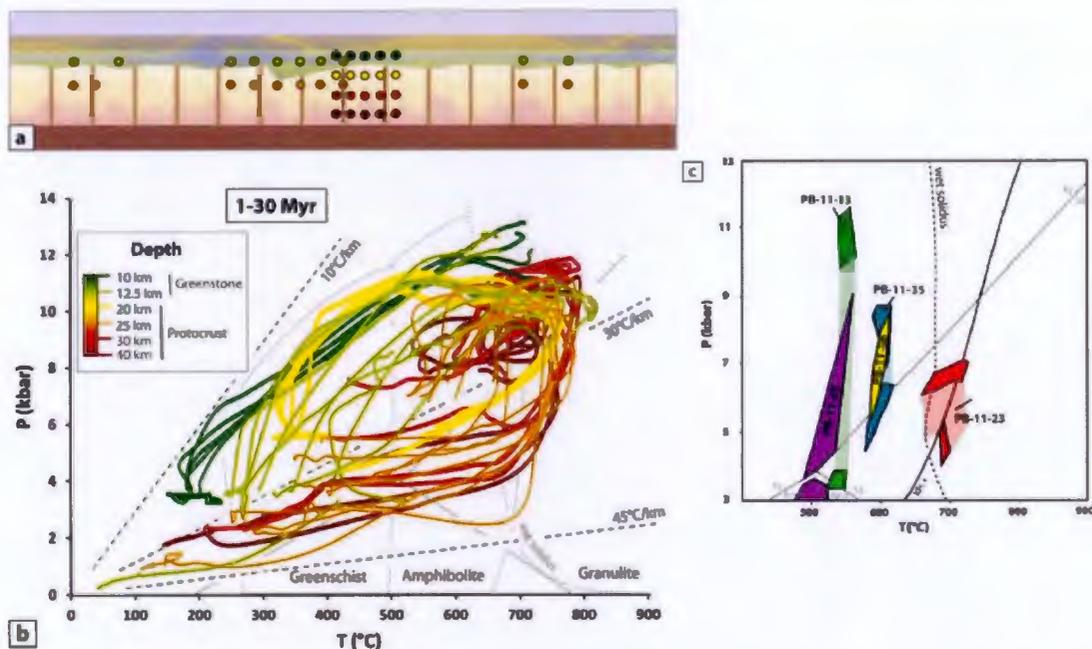


Figure 5.25 - a) Modélisation numérique thermomécanique d'un épisode de retournement convectif de la croûte archéenne. b) Les marqueurs de couleurs correspondent aux chemins P-T représentés dans le diagramme, d'après François et al., (2014). c) Pseudosections calculées sur les échantillons du Pilbara. Ce modèle est étayé par la modélisation de pseudosections sur des échantillons du Pilbara (François et al., 2014).

utilisé pour simuler un retournement convectif aboutissant à la géométrie en dômes et bassins caractéristique de ce terrain (Figure 5.25a). Des marqueurs numériques sont placés à différents niveaux dans les TTG et dans les ceintures de roches volcaniques afin de pouvoir modéliser les trajets P-T suivis lors du retournement convectif et de les comparer aux données thermobarométriques obtenues dans les échantillons analysés (Figure 5.25b). Il s'avère que ces données thermobarométriques et chemins P-T de la modélisation thermomécanique concordent et mettent en évidence l'existence de deux types de trajets P-T distincts. Le chemin P-T suivi par les roches appartenant aux ceintures de roches volcaniques est caractérisé par un chemin essentiellement prograde dont le gradient de température est faible ($\sim 15^{\circ}\text{C}/\text{km}$) (Figure 5.25b). A l'inverse, dans les dômes de TTG, les trajets P-T sont caractérisés par une phase d'exhumation suivie d'un refroidissement isobarique caractérisé par un gradient de température élevé ($\sim 40^{\circ}\text{C}/\text{km}$) (Figure 5.25b).

Le modèle proposé par (François *et al.*, 2014) fournit un cadre intéressant dans lequel analyser les données obtenues dans les échantillons du Complexe d'Attic. La Figure 5.26a-b présente un schéma interprétatif de l'évolution de la phase diapirique dans le Complexe d'Attic. Les échantillons analysés sont positionnés le long de la coupe interprétative proposée et les trajets P-T hypothétiques représentés sur la Figure 5.26c. En effet, les analyses effectuées dans les grenats des échantillons provenant des roches volcaniques du Complexe d'Attic révèlent que ces minéraux ont conservé la zonation chimique résultant de la croissance du grenat pendant le trajet prograde. Par ailleurs,

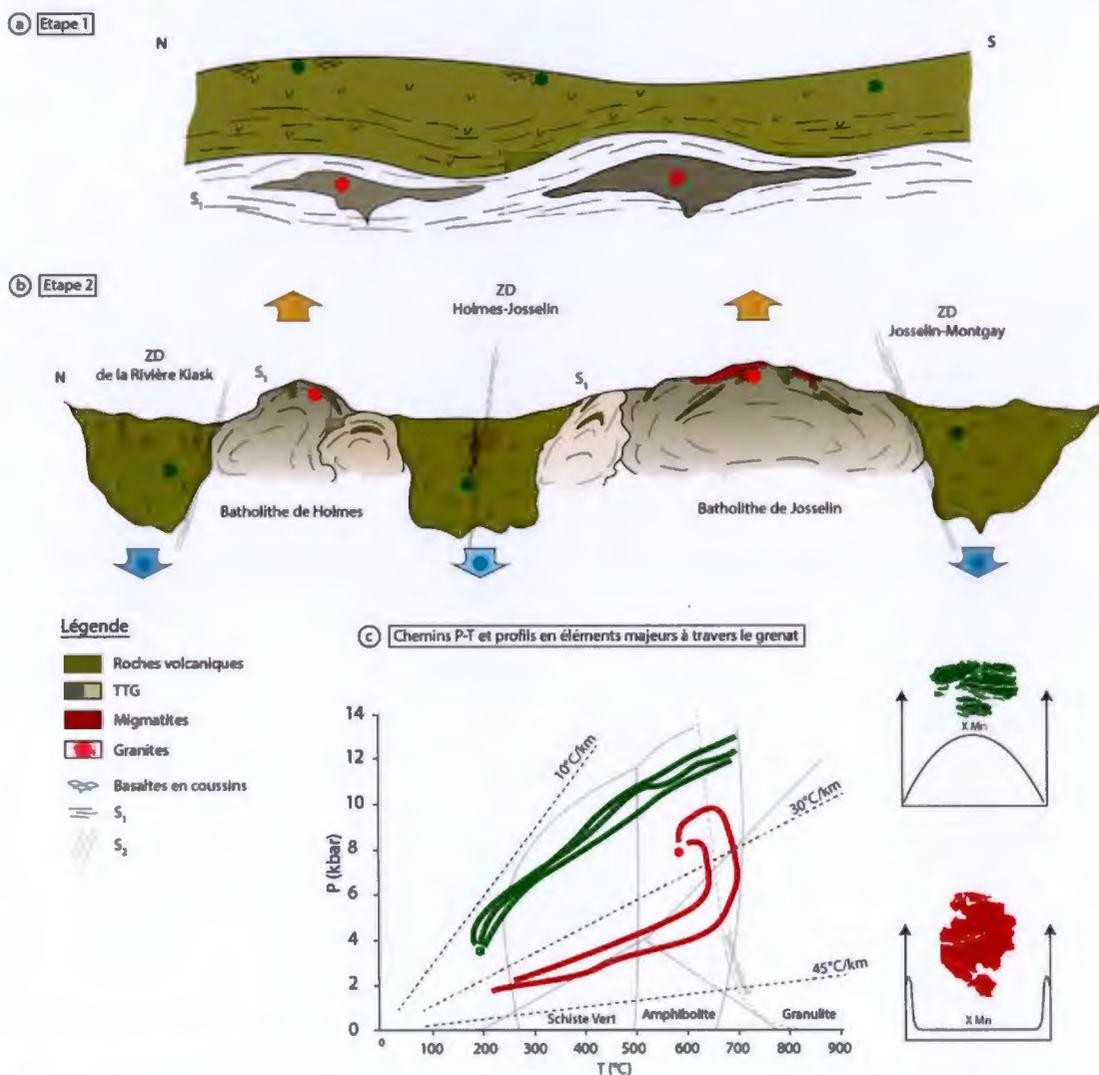


Figure 5.26 - Schéma présentant en deux étapes a) et b) l'évolution de marqueurs métamorphiques dans le Complexe d'Attic. La position des différents marqueurs correspond à la position des échantillons étudiés au chapitre 5. c) Diagrammes P-T tirés des modélisations numériques effectuées par François *et al.*, (2014). A droite, deux schémas présentent les profils élémentaires obtenus dans les grenats des échantillons du Complexe d'Attic en fonction du type de lithologie dans lequel ils ont été prélevés.

l'augmentation de la teneur en grenat grossulaire vers les bordures des grains suggère une augmentation des conditions de pressions au cours de ce trajet prograde. À l'inverse, dans les TTG, les grenats analysés présentent des profils en éléments majeurs plats, uniquement perturbés par une augmentation abrupte du Mn en bordure de grain. Ces profils sont caractéristiques de grains ayant subi une diffusion complète des éléments majeurs et sont généralement associés à la partie rétrograde du chemin P-T à haute température.

La datation de migmatites dans les parties centrales du batholithe de Josselin et dans le corridor de déformation de Holmes-Josselin devrait permettre de mettre en évidence le décalage temporel entre les deux événements qui marquent l'évolution contrastée des séries de roches volcaniques et des TTG le long de leur chemin P-T respectif. En toute logique, les TTG devraient avoir fondu de façon précoce par rapport aux roches volcaniques. Cette hypothèse sera testée dans les sections 6.1.4 et 6.3.3 consacrées à l'analyse U-Pb LA-ICP-MS et ID-TIMS des zircons provenant de ces deux lithologies.

6. CHAPITRE VI

GÉOCHRONOLOGIE U-PB DU COMPLEXE D'ATTIC¹

6.1 Géochronologie U-Pb par ablation laser sur zircon dans le Complexe d'Attic

Dans ce travail, treize échantillons ont été prélevés pour des analyses U-Pb par ablation laser sur zircons (Figure 6.1). Parmi ceux-ci, les échantillons 14-HH-1206 et 14-JM-

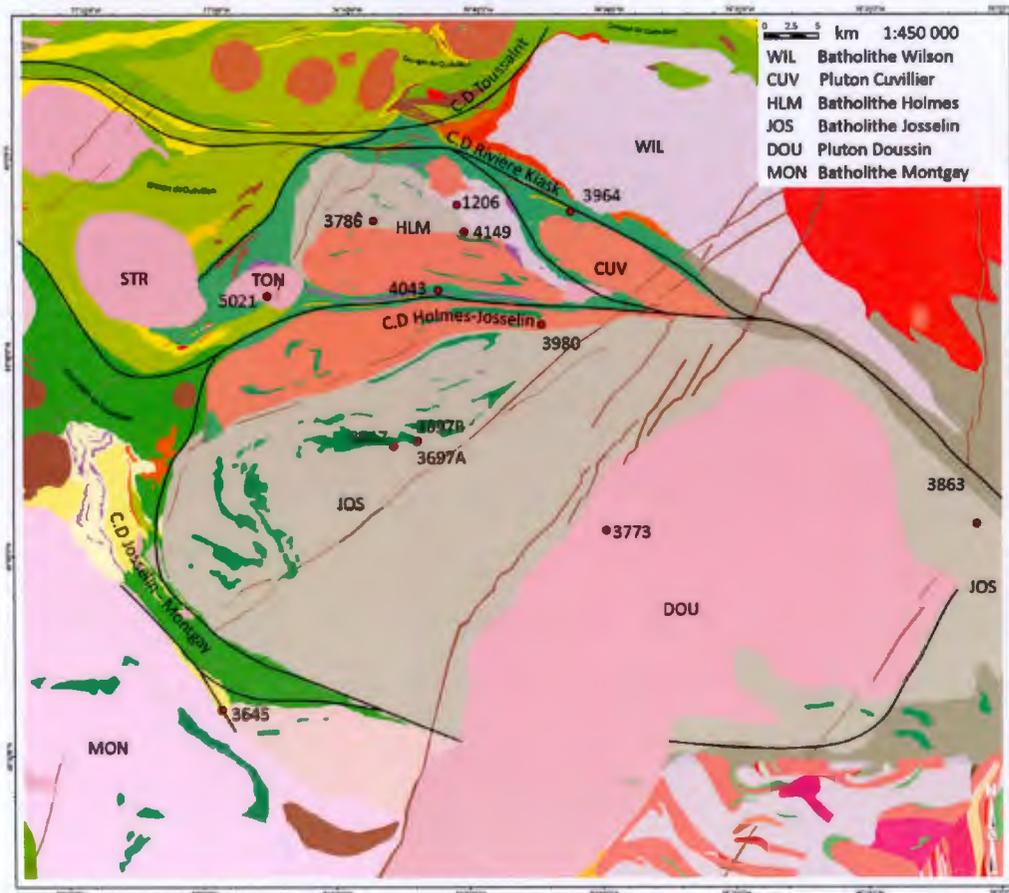


Figure 6.1 - Carte de localisation des échantillons (numéros abrégés) prélevés pour la géochronologie U-Pb sur zircon.

¹ Les données numériques des résultats présentés dans ce chapitre sont disponibles auprès de l'auteur : nicolas.revelli@hotmail.fr.

5021 ont été analysés respectivement par J. David et C. Roffeis dans le cadre du programme de cartographie géologique du MERN pour la campagne de l'année 2014.

6.1.1 Stratégie d'échantillonnage et méthodes utilisées

L'échantillonnage a été effectué avec le double objectif de : 1) caractériser les populations d'âges de zircons hérités dans les roches volcaniques et dans les TTG afin de mettre en lumière les relations qui unissent ces deux ensembles lithologiques et comparer ces populations avec celles obtenues ailleurs en Abitibi et dans l'Opatoca; 2) dater la mise en place des principales unités lithologiques présentes dans la zone d'étude ainsi que les éventuels événements métamorphiques qui les ont affectées. Afin de pouvoir établir un lien entre les âges obtenus sur les zircons et d'éventuelles données thermobarométriques, des échantillons contenant du grenat ont été sélectionnés en priorité. Ce minéral possède le double avantage d'entrer dans plusieurs réactions métamorphiques permettant de calculer température et pression dans les roches et d'affecter de façon prononcée le spectre d'abondance des terres-rares dans le zircon lors d'une croissance simultanée des deux minéraux (voir paragraphe 2.3.5.1). Cela permet, le cas échéant, d'établir un lien entre conditions P-T et âges U-Pb.

Afin de clarifier la lecture, les résultats des analyses U-Pb et des analyses des concentrations en Ti et en REE dans les zircons sont regroupés par type de lithologie (TTG, roches volcaniques ou roches métamorphiques) et par localité (e.g. batholithe de Holmes, batholithe de Doussin). Dans les sous-sections qui suivent, les résultats des analyses de REE dans les zircons sont présentés sous forme de diagrammes multi-élémentaires normalisés aux chondrites (McDonough and Sun, 1995). Lorsque plusieurs domaines compositionnels, identifiés lors de l'observation à la loupe binoculaire ou en CL, ont été analysés, les analyses correspondant aux différents domaines sont représentées par des couleurs distinctes. Les analyses des concentrations en Ti dans les zircons sont présentées sous forme de diagrammes de quartiles.

Le thermomètre [Ti] dans le zircon a été utilisé pour calculer les températures de cristallisation. La calibration de Ferry et Watson (2007) a été utilisée pour les calculs. Des calibrations plus récentes existent, mais Cruz-Urbe *et al.* (2018) soulignent que cette calibration utilise des données provenant de zircons naturels d'environnements variés améliorant sa robustesse.

6.1.2 Les analyses U-Pb sur zircons dans les roches volcaniques

Sur sept échantillons prélevés dans les roches volcaniques encaissantes seuls deux contenaient des zircons. Le premier provient d'une volcanite felsique à intermédiaire du corridor de déformation de la Rivière Kiask au nord du pluton de Cuvillier (3964,

Figure 6.1) et le second d'une volcanite felsique du corridor de déformation Josselin-Montgay (3645, Figure 6.1).

La volcanite felsique de la zone de cisaillement de la Rivière Kiask (16-NR-3964) est une roche équigranulaire à grain fin fortement déformée. Cette lithologie est particulièrement pauvre en zircons. Les zircons extraits sont de taille inférieure à 100 μm et correspondent souvent à des fragments de zircons plus gros. Il est donc difficile de définir un type morphologique caractéristique. L'observation de ces grains en CL révèle cependant des caractéristiques communes. La plupart des zircons possèdent un domaine interne homogène ou faiblement zoné, qui peut être sombre ou clair (respectivement riche ou pauvre en uranium). Les surcroissances qui enveloppent ces domaines internes sont caractérisées par une zonation inégale, ainsi que de la recristallisation tardive.

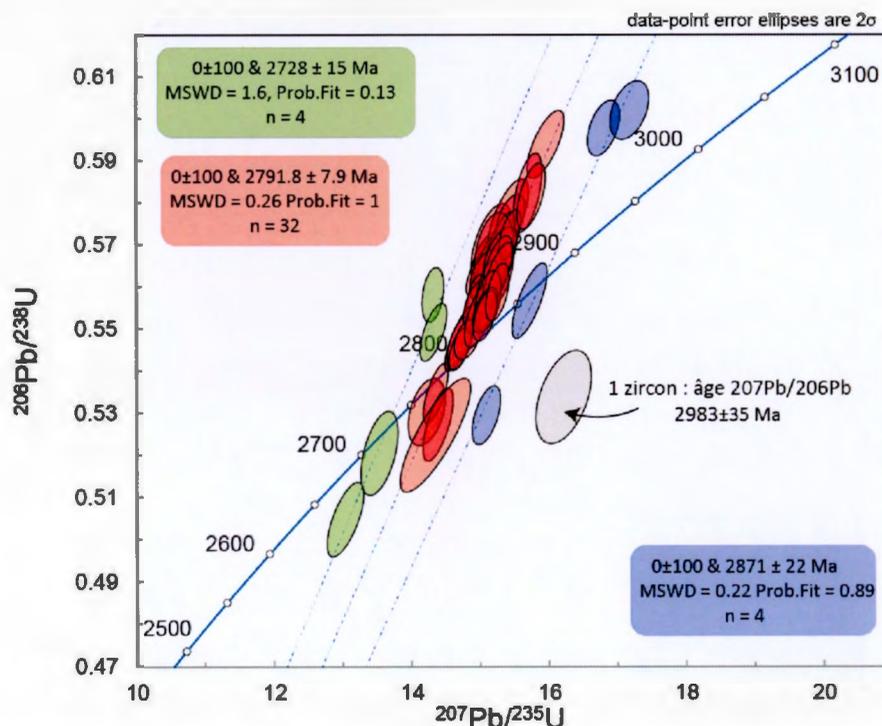


Figure 6.2 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 15-NR-3964 dans un diagramme Concordia. Les ellipses grises et bleues représentent des populations héritées, les ellipses rouges la population correspondant à la cristallisation de la roche et les ellipses vertes représentent des surcroissances métamorphiques.

Les analyses dans les zircons de cet échantillon ont permis le calcul de trois intercepts supérieurs avec la Concordia (Figure 6.2). L'intercept de la première population à 2871 ± 22 Ma (la Figure 6.2) est interprété comme un âge hérité. La deuxième population, statistiquement la plus abondante avec 32 valeurs, livre un intercept à 2791.8 ± 7.9 Ma

(Figure 6.2). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation de la roche. Cet âge qui figure parmi les plus anciens de l'Abitibi (Monecke *et al.*, 2017b; Thurston *et al.*, 2008) a des équivalents au NE de la zone d'étude dans la ceinture d'Urban Barry où la Formation de Fecteau a été datée à 2791 ± 1 Ma (Bandyayera *et al.*, 2004). Enfin, la troisième population (en vert sur la Figure 6.2), livre un âge à 2728 ± 15 Ma. Cet âge est interprété comme un épisode de croissance de zircon lié à la mise en place des intrusions avoisinantes, par exemple le batholithe de Holmes dont les âges sont présentés plus loin. Les zircons de cet échantillon étant souvent de taille inférieure à $100 \mu\text{m}$, aucune analyse de REE ou de concentration en Ti n'ont été effectuées car la taille du faisceau laser ne le permettait pas.

Un autre échantillon de volcanite (15-NR-3645) a été prélevé au sud de la zone d'étude dans le corridor de déformation de Josselin-Montgay (Figure 6.1). La roche est une volcanite intermédiaire à felsique isogranulaire à grain fin. Sur l'affleurement la foliation est pénétrative et associée à un boudinage des niveaux felsiques plus résistants. Les zircons extraits de cet échantillon représentent une population morphologique homogène de prismes trapus, clairs, anguleux à subarrondis (Figure 6.3a).

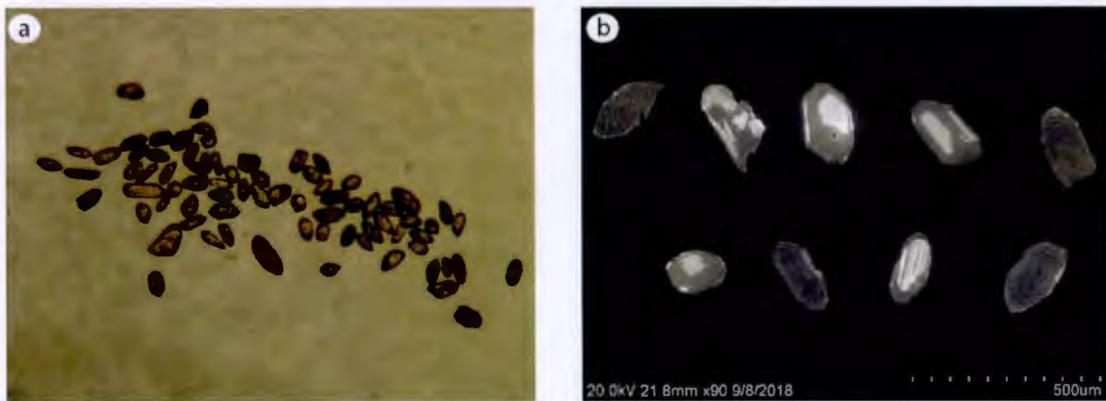


Figure 6.3 - Microphotographie des zircons de l'échantillon 15-NR-3645. a) Les zircons de l'échantillon 15-NR-3645 appartiennent à une population morphologique unique. b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et de recristallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence.

En CL, les grains présentent un domaine interne préservant une zonation oscillatoire ou une zonation en secteur, fréquemment surmontée d'une surcroissance, caractérisée par une zonation diffuse et de la recristallisation (Figure 6.3b).

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons de l'échantillon 15-NR-3645 permettent de distinguer deux populations d'âges : l'intercept de la première population (en bleu sur la Figure 6.4) livre un âge de 2818 ± 14 Ma. Cet âge est associé à la présence de noyaux hérités dans les zircons. La deuxième population est largement dominante dans l'échantillon. L'intercept calculé pour la deuxième population est 2724.8 ± 3.4 Ma. Cet âge est interprété comme étant celui de la mise en place des roches volcaniques.

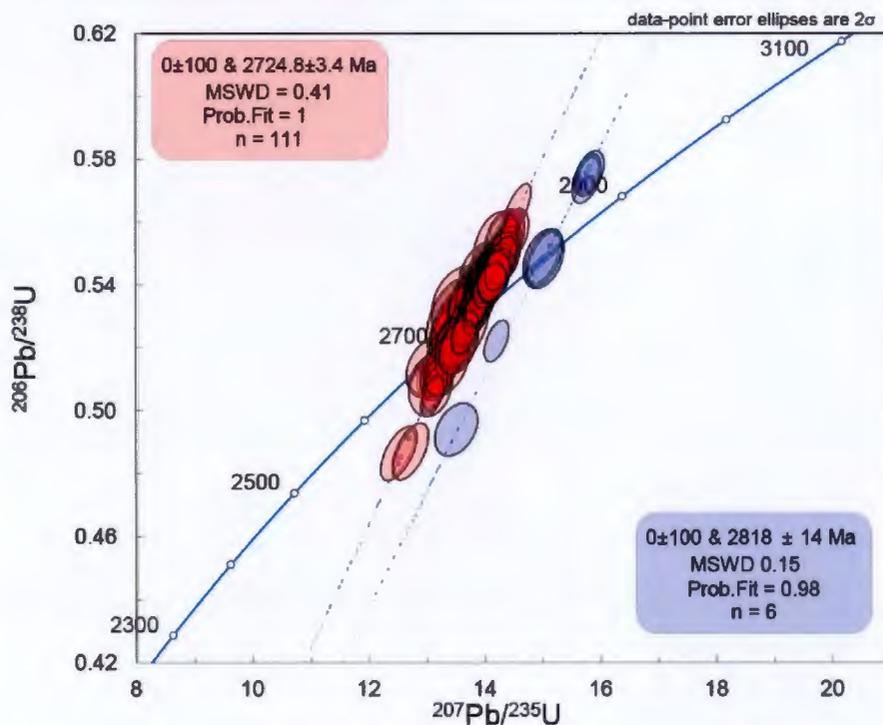


Figure 6.4 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 15-NR-3645 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans la population héritée et les ellipses rouges les analyses dans la population associée à la mise en place de la roche.

L'analyse des REE dans les zircons de l'échantillon 15-NR-3645 met en évidence une remarquable homogénéité de ces zircons quant à l'allure des spectres calculés (Figure 6.5a). Cette homogénéité reflète celle des compositions isotopiques du couple U-Pb et apporte la confirmation que l'échantillon appartient bien à une unité volcanique. Les principales caractéristiques de ces spectres (Figure 6.5a) sont un fractionnement élevé entre LREE et HREE (donc une pente fortement positive du spectre), une anomalie positive en Ce, une anomalie négative en Eu, ce qui est considérée comme indicateur de la présence de plagioclase lors de la cristallisation des zircons dans cette roche (Hoskin et Schaltegger, 2003). Les concentrations en LREE présente une légère variabilité attribuable à la recristallisation des grains au cours d'un épisode

métamorphique ou hydrothermal qui n'affecte cependant pas forcément les âges (Hoskin et Black, 2000).

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon

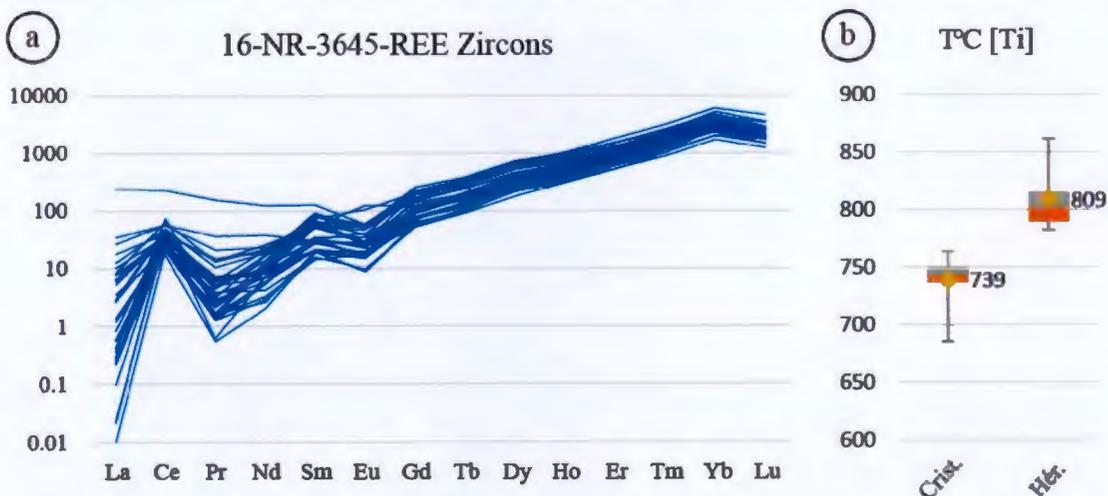


Figure 6.5 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 15-NR-3645. Dans le diagramme en quartiles la barre d'erreur inférieure représente la valeur minimale calculée, l'aire orange le deuxième quartile, le point jaune la moyenne des valeurs calculées, l'aire grise le troisième quartile et la barre supérieure la valeur maximale de la série de données. Les valeurs de température ont été calculées à partir de la calibration de Ferry et Watson (2007).

(concentration en titane en ppm dans le zircon) ont été regroupées dans cet échantillon en fonction du domaine analysé en CL. Pour les domaines associés à la mise en place de la lithologie échantillonnée la température moyenne calculée est de $739 \pm 11^\circ\text{C}$, pour les noyaux hérités elle est de $809 \pm 12^\circ\text{C}$ (Figure 6.5b).

6.1.3 Les analyses U-Pb dans les dômes de TTG

Le batholithe de Holmes et le batholithe de Josselin ont été sélectionnés pour des analyses U-Pb sur zircon.

6.1.3.1 Le batholithe de Holmes

Dans le batholithe de Holmes deux échantillons provenant de la tonalite gneissique (14-YD-4149 et 16-NR3786, Annexe A - Carte géologique) et un échantillon de la tonalite foliée (14-HH-1206, Annexe A - Carte géologique) ont été analysés.

L'échantillon 14-YD-4149 (Figure 6.1) provient d'une tonalite gneissique à biotite et amphibole qui contient également de l'épidote magmatique et du grenat. La roche présente une foliation bien développée, soulignée par l'alignement des grains de biotite

et de hornblende. Les zircons de cette lithologie sont peu abondants et ne dépassent que rarement 200 μm de long.

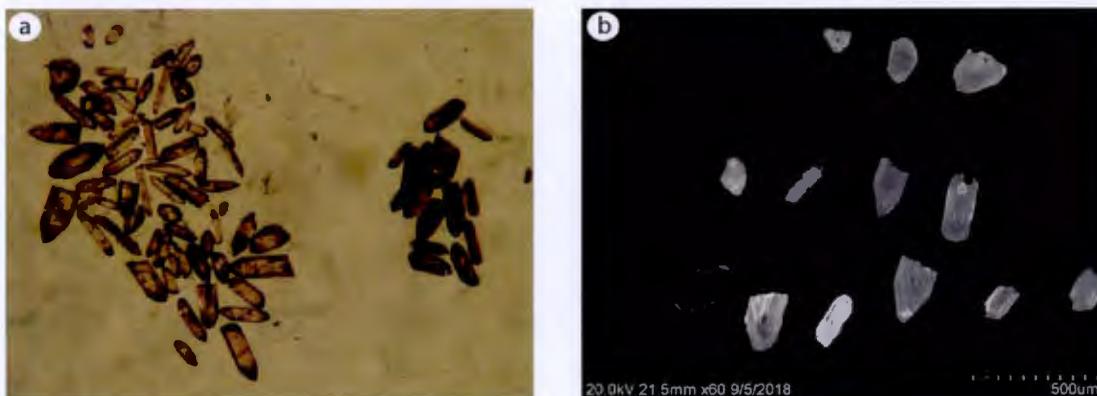


Figure 6.6 – a) Deux populations de zircons de l'échantillon 14-YD-4149 observées au microscope binoculaire. b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et de recrystallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence.

Ils présentent des morphologies variées et se répartissent selon deux populations. La population dominante est caractérisée par des cristaux prismatiques trapus à moyennement allongés, subanguleux et de couleur claire (Figure 6.6a). La seconde population est constituée de prismes sombres souvent émoussés. La

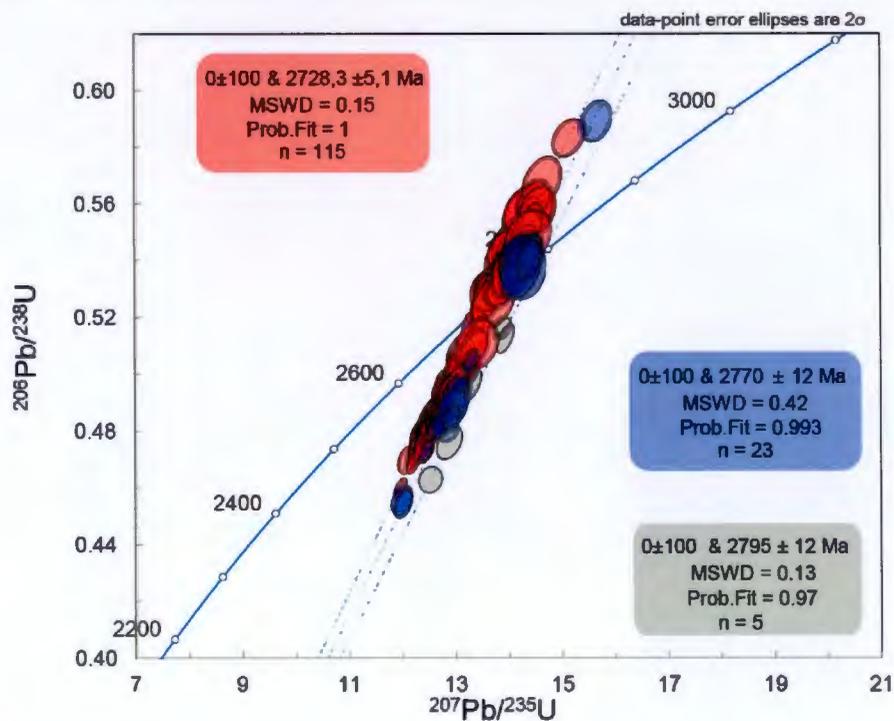


Figure 6.7 - Représentation des analyses LA-ICP-MS de l'échantillon 14-YD-4149 dans un diagramme Concordia. Les ellipses rouges représentent l'âge de cristallisation. Les ellipses bleues et grises représentent les âges hérités. .

cathodoluminescence (CL) a permis d'imager la structure interne de ces zircons. Certains grains montrent une zonation oscillatoire (OSZ), ce qui est généralement attribué à une cristallisation dans un contexte magmatique (Corfu *et al.*, 2003). Cependant, de nombreux grains sont affectés par une zonation en secteur (SZ) et montrent des évidences de recristallisation, probablement associées à un épisode métamorphique (Corfu *et al.*, 2003; Hoskin et Black, 2000) (Figure 6.6b). Certains grains contiennent un noyau xénochrystique hérité (Corfu *et al.*, 2003).

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées sur cet échantillon livrent trois populations d'âges dont les intercepts supérieurs avec la Concordia sont : 2795 ± 12 Ma, 2770 ± 12 Ma et 2728.3 ± 5.1 Ma (Figure 6.7). Les deux premiers intercepts calculés sont interprétés comme des âges hérités alors que le troisième est considéré comme l'âge de cristallisation de la roche en raison de l'abondance de zircons en faisant partie.

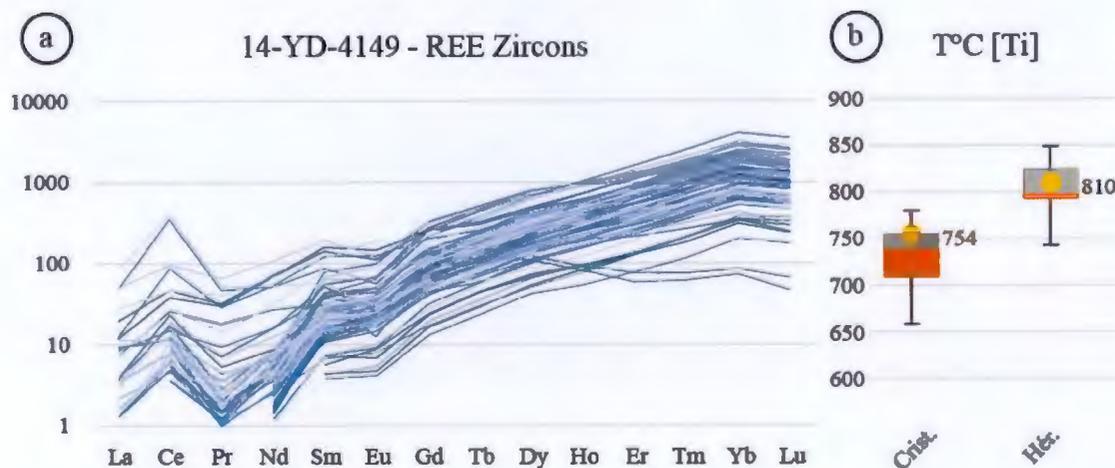


Figure 6.8 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 14-YD-4149.

L'analyse du contenu en REE de ces zircons montre des spectres typiques de zircons provenant de roches crustales felsiques (Hoskin et Ireland, 2000; Hoskin et Schaltegger, 2003). Les principales caractéristiques de ces spectres (Figure 6.8a) sont un fractionnement élevé entre LREE et HREE (donc une pente fortement positive du spectre), une anomalie positive en Ce, une anomalie négative en Eu, ce qui est considérée comme indicateur de la présence de plagioclase lors de la cristallisation des zircons dans cette roche (Hoskin et Schaltegger, 2003). La variabilité importante des concentrations en LREE est caractéristique d'une recristallisation lors d'un épisode métamorphique ou hydrothermal (Hoskin et Black, 2000). La majorité des spectres ne présente cependant pas d'appauvrissement en HREE, caractéristique d'une co-

cristallisation avec du grenat (voir section 2.3.5.1) signifiant qu'il n'est pas possible de faire de lien direct entre les âges calculés et d'éventuelles conditions P-T calculés à partir d'équilibre métamorphique impliquant le grenat. Les deux spectres qui présentent un appauvrissement en HREE témoignent peut-être d'un évènement mineur de co-cristallisation de zircon et de grenat qui en raison du faible nombre d'analyse n'est pas représenté dans les âges.

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon ont été regroupées dans cet échantillon en fonction du domaine analysé défini par l'observation en CL (Figure 6.8b). Pour les domaines correspondant associés à l'âge de mise en place de cette tonalite, la température moyenne calculée est de $754 \pm 11^\circ\text{C}$. Pour les domaines correspondant à des noyaux hérités, elle est de $825 \pm 11^\circ\text{C}$.

Un peu plus à l'ouest dans le batholithe de Holmes (Figure 6.1), l'échantillon 16-NR-3786 provient également d'une tonalite gneissique à biotite et hornblende, présentant une foliation bien développée, soulignée par l'alignement des minéraux mafiques. Tout comme l'échantillon 14-YD-4149, cette roche contient également du grenat et de l'épidote magmatique. Au microscope, la roche est dominée par une texture coronitique où le grenat est systématiquement remplacé par un assemblage à amphibole +plagioclase +épidote (Figure 5.24a).

Les grains d'épidote observés en lame mince présentent souvent une zonation avec un noyau d'allanite et des textures lobées en bordure de grain, suggérant une origine magmatique (Schmidt et Poli, 2004).



Figure 6.9 - a) Deux populations de zircons de l'échantillon 16-NR-3786 observées au microscope binoculaire. b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et surcroissances en cathodoluminescence.

Les zircons récupérés dans cet échantillon représentent une population morphologique homogène dont la teinte varie d'incolore à foncée (Figure 6.9a - zircons clairs à gauche et sombres à droite). Il s'agit de cristaux prismatiques trapus à allongés, subarrondis à arrondis, dont la surface est fréquemment corrodée. L'observation des grains en CL

révèle que la majorité des grains analysés ont conservé une zonation oscillatoire (Corfu *et al.*, 2003). Les zircons contiennent fréquemment plusieurs domaines de croissance, caractérisés dans la majorité des cas par une zonation oscillatoire (Figure 6.9b), parfois par une zonation en secteur ou par des domaines recristallisés (Corfu *et al.*, 2003; Hoskin et Black, 2000).

Les analyses effectuées sur cet échantillon montrent trois populations d'âges dont les intercepts supérieurs avec la Concordia sont (Figure 6.10) : 2774.0 ± 11 Ma, $2729.1 \pm$

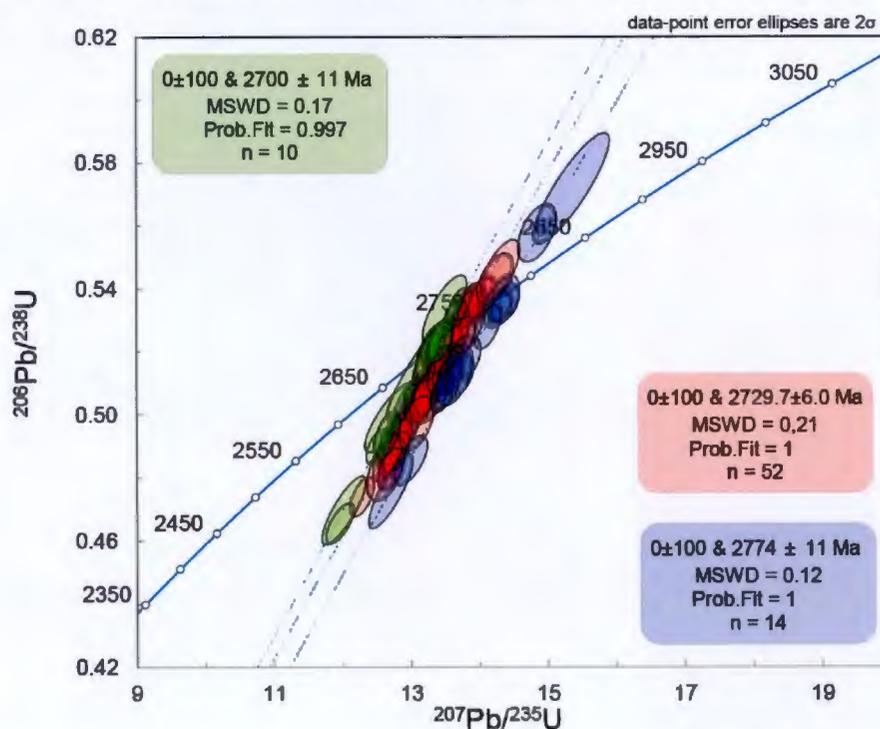


Figure 6.10 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3786 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans des domaines hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique.

6.0 Ma, 2700 ± 11 Ma. L'intercept à 2774 Ma est interprété comme un âge hérité. La population dominante avec 52 analyses, considérée comme correspondant à la mise en place de cette tonalite, est celle dont l'intercept supérieur livre un âge de 2729.7 ± 6.0 Ma, alors que l'intercept supérieur à 2700 ± 11 Ma est interprété comme un âge métamorphique.

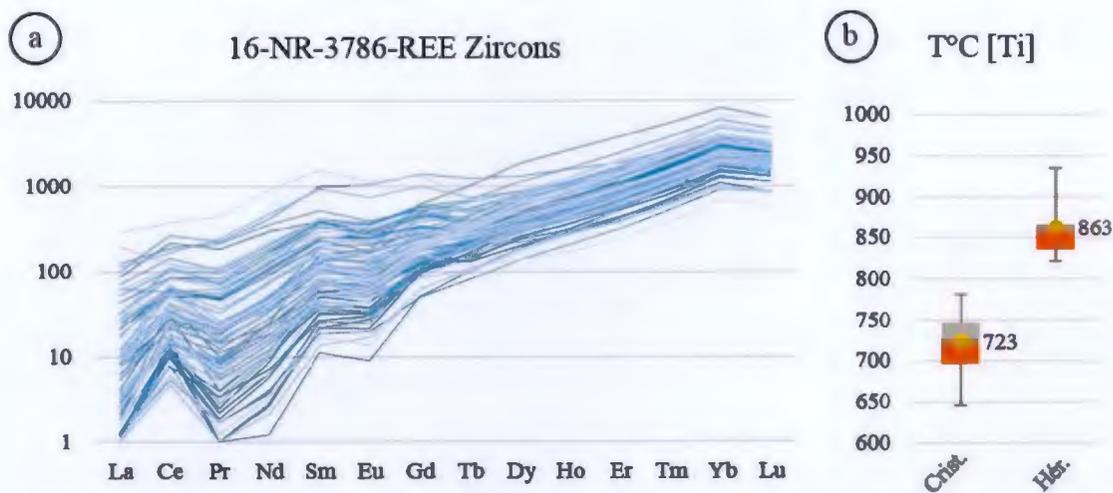


Figure 6.11 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3786.

Si ce n'est d'une plus grande variabilité des teneurs en LREE probablement en lien avec des phénomènes de recristallisation plus intenses (Hoskin et Black, 2000), les spectres de REE normalisées aux chondrites mesurées dans les zircons de l'échantillon 16-NR-3786 (Figure 6.11a) sont très similaires à ceux de l'échantillon 14-YD-4149, et les conclusions que l'on en tire sont donc les mêmes.

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] ont été regroupées dans cet échantillon en fonction du domaine analysé en CL. Pour les domaines attribués à l'âge de mise en place, la température moyenne calculée est de $723 \pm 11^\circ\text{C}$, alors qu'elle est de $863 \pm 12^\circ\text{C}$ pour les noyaux hérités (Figure 6.11b). La concentration en titane dans les domaines attribués au métamorphisme n'a pas pu être mesurée en raison des dimensions trop petites de ces domaines.

Dans la partie est du batholithe de Holmes, l'échantillon 14-HH-1206 provient d'une tonalite équigranulaire à biotite et épidote (Figure 6.1). La foliation est pénétrative et soulignée par l'alignement des grains de biotite. L'âge recalculé à partir des données ID-TIMS est un âge Concordia de: 2718.3 ± 4 Ma. Les analyses LA-ICP-MS permettent de calculer deux âges : un âge hérité avec un intercept à 2766 ± 11 Ma, un âge de cristallisation avec un intercept à 2717.1 ± 6.1 Ma cohérent avec l'âge calculé à partir des données ID-TIMS.

6.1.3.2 Le batholithe de Josselin

Trois échantillons ont été prélevés dans le batholithe de Josselin afin de connaître l'âge de mise en place des différentes portions de ce massif.

Le dôme de second ordre qui occupe la partie nord du batholithe de Josselin, d'où provient l'échantillon 16-NR-3980 est une granodiorite à biotite et épidote (Annexe A – Carte géologique, Figure 6.1). La roche présente une foliation bien développée, soulignée par l'alignement des cristaux de biotite. Les zircons de cet échantillon ont été regroupés en cinq populations morphologiques distinctes. La première contient des zircons en prismes idiomorphes trapus et incolores (Figure 6.12a). Le deuxième groupe contient des zircons en prismes allongés et section rectangulaire de couleur sombre (Figure 6.12a). Le troisième groupe contient des zircons sous forme de baguettes fines et allongées, et de couleur plutôt claire (Figure 6.12a). Le quatrième groupe contient des zircons présentant des surcroissances visibles en lumière naturelle (Figure 6.12a). Dans la plupart des cas, la partie héritée semble être de couleur sombre, enveloppée dans une surcroissance claire ou transparente. Le dernier groupe contient des zircons sous forme de gros prismes trapus très foncés (Figure 6.12a). En CL, les prismes trapus idiomorphes incolores de la première population sont caractérisés par une zonation en secteur ou inégale (*patchy zoning*) (Corfu *et al.*, 2003), les secteurs fortement enrichis en REE ressortent blanc sur les photos en CL. Les prismes allongés de couleur sombre de la deuxième population présentent des structures complexes en CL (Figure 6.12b), où les domaines internes ne sont que faiblement zonés et présentent souvent des évidences de résorption, alors que les domaines externes ou surcroissances présentent une zonation inégale parfois guidée par la présence de fractures sur les grains (Corfu *et al.*, 2003).

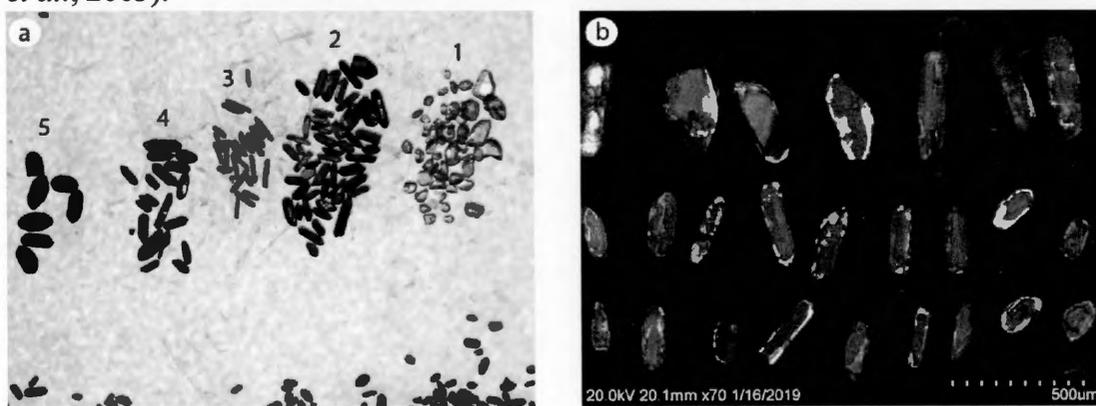


Figure 6.12 - a) Cinq populations morphologiques de zircons identifiées dans l'échantillon 16-NR-3980 observées au microscope binoculaire. b) Illustration des textures caractéristiques des zircons de la deuxième population en CL.

Les baguettes de la troisième population présentent pour la plupart un noyau xénochrystique sombre affecté par de la recristallisation ou de l'altération, et enveloppé dans une surcroissance fine caractérisée par une zonation inégale. Les zircons de la quatrième population, composés d'un noyau xénochrystique et d'une surcroissance visible en lumière naturelle, sont caractérisés par des structures internes complexes. Les noyaux xénochrystiques sont fréquemment altérés, caractérisés par de la résorption magmatique (Corfu *et al.*, 2003), la formation de structures lobées et une zonation inégale. Les surcroissances sont caractérisées par épaisseur d'une dizaine de micromètres ainsi qu'une structure interne relativement homogène. Le dernier groupe de zircons, composé de larges prismes sombres, présente des noyaux xénochrystiques sombres et relativement homogène. Certains spécimens présentent cependant des évidences de résorption. Les surcroissances sont caractérisées par une zonation inégale et de la recristallisation le long des fractures.

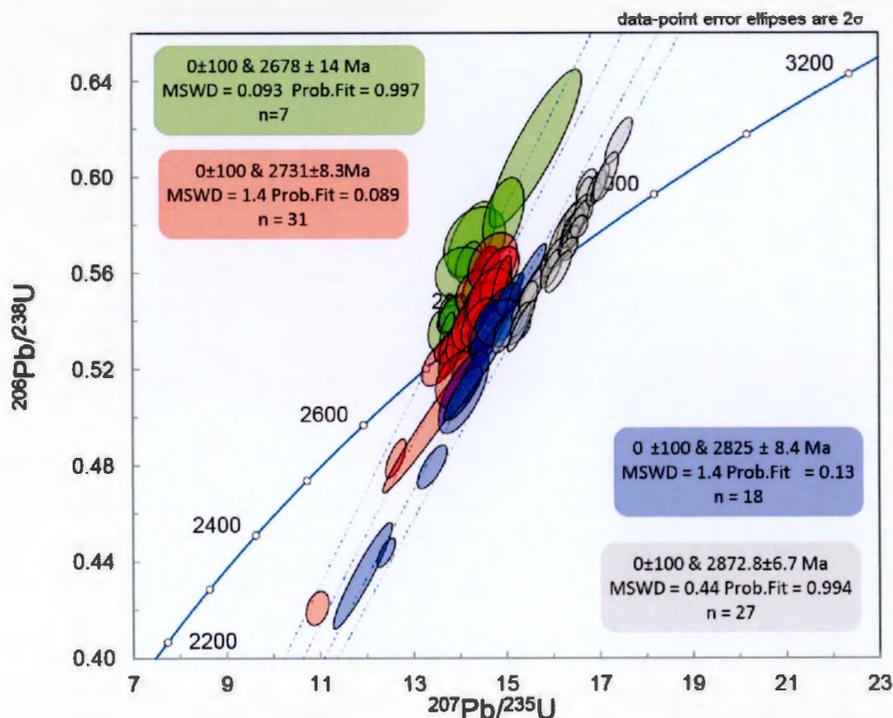


Figure 6.13 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3980 dans un diagramme Concordia. Les ellipses grises et bleues représentent les analyses dans des domaines hérités des zircons, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique.

Les analyses effectuées sur cet échantillon révèlent quatre populations d'âges dont les intercepts supérieurs avec la Concordia sont (Figure 6.13) : 2872.8 ± 6.7 Ma, 2825 ± 8.4 Ma, 2731 ± 8.3 Ma et 2678 ± 14 Ma. Les deux intercepts à 2872.8 ± 6.7 Ma et 2825 ± 8.4 Ma sont interprétés comme des âges hérités. Ils ont été mesurés dans des noyaux

xénocristiques. L'intercept calculé à 2731 ± 8.3 Ma est interprété comme l'âge de mise en place de la lithologie car il est cohérent avec les âges obtenus dans les échantillons 15-NR-3697A et 16-NR-3863 qui proviennent également du batholithe de Josselin. Le dernier intercept à 2678 ± 14 Ma, est interprété comme un âge métamorphique.

Les REE et le Ti n'ont pas été mesurés dans les zircons de cet échantillon en raison d'un manque de temps.

Plus au sud, dans la partie centrale du batholithe de Josselin, l'échantillon 15-NR-3697A provient d'un gneiss tonalitique à biotite et hornblende. La roche est moyennement grenue et la foliation est très pénétrative. Une quantité variable de néosome s'injecte de façon subparallèle à la foliation. Pour cet échantillon, seul le mésosome (soit la partie non fondue de la roche), a été prélevé dans la mesure du possible. Le néosome a également été prélevé et daté, les résultats sont présentés dans la section 6.1.4. Les zircons extraits de cette lithologie appartiennent à trois populations morphologiques.

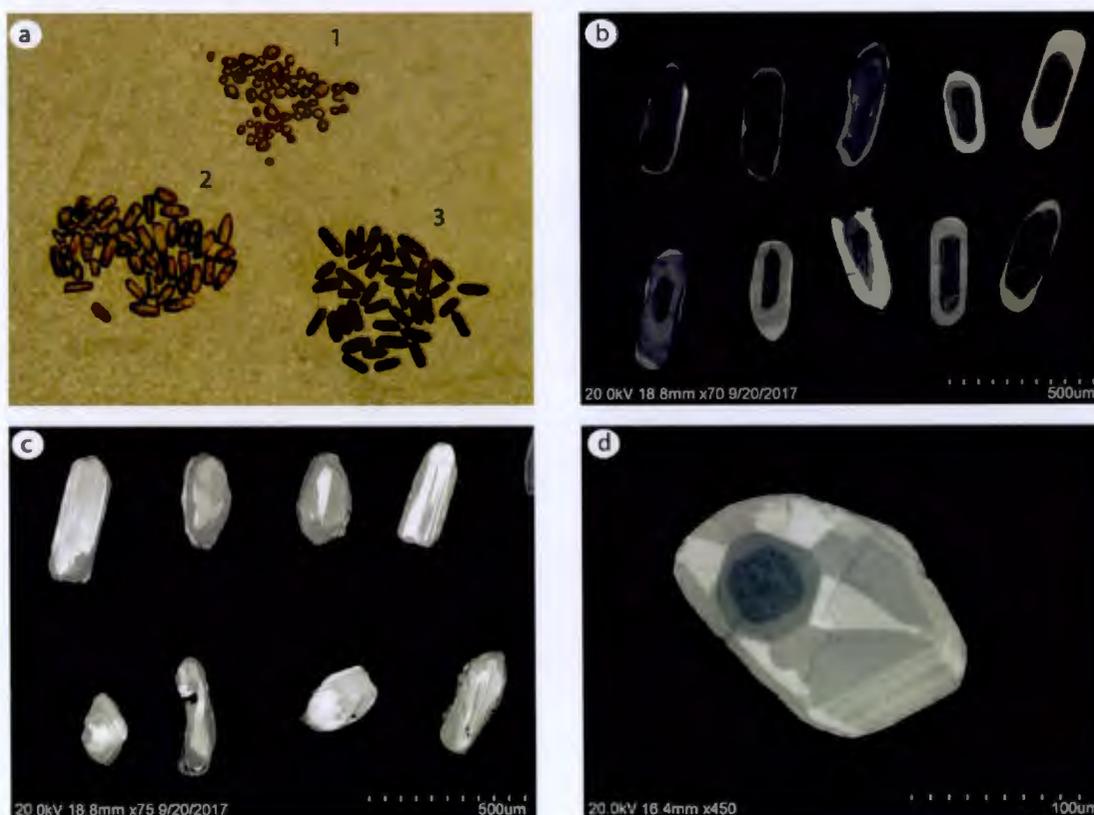


Figure 6.14 - a) Populations morphologiques de zircons présentes dans l'échantillon 15-NR-3697A. b) Illustration des des multiples domaines de croissance présents dans les prismes sombres de la photo a. c) Textures de recristallisation (en blanc). d) Le plus beau zircon du monde ;).

La première population contient des prismes d'environ 100 μm de diamètre, équants, arrondis et limpides (numéro 1 sur la Figure 6.14a). Ce type de zircons, familièrement appelés en ballon de football, sont caractéristiques des environnements métamorphiques de haut grade (Corfu *et al.*, 2003). La deuxième population (numéro 2 sur la Figure 6.14a) contient des prismes allongés (jusqu'à 400 μm), arrondis à subanguleux et limpides. La troisième population (numéro 3 sur la Figure 6.14a) est constituée de prismes de 500 μm subarrondis à arrondis, fracturés et de couleur sombre. En CL, les populations 1 et 2 sont caractérisées par des structures internes complexes (Figure 6.14b et c), soit une zonation en secteur ou inégale avec une ou plusieurs générations de noyaux xénochrystiques (figure 6.14c). La troisième population est caractérisée par la présence de plusieurs générations de noyaux xénochrystiques dépassant 500 μm de longueur. La zonation de ces noyaux xénochrystiques est oscillatoire pour les générations les plus riches en uranium (les plus sombres), et homogène ou inégale pour les générations moins riches en uranium (Figure 6.14d).

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons de l'échantillon 3697A permettent de distinguer quatre populations d'âge (Figure 6.15); deux populations d'âges hérités à 2966 ± 33 Ma et 2777 ± 11 Ma, une population d'âges

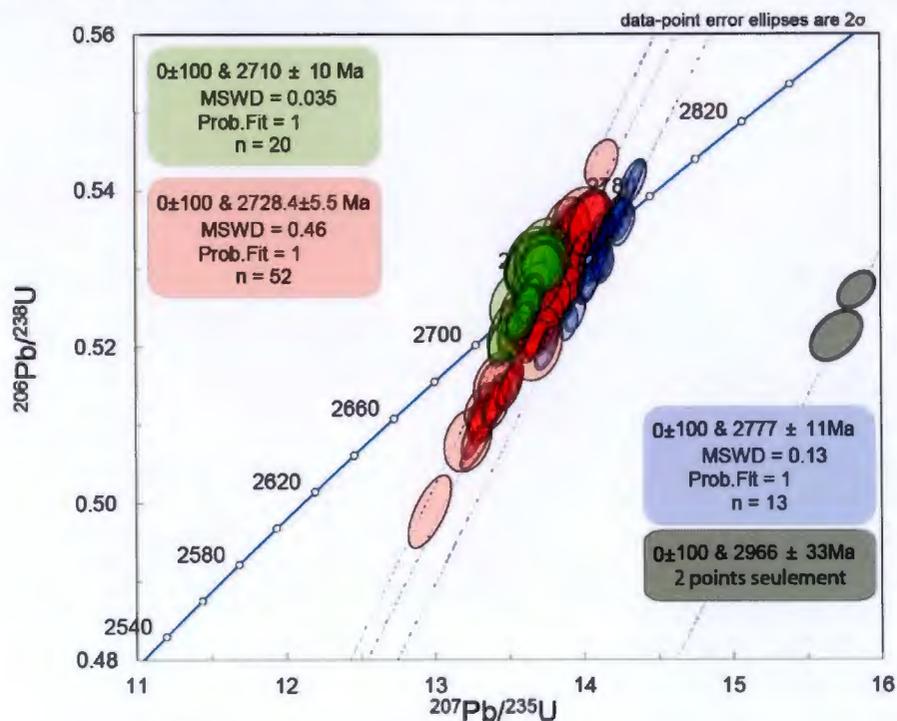


Figure 6.15 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3697A dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans des domaines hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique.

interprétée comme reliée à la mise en place de la tonalite à 2728.4 ± 5.5 Ma en raison de l'abondance de zircons appartenant à cette population, et une population interprétée comme résultant du métamorphisme à 2710 ± 10 Ma.

L'analyse des REE dans les zircons de l'échantillon 15-NR-3697A livre des spectres dont l'allure diffère peu de ce qui a été décrit pour les échantillons précédents (Figure 6.16a). Les analyses ont ciblé différents domaines de croissance des zircons identifiés en CL. Les spectres de REE mesurés dans les noyaux xénochrystiques sont en moyenne plus enrichis que ceux des autres domaines (Figure 6.16a). Les spectres provenant des domaines formés au cours de la cristallisation et du métamorphisme sont très similaires.

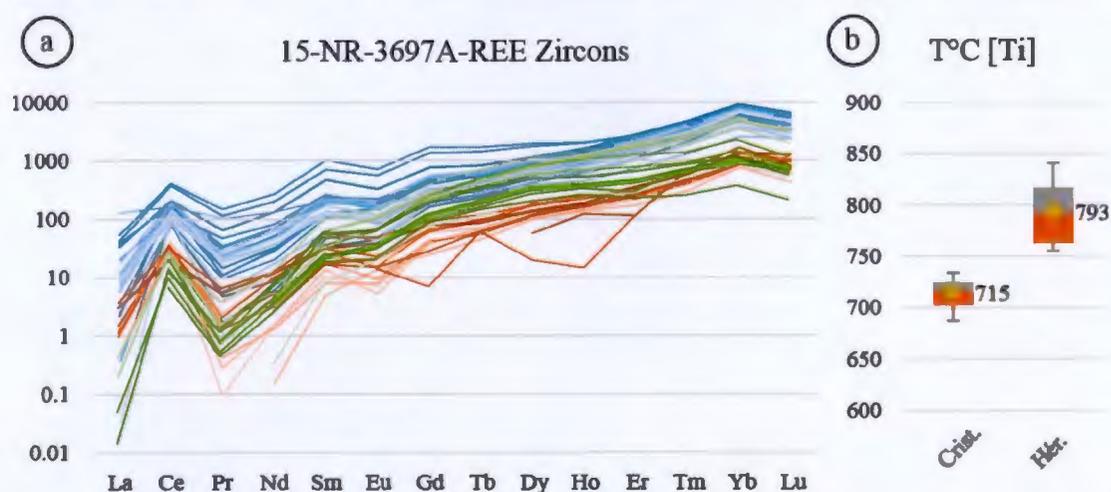


Figure 6.16 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 15-NR-3697A. Les spectres bleus représentent les analyses effectuées dans les noyaux xénochrystiques, les rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la lithologie et les verts celles dans les domaines formés au cours du métamorphisme.

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon ont été regroupées en fonction du domaine analysé en CL. La population de zircons associée à l'âge de cristallisation de la tonalite livre une température moyenne calculée de $715 \pm 11^\circ\text{C}$, tandis que celle obtenue dans les noyaux hérités est de $793 \pm 12^\circ\text{C}$ (Figure 6.16b).

Dans la partie orientale du batholithe de Josselin, l'échantillon 16-NR-3863 provient d'un gneiss tonalitique à biotite + amphibole + épidote contenant des injections migmatitiques mises en place dans la foliation (Figure 4.3f). Ces injections n'ont pas pu être séparées lors du prélèvement de l'échantillon. La foliation est très pénétrative. Le leucosome est injecté subparallèlement à la foliation et est constitué de plagioclase + quartz. Les zircons extraits de cet échantillon appartiennent principalement à deux populations morphologiques.

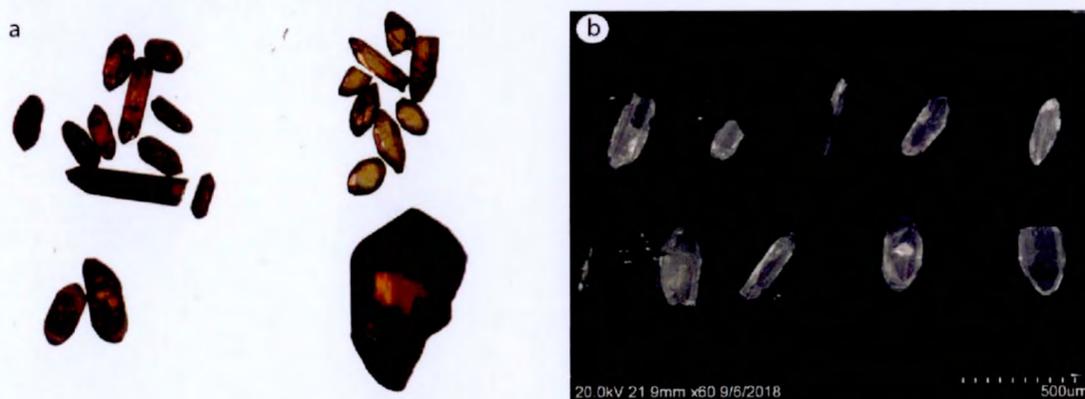


Figure 6.17 - a) Deux populations de zircons de l'échantillon 16-NR-3863 observées à la loupe binoculaire : en haut à gauche les prismes sombres, en haut à droite les prismes clairs, en bas à gauche les prismes sombres avec une surcroissance claire et en bas à droite les prismes clairs avec une surcroissance sombre. Les deux prismes sombres surmontés de surcroissances claires n'appartiennent pas à la population de prismes sombres présentée au-dessus, ce sont probablement des noyaux xénochrystiques hérités b) Illustration des textures de zonation oscillatoire et de recristallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence.

La première population montre des prismes trapus à allongés, anguleux à subarrondis, fracturés et de couleur sombre (Figure 6.17a). La deuxième population est constituée de zircons de forme prismatique, équante à allongée, subarrondie, et les grains de cette population sont incolores à clairs (Figure 6.17a). Des surcroissances de zircon de couleur foncée sur des domaines internes incolores, ainsi que des surcroissances de zircon clair sur des domaines internes de zircon foncé, ont été observées, suggérant l'existence d'une autre population de zircon incolore ou foncée non identifiée (Figure 6.17a). L'observation en CL révèle des domaines internes caractérisés par une zonation oscillatoire ou en secteur (Figure 6.17b). Ces domaines microcristallins contiennent fréquemment des noyaux xénochrystiques. Ils sont enveloppés par plusieurs générations de surcroissances dont la plus récente est généralement de couleur sombre, indiquant une concentration en uranium élevée.

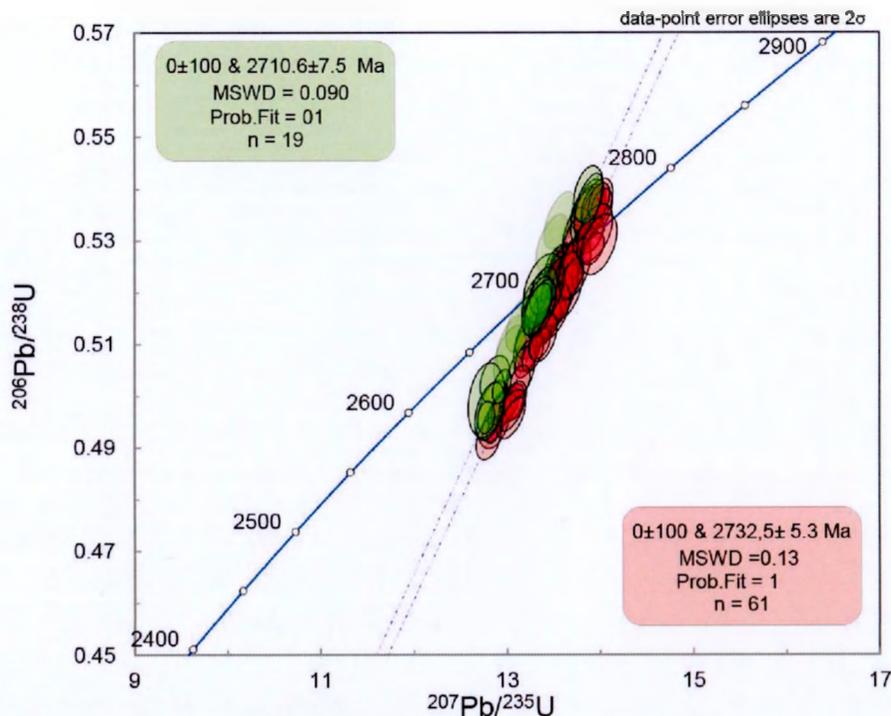


Figure 6.18 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3863 dans un diagramme Concordia. Les ellipses rouges représentent les analyses effectuées dans les domaines de croissance associés à la mise en place du gneiss tonalitique et les ellipses vertes représentent celle effectuées dans les domaines de croissance associés à l'épisode de migmatisation (l'âge du leucosome).

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons de l'échantillon 16-NR-3863 permettent de distinguer deux populations d'âges (Figure 6.18) : la première correspondant à l'âge de mise en place du gneiss tonalitique à 2732.5 ± 5.3 Ma, et la deuxième interprétée comme l'épisode de migmatisation à 2710.6 ± 7.5 Ma.

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] ont été aussi regroupées dans cet échantillon en fonction du domaine analysé en CL. Pour les domaines associés à la mise en place de la lithologie principale, la température moyenne calculée est de $739 \pm 11^\circ\text{C}$, alors que pour les noyaux hérités, elle est de $809 \pm 11^\circ\text{C}$ (Figure 6.19b).

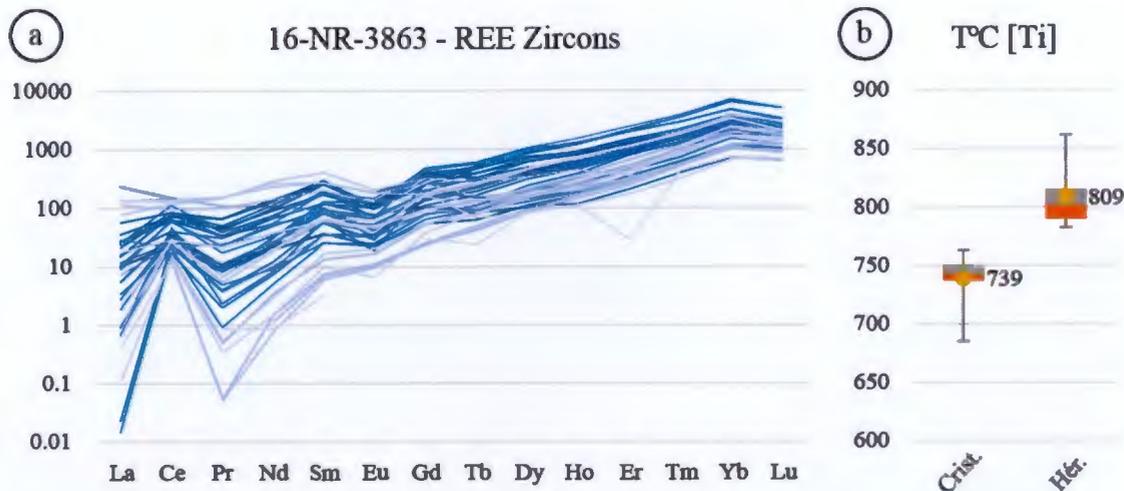


Figure 6.19 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3863.

Les spectres de REE normalisés aux chondrites mesurés dans les zircons de cet échantillon (Figure 6.19a) sont très similaires à ceux obtenus dans les échantillons 14-YD-4149 et 16-NR-3786 présentés auparavant.

6.1.3.3 Les granites tardifs non déformés : le batholithe de Doussin et le pluton de Tonnancourt

Deux lithologies ne présentant pas d'indice de déformation ont été échantillonnées afin de dater par défaut la fin de l'épisode de déformation régionale : le pluton de Doussin (échantillon 16-NR-3773) et le pluton de Tonnancourt (échantillon 15-JM-5021).

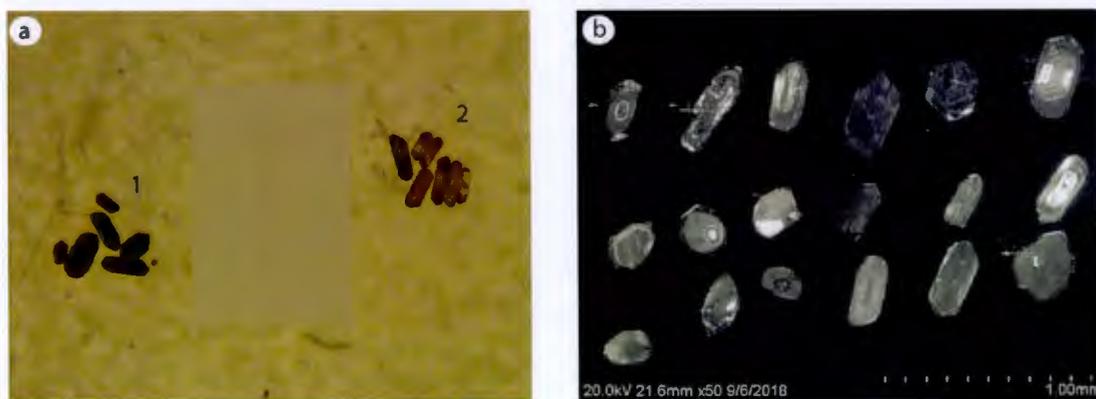


Figure 6.20 - a) Deux populations de zircons de l'échantillon 16-NR-3773 observées au microscope binoculaire. b) Illustration de la zonation en secteur et de la recrystallisation (domaines clairs) en cathodoluminescence.

Dans le pluton de Doussin, l'échantillon 16-NR-3773 a été prélevé sur la bordure ouest (Figure 6.1 et Annexe A – Carte géologique). Il s'agit d'un granite equigranulaire non déformé, à biotite et épidote. Les zircons extraits de ce granite appartiennent à deux populations morphologiques; une première constituée de prismes trapus souvent arrondis, sombres et dont la longueur atteint 500 μm (Figure 6.20a), et une deuxième, constituée de prismes allongés dont la longueur peut aussi atteindre 500 μm , incolores à clairs (Figure 6.20a). Les domaines internes de ces deux populations de zircons sont enveloppés de surcroissances.

En CL ces zircons présentent des structures internes complexes avec plusieurs générations de domaines internes emboîtées, certaines présentant une zonation en secteur, d'autres une zonation inégale (Figure 6.20b). La dernière génération de surcroissance, qui vient envelopper ces domaines microcristallins, est caractérisée par une teinte sombre, distinctive d'une importante concentration en uranium (Figure 6.20b).

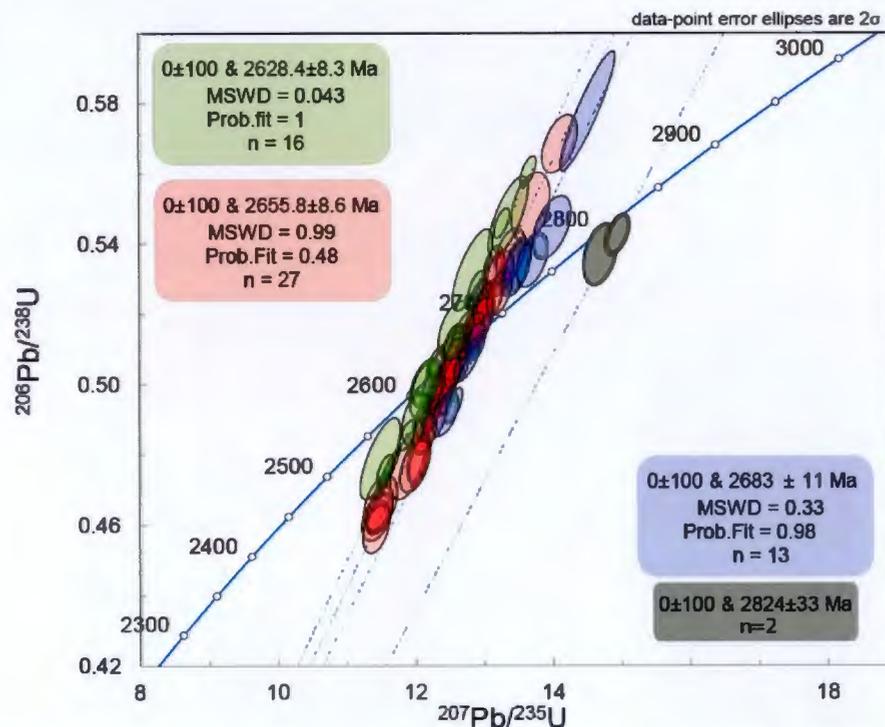


Figure 6.21 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3773 dans un diagramme Concordia. Les ellipses de couleur grise et bleue représentent les analyses dans des domaines de croissance hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche et les ellipses vertes représentent les analyses dans les domaines de croissance associés à un épisode métamorphique.

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans ces zircons permettent de distinguer quatre populations d'âges (Figure 6.21); deux populations distinctes d'âges

hérités à 2824 ± 13 Ma et 2687.2 ± 5.5 Ma, une population d'âges attribués à la mise du granite 2656.5 ± 3.0 Ma, et une population interprétée comme un événement thermique tardif à 2629.3 ± 5.0 Ma.

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] en relation avec les domaines analysés en CL sont de $808 \pm 11^\circ\text{C}$ pour la mise en place du granite, et de $909 \pm 13^\circ\text{C}$ pour les noyaux hérités (Figure 6.22b). Les surcroissances métamorphiques n'ont pas pu être analysées pour les concentrations en Ti en raison de la taille du faisceau.

Les concentrations des REE ont été analysées dans les noyaux et dans les surcroissances sombres. Les analyses dans les noyaux des zircons livrent des spectres très similaires aux spectres typiques des zircons qui mettent en évidence l'absence de processus fractionnant les REE lors de la cristallisation de ces domaines des zircons. En revanche, les analyses effectuées dans les surcroissances sombres présentent des spectres caractérisés par des concentrations très élevées en LREE (Figure 6.22a) donnant aux spectres une allure presque plate. Ces derniers conservent toutefois une légère anomalie positive en Ce et une légère anomalie négative en Eu. Dans la littérature, ces spectres sont attribués à la formation de zircon par le biais de processus hydrothermaux (Hoskin, 2005; Hoskin et Black, 2000; Hoskin et Schaltegger, 2003).

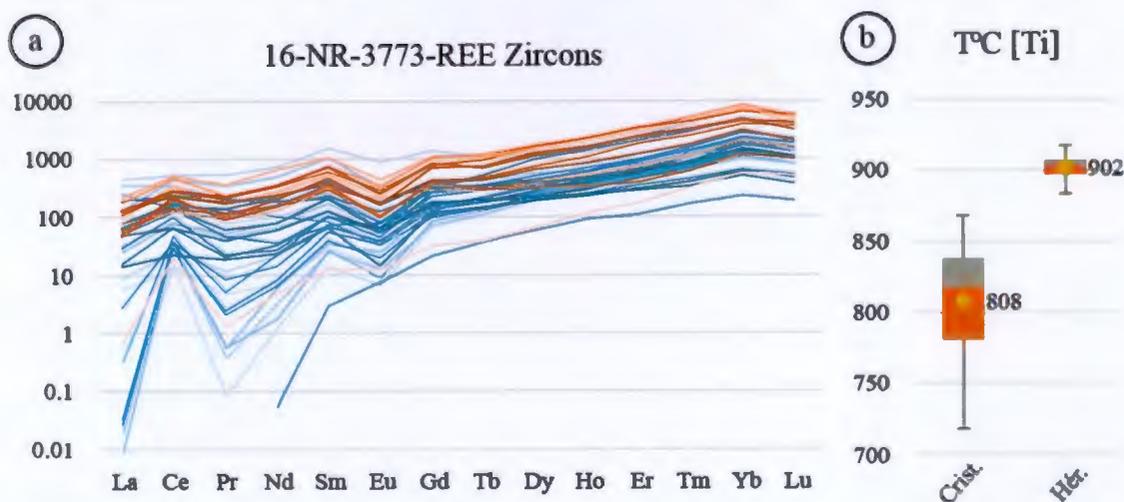


Figure 6.22 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3773. Les spectres bleus représentent les analyses effectuées dans les noyaux des zircons, et les rouges celles effectuées dans les surcroissances sombres riches en U.

Le pluton de Tonnancourt au sud-ouest du batholithe de Holmes a été échantillonné. L'échantillon 14-JM-5021 qui en provient est un granite à biotite et épidote. La roche ne présente pas de traces de déformation régionale et aucune foliation ou linéation

magmatique n'a pu être mise en évidence. L'intercept calculé à partir des données ID-TIMS livre un âge concordia à 2683.3 ± 2.0 Ma.

6.1.4 Les analyses U-Pb dans les migmatites

Trois échantillons de migmatites ont été échantillonnés afin de dater les épisodes métamorphiques de haut grade affectant le Complexe d'Attic. Deux échantillons (15-NR-3697B et 16-NR-3917) proviennent de la partie centrale du batholithe de Josselin (Figure 6.1). L'échantillon 14-YD-4043 a été prélevé dans les basaltes en coussin amphibolitisés du corridor de déformation de Holmes-Josselin (Figure 6.1).



Figure 6.23 – a) Illustration de la morphologie en ballon de football caractéristique des environnements métamorphiques de haut grade présente dans l'échantillon 15-NR-3697B. b) Illustration de la zonation en secteur caractéristique des zircons formés dans ce type d'environnement.

L'échantillon 15-NR-3697B est une injection migmatitique essentiellement composée de quartz + plagioclase + amphibole mise en place dans le gneiss tonalitique correspondant à l'échantillon 15-NR-3697A (voir section 6.1.3). La roche présente une fabrique planaire faiblement développée. Les zircons extraits de cet échantillon appartiennent à deux populations morphologiques. La première est caractérisée par des zircons prismatiques de forme équante à allongée, subarrondis à anguleux et limpides (Figure 6.23a). La deuxième population est constituée de zircons en prismes allongés, arrondis, fracturés et sombres. En CL (Figure 6.23b), les structures sont identiques à celles décrites pour l'échantillon 3697A.

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons de l'échantillon 15-NR-3697B permettent de distinguer deux populations d'âges; l'intercept supérieur avec la Concordia de la première population livre un âge de 2733.1 ± 6.0 Ma (Figure 6.24). Cet âge correspond, dans la marge d'erreur à l'âge calculé dans la population principale de l'encaissant, le gneiss (échantillon 15-NR-3697A) qui a livré un âge de 2728.4 ± 5.5 Ma. La deuxième population en ballon de football, qui est interprétée

comme correspondant à la migmatisation a livré un âge de 2718.9 ± 5.8 Ma (Figure 6.24)

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon ont été regroupées dans cet échantillon, comme pour les autres, en fonction du domaine analysé en CL. Pour les domaines associés à la formation de la migmatite, la température moyenne calculée est de $715 \pm 11^\circ\text{C}$ alors que, pour les noyaux hérités, elle est de $810 \pm 11^\circ\text{C}$ (Figure 6.25c). Ces températures sont identiques dans leurs marges d'erreur à celles de l'échantillon 16-NR-3697A impliquant la bonne reproductibilité des résultats d'analyse ainsi que la validité des populations identifiées.

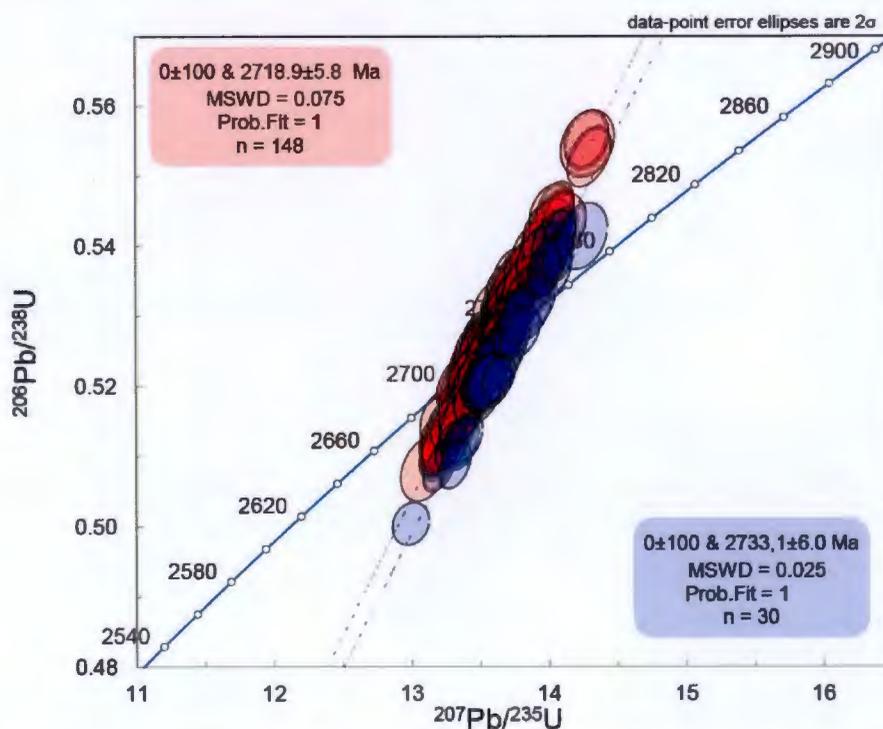


Figure 6.24 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 15-NR-3697B dans un diagramme Concordia. Les ellipses de couleur bleue représentent les analyses dans des domaines de croissance hérités, les ellipses rouges celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la roche, soit l'évènement de migmatisation..

La composition en REE des zircons de l'échantillon 15-NR-3697B livre des spectres dont l'allure diffère peu de ce qui a été décrit pour les échantillons précédents (Figure 6.25a-b), en particulier ceux de l'échantillon 15-NR-3697A et les conclusions sont donc les mêmes.

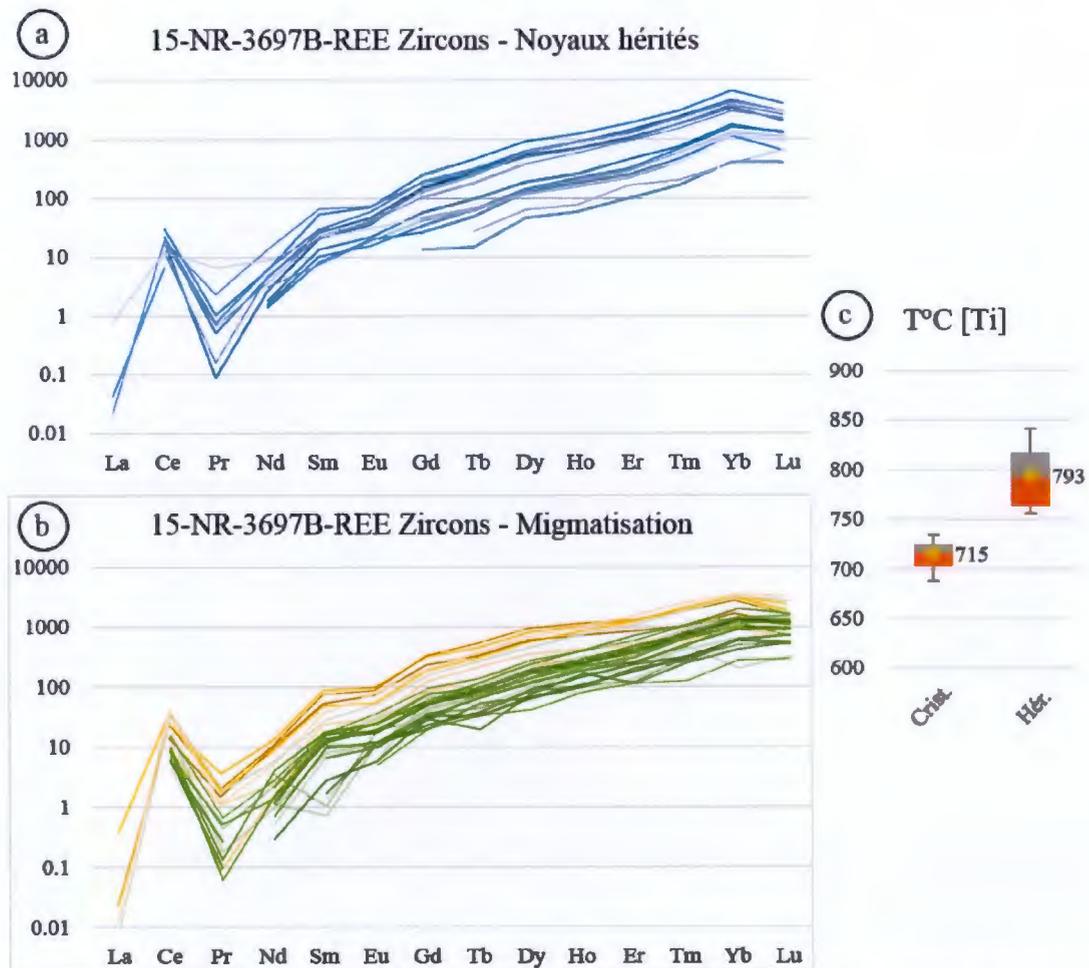


Figure 6.25 - Diagrammes multi-élémentaires des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 15-NR-3697B. Les spectres bleus représentent les analyses effectuées dans les noyaux xénocristiques, les verts celles dans les domaines de croissance associés à la mise en place de la lithologie (soccerball) et les jaunes celles dans les domaines affectés par de la recristallisation.

A quelques centaines de mètres de l'échantillon 15-NR-3697B, un autre affleurement de migmatite a été échantillonné dans la partie centrale du batholithe de Josselin. L'échantillon 16-NR-3917 est un échantillon du néosome de cette diatexite (Figure 6.1). Ce néosome est composé de plagioclase + quartz + amphibole + grenat + magnétite + épidote. Sur l'affleurement, le mésosome est présent en quantité variable, et se présente sous forme de radeaux allongés de gneiss tonalitique, contenant une foliation bien développée. Les zircons extraits du néosome appartiennent à deux populations morphologiques.

La première population est constituée de prismes équants (en ballon de football) à légèrement allongés, idiomorphes à subarrondis et incolores (Figure 6.26a). La deuxième (non représentée sur la Figure 6.26a) est caractérisée par des prismes allongés, subarrondis, fracturés et relativement sombres. En CL, la première population de zircons est caractérisée par des zonations internes complexes en secteurs (Figure 6.26b). Certains grains contiennent une ou plusieurs générations de noyaux

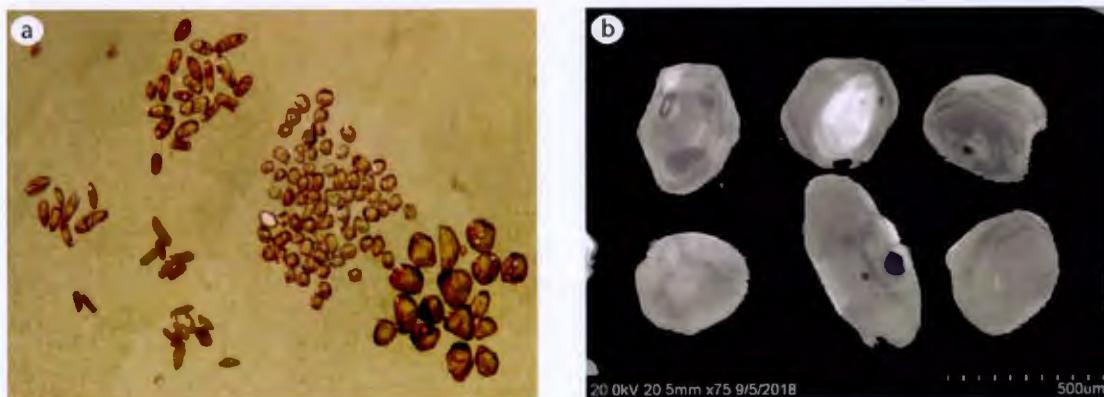


Figure 6.26 - a) Illustration des différents types de morphologies présents dans l'échantillon 16-NR-3917. Exception faite de certains noyaux xénochrystiques que l'on peut observer en CL, ces zircons appartiennent à la même population. b) Illustration en CL des textures caractéristiques des zircons de l'échantillon 16-NR-3917 : faible zonation en secteur dominante, texture homogène et présence de noyaux xénochrystiques de taille variable.

xénochrystiques de petite taille ($<50 \mu\text{m}$) ainsi qu'une surcroissance très fine ($<10 \mu\text{m}$) caractérisée par une faible concentration en uranium (teinte très claire en CL). La deuxième population est caractérisée par la présence de noyaux xénochrystiques et d'une ou deux générations de surcroissances dont la zonation peut être oscillatoire ou en secteurs.

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons de l'échantillon 16-NR-3917 permettent de calculer un intercept à $2716.3 \pm 5.2 \text{ Ma}$ (Figure 6.27). Seuls les zircons en ballon de football, attribués au métamorphisme, et dans ce cas particulier à l'évènement de migmatisation ont été analysés. L'âge obtenu est cohérent avec celui mesuré dans les zircons du leucosome de l'échantillon 15-NR-3697B.

Les compositions en REE normalisées aux chondrites pour cet échantillon se classent dans deux groupes distincts (Figure 6.28). Les spectres acquis dans des noyaux xénochrystiques hérités sont caractérisés par une allure typique de spectre de REE pour les zircons, soit une pente prononcée du spectre, une anomalie positive en Ce et une anomalie négative en Eu. A l'inverse, les spectres acquis dans les domaines présentant une zonation en secteur, qui dans cet échantillon sont associés à l'épisode de migmatisation sont caractérisés par une pente nulle des HREE traduisant la co-cristallisation du zircon avec l'assemblage grenat-amphibole du leucosome (Harley et Kelly, 2007; Hoskin et Schaltegger, 2003; Rubatto, 2002, 2017; Rubatto et Hermann, 2007; Taylor *et al.*, 2015).

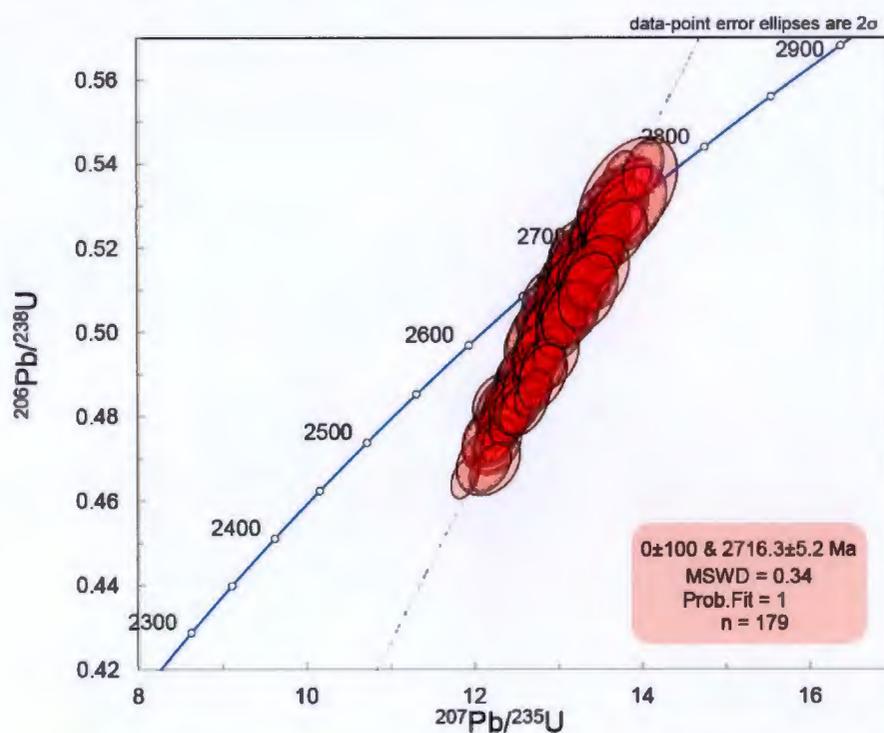


Figure 6.27 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 16-NR-3917 dans un diagramme Concordia.

L'analyse des concentrations du titane dans les zircons associés à l'épisode de migmatisation permet le calcul d'une température. Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Ti] ont été regroupées dans cet échantillon en fonction du domaine analysé en CL. Pour les domaines microcristallins associés à la formation du néosome, la température moyenne calculée est de $750 \pm 12^\circ\text{C}$ (Figure 6.28b). Cette température est cohérente avec les valeurs obtenues par Sawyer (2008) dans un leucosome de métatonalite au sud de la région de Chibougamau.

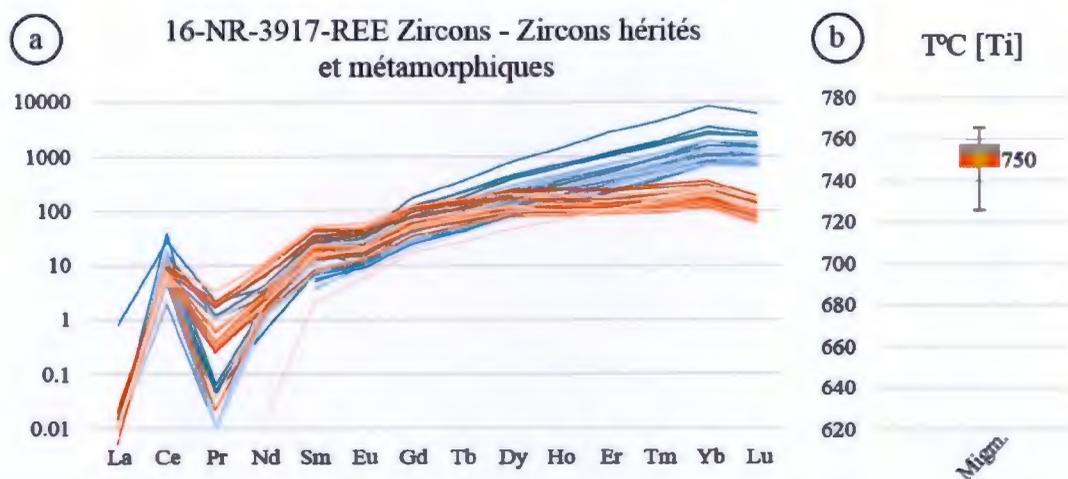


Figure 6.28 – a) Spectres de REE dans les zircons de l'échantillon 16-NR-3917 normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Les spectres bleus représentent les analyses dans les noyaux xénochrystiques et les spectres rouges les analyses dans les zircons en ballon de football associés à la migmatitisation. b) Diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon pour l'échantillon 16-NR-3917 dans les zircons en ballon de football associés à la migmatitisation. .

Le dernier échantillon de migmatite provient des roches volcaniques mafiques du corridor de déformation Holmes-Josselin. L'échantillon 14-YD-4043 est une métatexite d'amphibolite à grenat développée dans un basalte en coussins. Étant donnée la nature de la roche hôte, généralement dépourvue de zircons d'origine ignée, les cristaux de zircons extraits de cette roche sont considérés comme un produit de fusion partielle.

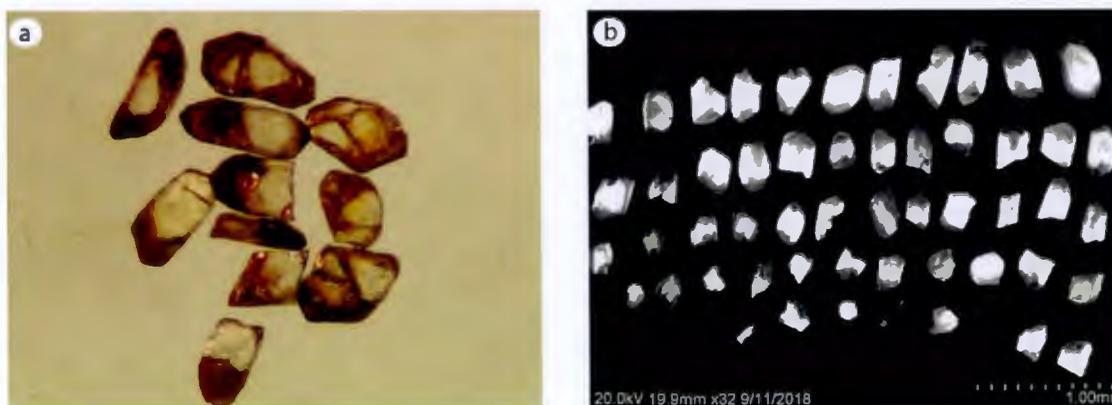


Figure 6.29 – Photographies au microscope binoculaire et en CL des zircons de l'échantillon 14-YD-4043. a) Les zircons forment une population homogène composée de prismes trapus clairs bien cristallisés, surmontés d'une surcroissance sombre et riche en uranium. b) Illustration en CL des textures de zonation en secteur dans les parties claires des zircons de l'échantillon 14-YD-4043. En CL, les surcroissances sont caractérisées par une OSZ bien développée qui n'est pas visible sur ce cliché.

Ces zircons appartiennent à une même population morphologique; ce sont des prismes trapus à section rectangulaire, de couleur claire, dont les extrémités présentent fréquemment une surcroissance de couleur sombre (Figure 6.29a). En CL, le domaine intérieur des prismes est caractérisé par une zonation prononcée en secteur, alors que les surcroissances se distinguent par une zonation oscillatoire (Figure 6.29b).

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons de cet échantillon permettent de distinguer deux populations d'âges. La première population, associée aux domaines présentant une zonation en secteur, livre un âge de 2696.1 ± 7.8 Ma (Figure 6.30) et est interprétée comme étant associée à la formation du leucosome encaissé par le metabasalte. L'intercept supérieur avec la Concordia calculé pour les surcroissances présentant une zonation oscillatoire livre un âge de 2673.3 ± 8.7 Ma (Figure 6.31).

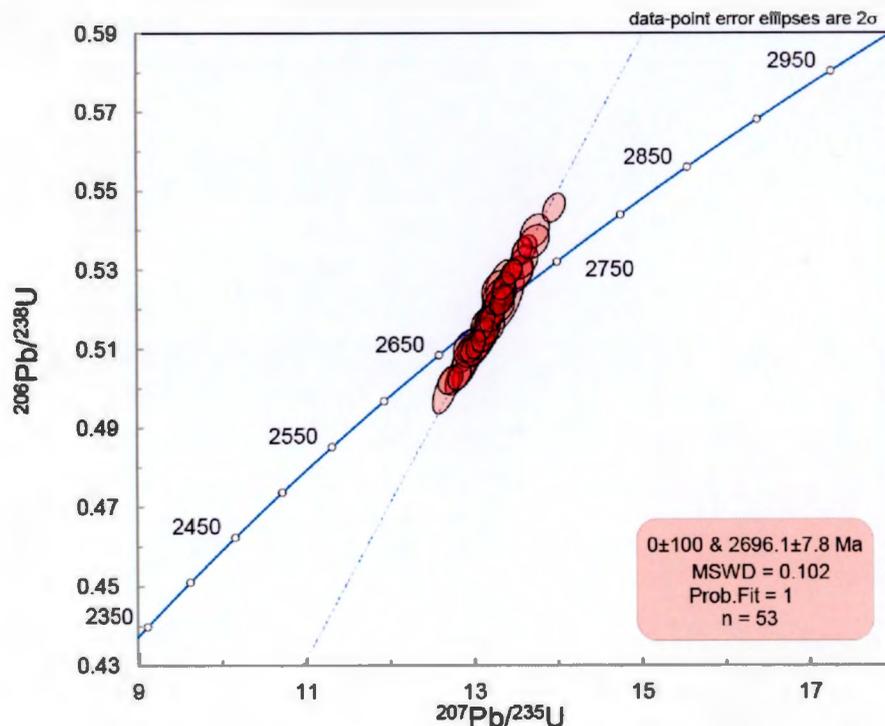


Figure 6.30 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Seules les analyses dans les noyaux sont présentées dans ce diagramme.

Les températures de cristallisation du thermomètre [Ti] mesurés pour ces zircons ont été regroupées en fonction du domaine analysé en CL; pour les domaines associés à la mise en place du leucosome, la température moyenne calculée est de $703 \pm 11^\circ\text{C}$ (Figure 6.32b). Les concentrations en Ti dans les surcroissances n'ont pas été analysées, car la priorité pour les analyses a été donnée aux âges U-Pb.

L'analyse des concentrations des REE dans les zircons de cet échantillon présente un intérêt particulier (Figure 6.32a) : parce que, (1) comme matériel migmatitique provenant de la fusion d'une amphibolite basaltique, elle permet d'estimer avec précision la chronologie du métamorphisme dans les roches volcaniques par rapport aux migmatites dans les roches intrusives du batholite de Josselin (i.e. échantillons 16-NR-3917 et 15-NR-3697B), (2) comme cet échantillon contient du grenat, de la titanite et de l'allanite en abondance, les REE pourraient présenter des indices de la co-cristallisation de certaines phases minérales permettant de dater les conditions P-T enregistrées par ces minéraux, et (3) des structures en coussins ont été identifiées à quelques mètres de la zone échantillonnée, la présence de zircons hérités au sein de cet échantillon est donc improbable.

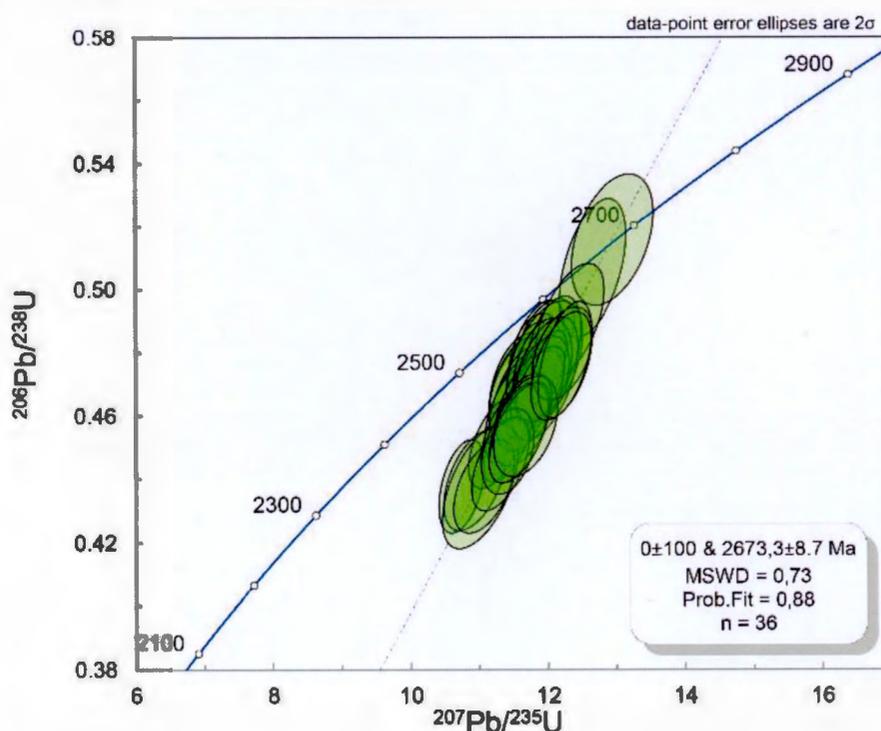


Figure 6.31 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur zircons de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Seules les analyses dans les surcroissances sont présentées dans ce diagramme.

Les spectres de REE obtenus dans les noyaux des zircons sont caractérisés par des concentrations en LREE sous la limite de détection (Figure 6.32a). Cela suggère que la cristallisation de ces domaines dans les zircons était contemporaine de phases minérales fractionnant fortement les LREE (par ex : titanite, allanite). Par ailleurs la pente positive des HREE mesurés dans les mêmes domaines, indique que la

cristallisation de ces domaines dans les zircons n'était pas contemporaine de celle du grenat (Figure 6.32a).

Les spectres de REE mesurés dans les surcroissances sombres (Figure 6.29a) qui

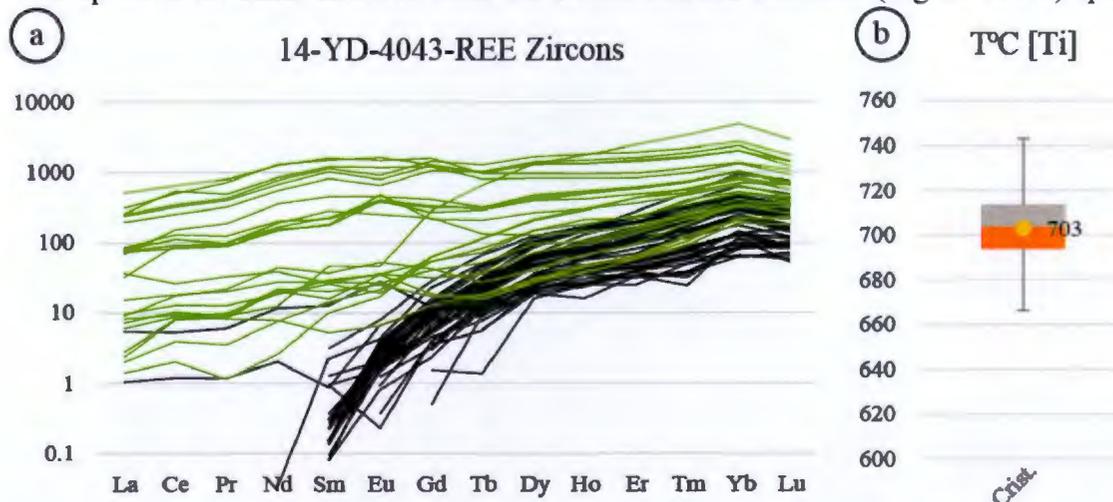


Figure 6.32 – a) Spectres de REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) dans les différents domaines des zircons de l'échantillon 14-YD-4043. Les spectres noirs représentent les analyses dans les noyaux des zircons associés à la migmatisation et les spectres verts représentent les analyses effectuées dans les surcroissances associées à un épisode hydrothermal tardif. b) Diagramme en quartiles représentant la répartition des températures calculées à partir du thermomètre Ti dans le zircon dans les domaines de croissance associés à la migmatisation.

cristallisent à l'apex des prismes sont caractérisées par des teneurs élevées en U et en REE; les spectres présentant un fractionnement faible entre LREE et HREE alors qu'aucune anomalie caractéristique (Ce, Eu) n'est visible. Cette allure de spectre suggère la cristallisation à partir d'un fluide riche en REE et en U (Hoskin, 2005; Hoskin et Black, 2000; Hoskin et Schaltegger, 2003).

6.1.5 Synthèse et interprétation

Les résultats des analyses de Ti et REE, ainsi que celles des isotopes U et Pb dans les zircons de la totalité des échantillons de cette étude sont synthétisés sur la carte géologique de la Figure 6.33 et dans le Tableau 6.1 qui présente les différentes populations d'âges obtenus par ablation laser dans les échantillons du Complexe d'Attic.

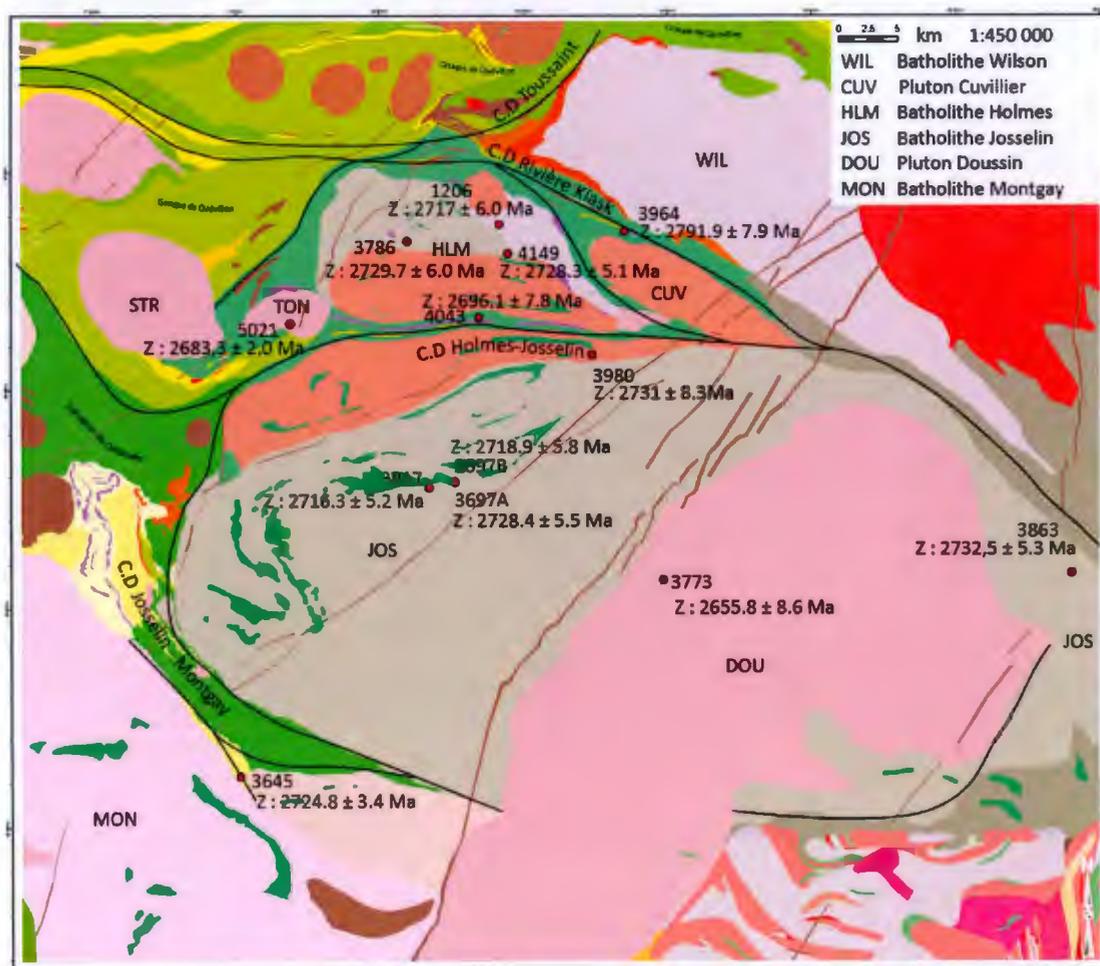


Figure 6.33 -Carte de synthèse des âges de cristallisation dans les zircons.

Les âges calculés à partir des données LA-ICP-MS sur zircon offrent une frise chronologique détaillée dans laquelle il est possible de replacer les événements à l'origine de la construction du Complexe d'Attic et de sa structuration (Figure 6.34).

6.1.5.1 Les âges hérités

La majorité des échantillons datés en U-Pb sur zircon par LA-ICP-MS contiennent des âges hérités, qui sont représentés dans les différentes populations de zircons par des noyaux hérités ou par des zircons dont la morphologie est différente de celle des populations dominantes. Ces zircons hérités appartiennent à des populations d'âge bien définies qui ressortent de façon assez systématique : ~2760-2770 Ma, ~2790-2800 Ma, ~2820 Ma; ~2870 Ma et ~2970 Ma (Figure 6.34).

Si certains de ces âges correspondent à des unités lithologiques reconnues en Abitibi, par exemple, 2791 ± 1 Ma pour la Formation de Fecteau dans la ceinture d'Urban Barry (Bandyayera *et al.*, 2004), d'autres âges ne sont associés à aucune lithologie connue en Abitibi et s'apparentent beaucoup plus à des populations d'âges existant dans la sous-province d'Opatoca au nord. En effet, trois échantillons provenant du pluton du Lac Rodayer et de deux orthogneiss tonalitiques ont respectivement été datés à 2825 ± 3 Ma, 2807 ± 13 Ma et 2773 ± 23 Ma par Davis *et al.* (1995). La présence de ces populations d'âges hérités dans les échantillons du Complexe d'Attic constitue un argument en

Tableau 6.1 - Tableau récapitulatif des âges U-Pb sur zircon dans les échantillons du Complexe d'Attic.

Échantillons	Âges hérités	Âges de cristallisation	Âges de métamorphisme
16-NR-3964	2983 ± 35 Ma 2871 ± 22 Ma	2791 ± 7.9 Ma	2728 ± 15 Ma
15-NR-3645	2818 ± 14 Ma	2724.8 ± 3.4 Ma	
14-YD-4149	2795 ± 12 Ma 2770 ± 12 Ma	2728.3 ± 5.1 Ma	
16-NR-3786	2774 ± 11 Ma	2729.7 ± 6.0 Ma	2700 ± 11 Ma
14-HH-1206	2766 ± 11 Ma	2717 ± 6 Ma	
15-NR-3697A	2777 ± 11 Ma 2966 ± 33 Ma	2728.4 ± 5.5 Ma	2710 ± 10 Ma
16-NR-3980	2872 ± 6.7 Ma 2825 ± 8.4 Ma	2731 ± 8.3 Ma	2678 ± 14 Ma
16-NR-3863		2732.5 ± 5.3 Ma	2710.6 ± 7.5 Ma
16-NR-3773	2824 ± 33 Ma 2683 ± 11 Ma	2655.8 ± 8.6 Ma	2628.4 ± 8.3 Ma
14-JM-5021		2683.3 ± 4.0 Ma	
15-NR-3697B	2733.1 ± 6.0 Ma	2718.9 ± 5.8 Ma	
16-NR-3917		2716.3 ± 5.2 Ma	
14-YD-4043		2696.1 ± 7.8 Ma	2673.3 ± 8.7 Ma

faveur de l'hypothèse selon laquelle Abitibi et Opatica ne forment qu'un seul et même bloc lithosphérique exposé à des niveaux structuraux différents (Benn et Moyen, 2008 ; Daoudene *et al.*, 2014, Daoudene, 2015 ; Tremblay *et al.*, 2019).

La présence de populations de zircons hérités d'âges similaires (~2970 Ma, ~2870 Ma et ~2820 Ma) dans les ceintures de roches volcaniques et les TTG suggère une origine

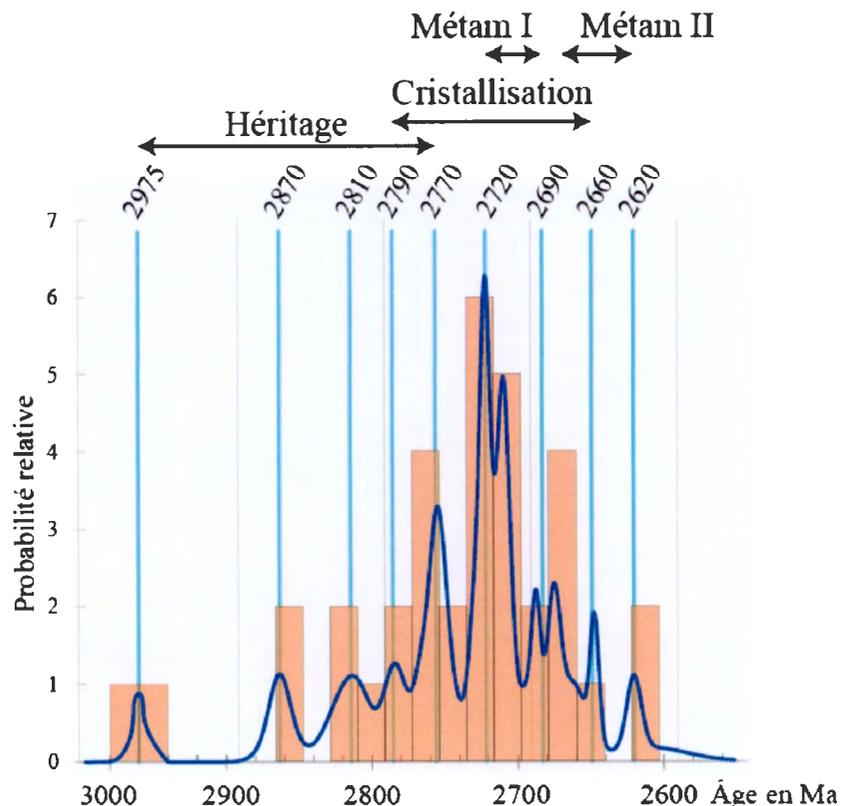


Figure 6.34 - Diagramme de densité de probabilité des âges U-Pb sur zircons dans le Complexe d'Attic.

autochtone à parautochtone des ceintures de roches volcaniques ainsi que la présence d'un socle felsique qui aurait été échantillonné par les magmas des roches volcaniques ainsi que des roches intrusives lors de leur mise en place. Des observations similaires ont été faites dans les unités volcaniques de l'assemblage de Kidd Munro et dans le Membre des Vents (dans la région de Chibougamau) où des zircons xénochrystiques ont respectivement été datés à ca 2860 Ma (Ayer, 2005) et ca 2805 Ma (Mortensen, 1993a). Ces résultats sont incompatibles avec des modèles tectoniques où les roches volcaniques représentent des fragments océaniques allochtones obductés sur les TTG (Bleeker, 2002; Thurston *et al.*, 2008). De plus, cela suggère l'existence d'un socle sous l'Abitibi dont les âges remontent au moins jusqu'à ca 3 Ga, en accord avec les âges Pb-Pb sur feldspaths calculés par Carignan *et al.* (1993).

Il est intéressant de remarquer que le nombre de populations de zircons hérités varie en fonction du type de lithologie. Les TTG contiennent souvent plusieurs populations de zircons hérités (souvent deux populations et un pourcentage élevé du total des zircons contenus dans l'échantillon i.e. échantillons 15-NR-3697A et 16-NR-3980), à un point tel qu'il est parfois compliqué d'identifier la population de zircons associée à la formation de la lithologie actuellement présente à l'affleurement. A l'inverse, dans les séries volcaniques, les populations de zircons hérités dépassent rarement une population. Ces observations soulignent la dichotomie qui existe entre les dômes de TTG, qui focalisent l'activité thermique sur des durées particulièrement longues, et les roches volcaniques qui sont l'expression d'un épisode magmatique ponctuel et spatialement plus étendu.

La récurrence de ces âges hérités suggère l'existence d'un ou plusieurs cycles volcano-plutoniques dans l'histoire précoce de l'Abitibi dont il ne subsisterait actuellement que de rares lambeaux de roches volcaniques, mais de nombreuses populations de zircons hérités dans les roches plutoniques du Complexe d'Attic. De plus en plus d'occurrences de ces lambeaux volcaniques ont été mises en évidence, principalement aux abords des grands batholithes synvolcaniques précoces (Beakhouse, 2011).

Les zircons hérités contenus dans les échantillons du Complexe d'Attic présentent des spectres de REE et des concentrations en Ti (donc des températures de cristallisation) systématiquement plus élevées que les populations de zircons d'âge ≤ 2730 Ma, mettant en évidence une évolution de la composition des magmas et des températures de cristallisation dans les environnements précoces de l'Abitibi.

6.1.5.2 Les âges de cristallisation

Les âges interprétés comme représentant la mise en place et la cristallisation des lithologies échantillonnées dans le Complexe d'Attic sont dans la fourchette supérieure des âges déjà documentés ailleurs dans la sous-province de l'Abitibi.

Sur les six échantillons prélevés dans les roches volcaniques du Complexe d'Attic, deux contenaient des zircons qui ont permis de dater l'âge de cristallisation de la roche. Dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask, l'échantillon 16-NR-3964, livre un âge «vieux» à 2791.8 ± 7.9 Ma. En Abitibi, un âge similaire se retrouve seulement dans la Formation de Fecteau, dans la Ceinture d'Urban Barry située au NE de notre zone d'étude (Bandyayera *et al.*, 2004). L'échantillon 15-NR-3645, qui provient de la zone de déformation de Josselin –Montgay, au sud de notre zone d'étude, a livré un âge à 2724.8 ± 3.4 Ma, plaçant ces unités dans l'assemblage Stoughton Roquemore. De tels âges de cristallisation sont significativement plus vieux que les âges attribués

aux roches du Groupe de Quévillon, daté entre 2714 et 2718 Ma (Bandyayera *et al.*, 2003; Davis *et al.*, 2005), auquel a été historiquement rattaché le Complexe d'Attic.

Dans les dômes de TTG, si ce n'est d'une pegmatite à muscovite dont les zircons étaient peu nombreux et très riches en uranium, tous les échantillons de cette étude contenaient des zircons qui ont permis de dater les lithologies. Le batholithe de Holmes a été daté à trois endroits. Les échantillons 16-NR-3786 et 14-YD-4149, prélevés dans la partie NO, ont livré des âges de cristallisation à ca. 2730 Ma. L'échantillon 14-HH-1206, prélevé dans la partie orientale du batholithe, au sein de la zone de déformation de Cuvillier, a livré un âge de cristallisation à 2717 ± 6 Ma, suggérant l'existence d'au moins deux événements magmatiques à l'origine la formation du batholithe de Holmes.

Dans le batholithe de Josselin, trois échantillons permettent d'estimer l'âge de mise en place des différentes parties du batholithe. Les échantillons 16-NR-3980 dans le Josselin-Nord, 15-NR-3697A dans le Josselin-Centre et 16-NR-3863 dans le Josselin-Est ont respectivement livré des âges de cristallisation à 2731 ± 8.3 Ma, 2728.4 ± 5.5 Ma et 2732.5 ± 5.3 Ma. Ces âges se situent dans la fourchette supérieure des âges de mise en place des dômes de TTG en Abitibi, dans la catégorie des intrusifs synvolcaniques (Beakhouse, 2011; Chown *et al.*, 1992; Chown *et al.*, 2002).

Les plutons de Doussin et de Tonnancourt sont deux intrusions granitiques non déformés. Leurs âges de cristallisation représentent donc un apport intéressant pour la compréhension générale de la zone d'étude car ils permettent minimalement de contraindre la fin de la déformation régionale. Le pluton de Tonnancourt a livré un âge à 2683 ± 4 Ma, alors que le pluton de Doussin a livré trois âges U-Pb sur zircons, dont deux pourraient correspondre à sa mise en place, soit 2683 ± 11 Ma et 2655.8 ± 8.6 Ma. En raison de l'abondance de zircons appartenant à cette population d'âge, je privilégie le second résultat, ca. 2656 Ma, pour ce qui est de la mise en place de ce granite. En accord avec ces deux âges la fin de la déformation régionale est estimée entre ca. 2685 Ma et ca. 2656 Ma dans le Complexe d'Attic.

6.1.5.3 Les âges du métamorphisme

La plupart des échantillons analysés dans le cadre de cette étude présentent des évidences d'évènements métamorphiques ou hydrothermaux ayant entraîné la cristallisation de zircons néoformés (en général peu nombreux par rapport à la population dominante associée à la cristallisation) ou une surcroissance sur des cristaux de zircons pré-existants. Ces populations de zircons témoignent de l'histoire thermique et/ou hydrothermale du Complexe d'Attic et permettent d'appréhender les évènements tectoniques qui en sont à l'origine. Les âges attribuables à la (sur)croissance de zircons métamorphiques dans le Complexe d'Attic se regroupent en deux évènements distincts

représentés de façon inégale dans les populations d'âges de zircon: le premier entre ca. 2720 Ma et ca. 2695 Ma (Tableau 6.1 ; Figure 6.34) et le second entre ca. 2680 Ma et ca. 2630 Ma.

Le premier épisode métamorphique se manifeste par la migmatisation de certaines portions du Complexe d'Attic. Dans les TTG les migmatites sont représentées par les échantillons 15-NR-3697B et 16-NR-3917 qui proviennent du batholithe de Josselin. L'échantillon 16-NR-3863, qui provient également du batholithe de Josselin, contient une population de zircons attribuée à un épisode de migmatisation. Ces échantillons ont livré des âges respectifs à 2718.9 ± 5.3 Ma, 2716.3 ± 5.2 Ma et 2710.6 ± 7.5 Ma qui se recourent dans leurs marges d'erreur. Par ailleurs, dans l'échantillon 16-NR-3917 la co-cristallisation du grenat avec les zircons a été mise en évidence par l'allure aplatie des HREE des spectres de REE des zircons. Dans cette lithologie, l'absence de grenat en dehors du leucosome atteste de sa nature métamorphique. Les températures calculées à partir du thermomètre [Ti] dans le zircon dans ces échantillons de migmatites sont de 750 ± 12 °C et 715 ± 12 °C. Ces températures sont cohérentes avec les environnements de haut grade métamorphique caractéristiques de la formation des migmatites (Sawyer, 2008).

L'existence d'un épisode métamorphique de haut grade précoce avait déjà été suggéré dans l'Opatica par Davis *et al.*, (1995), suite à la datation de plusieurs surcroissances de zircon ca. 2720 Ma dans une lithologie datée à ca 2770 Ma. Dans les roches volcaniques, l'échantillon 14-YD-4043 provient d'une métatexite de basaltes en coussins du corridor de déformation Holmes-Josselin. L'âge de migmatisation a été établi à 2696.1 ± 7.8 Ma. Cet échantillon contient une quantité importante de grenat mais les analyses des REE dans les domaines des zircons associés à la migmatisation présentent des spectres où la pente des HREE est fortement positive, signifiant que le zircon et le grenat n'ont pas cristallisé simultanément. La température de cristallisation calculée à grâce au thermomètre [Ti] dans le zircon pour cette population de zircon est de 703 ± 11 °C, une valeur inférieure de 50°C environ aux températures calculées dans des métatexites de volcanites mafiques à grenat par Sawyer (2008) dans la région de Chibougamau. Les résultats des analyses dans les migmatites soulignent un décalage d'environ 20 Ma entre l'évènement migmatitique préservé dans les roches intrusives du batholithe de Josselin et celui décelé dans les roches volcaniques encaissantes. Ce décalage est cohérent avec l'hypothèse d'un mouvement vertical relatif de matériel crustal chaud dans les parties centrales des batholites tonalitiques et un enfoncement progressif plus tardif du matériel supracrustal froid des ceintures de roches vertes encaissant les intrusions.

Le deuxième épisode métamorphique, compris entre ca. 2680 Ma et ca. 2630 Ma, et enregistré par la cristallisation de zircons dans le Complexe d'Attic est représenté dans

les surcroissances des échantillons 16-NR-3980, 16-NR-3773 et 14-YD-4043. Leurs âges respectifs sont : 2678 ± 14 Ma, 2628.4 ± 8.3 Ma et 2673.3 ± 8.7 Ma. Les échantillons 16-NR-3980 et 14-YD-4043, d'où proviennent les âges ca. 2675 Ma sont situés à proximité du corridor de déformation Holmes-Josselin. Les spectres de REE obtenus dans les surcroissances de l'échantillon 14-YD-4043 présentent des caractéristiques typiques des zircons hydrothermaux (Hoskin, 2005; Hoskin et Black, 2000). L'échantillon 16-NR-3773 provient du pluton de Doussin. Les spectres de REE acquis dans les surcroissances présentent eux aussi des caractéristiques de zircons hydrothermaux (Hoskin, 2005; Hoskin et Black, 2000). En raison des dimensions de ces surcroissances les concentrations du Ti n'ont pas pu être mesurées. L'intervalle 2680 Ma -2630 Ma défini par ces deux événements hydrothermaux est cohérent avec l'estimation des âges du métamorphisme en Abitibi (Powell *et al.*, 1995a) et dans la zone de contact Abitibi – Opatoca au nord (Daoudene *et al.*, 2015).

6.2 Géochronologie U-Pb par ablation laser sur titanites

6.2.1 Stratégie d'échantillonnage

La géochronologie U-Pb sur titanite fournit des informations complémentaires à la géochronologie U-Pb sur zircon. En effet, en raison d'une température de fermeture inférieure à celle du zircon, les âges U-Pb sur titanite sont souvent attribués au métamorphisme (Corfu et Stone, 1998). Il est donc intéressant quand cela est possible de disposer des deux âges dans les mêmes échantillons afin de pouvoir les comparer. Dans cette optique, les échantillons prélevés pour la géochronologie U-Pb sur zircon ont été retriés pour la sélection des titanites. La majorité des échantillons contenaient plusieurs populations de titanites sauf les échantillons 15-NR-3697A et 16-NR-3917.

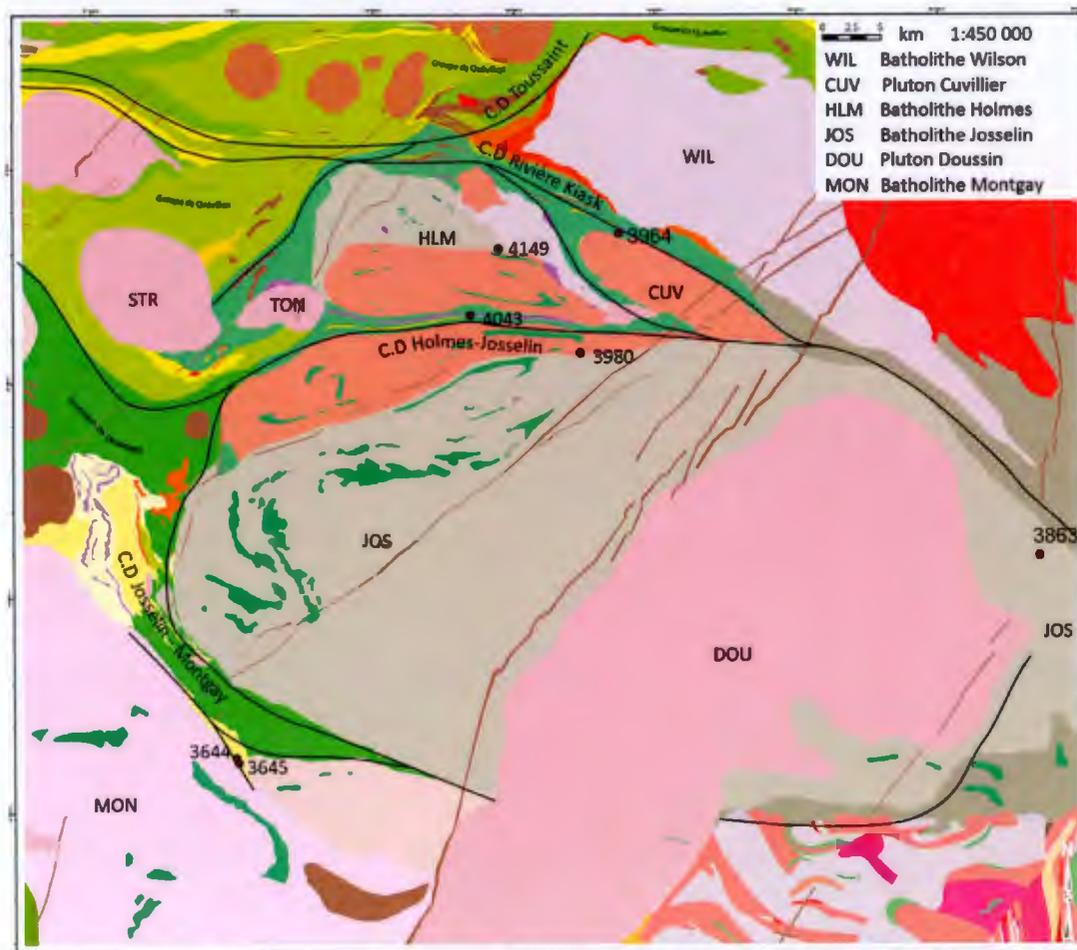


Figure 6.35 - Carte de localisation des échantillons analysés pour la géochronologie U-Pb sur titanite par LA-ICP-MS.

Comme pour les zircons, les résultats des analyses de REE dans les titanites sont présentés sous forme de diagrammes multi-élémentaires normalisés aux chondrites (McDonough and Sun, 1995). Les analyses ont été regroupées en fonction des populations de titanites analysées.

Les températures de cristallisation des titanites ont été calculées en utilisant le thermomètre [Zr] dans la titanite proposé par (Hayden *et al.*, 2008). Ce thermomètre nécessite de connaître la pression de cristallisation du minéral. Comme cette donnée n'est pas disponible pour les échantillons du Complexe d'Attic, deux valeurs de pression ont été utilisées : la valeur de pression minimale pour laquelle le thermomètre a été calibré (0.2 GPa soit 2 kbar) qui permet le calcul d'une température minimale de cristallisation et une pression arbitraire de 0.5 GPa (soit 5 kbar) afin de fournir une estimation de la variation de température avec la pression. Les résultats sont présentés sous forme de diagramme de quartiles.

6.2.2 Les analyses U-Pb sur titanites dans les échantillons de roches volcaniques

Toutes les roches volcaniques échantillonnées pour la géochronologie U-Pb sur zircon contiennent des titanites. L'échantillon 16-NR-3644 ne contient pas assez de zircons

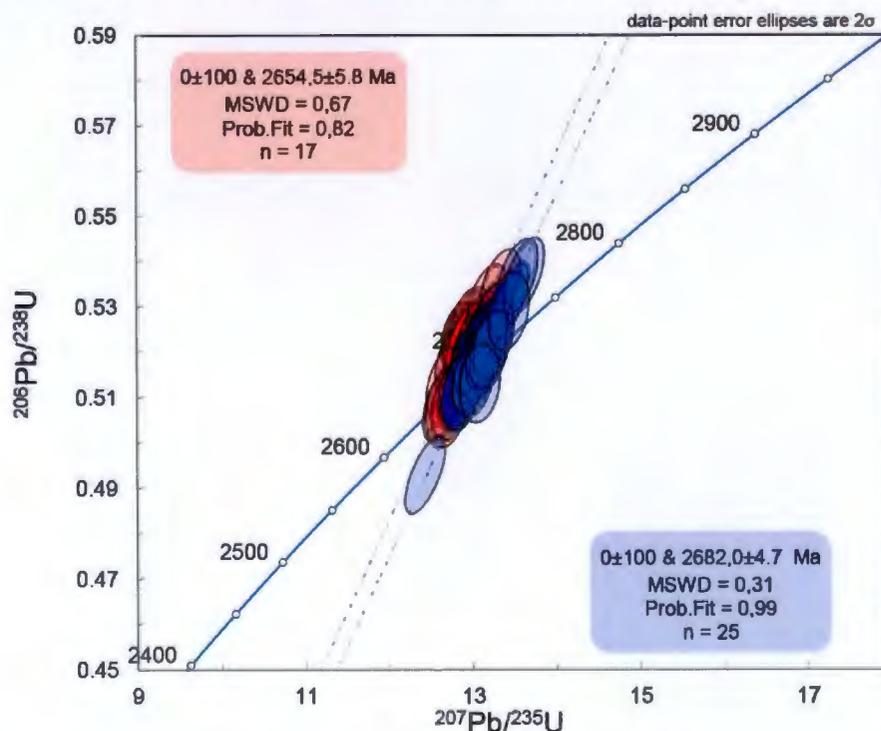


Figure 6.36- Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 16-NR-3964 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans les titanites foncées, les ellipses rouges les analyses dans les titanites claires.

pour permettre des analyses par ablation laser et n'a pas été présenté dans la section précédente. Cependant il contenait des titanites qui ont été analysées. Les résultats sont présentés dans l'ordre suivi dans la partie précédente sur les zircons.

Dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask (Figure 6.35), l'échantillon 16-NR-3964 contient deux populations de titanites : une population de titanites sombres présentant des évidences de résorption et une population de titanites claires de couleur miel et subautomorphes.

Les analyses effectuées dans les titanites de l'échantillon 16-NR-3964 permettent de calculer deux intercepts : 2682.0 ± 4.7 Ma pour les titanites sombres et 2654.5 ± 5.8 Ma pour les titanites claires (Figure 6.36). Les concentrations des REE et du Zr dans ces titanites n'ont pas été mesurées.

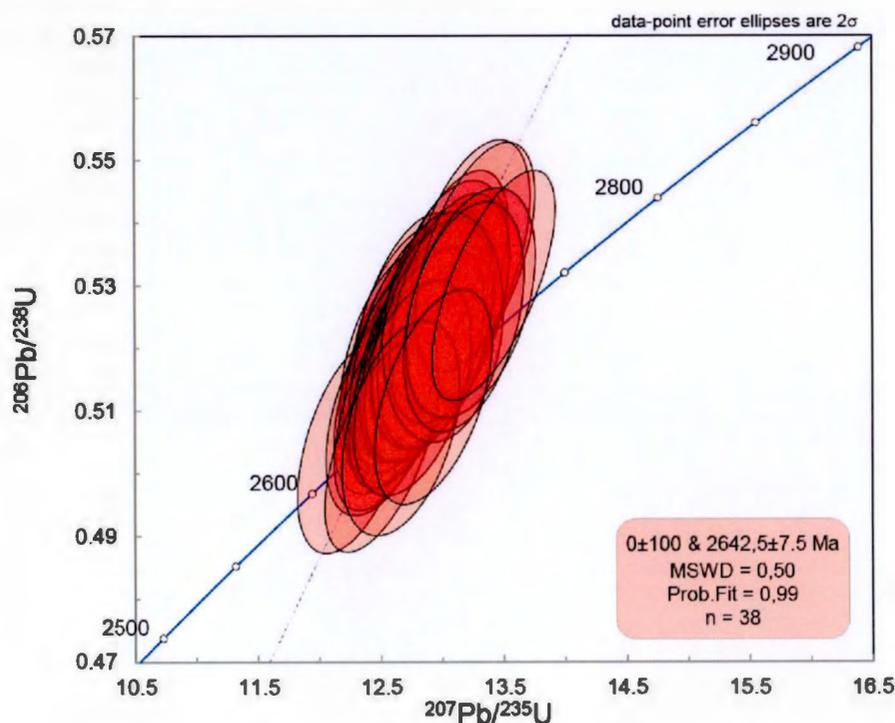


Figure 6.37 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 15-NR-3645 dans un diagramme Concordia.

Dans le corridor de déformation Josselin-Montgay, l'échantillon 15-NR-3645 (Figure 6.35) contient deux populations de titanite; seules les titanites claires ont été analysées. Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans ces titanites livrent un intercept dont l'âge est de 2642.5 ± 7.5 Ma (Figure 6.37).

L'échantillon 15-NR-3644 provient du corridor de déformation Josselin-Montgay au sud du batholithe de Josselin (Figure 6.35). Cet échantillon contient deux populations

de titanites : des titanites sombres présentant des évidences de résorption et des titanites claires, bien cristallisées. Seule la population de titanites claires a été analysée par ablation laser, l'autre population a été analysée par ID-TIMS. Les mesures effectuées dans les titanites claires permettent de calculer un intercept supérieur avec la Concordia dont l'âge est de 2641.8 ± 6.9 Ma (Figure 6.38). La température minimale moyenne de cristallisation calculée à partir du thermomètre [Zr] est de $697 \pm 20^\circ\text{C}$ (Figure 6.39b).

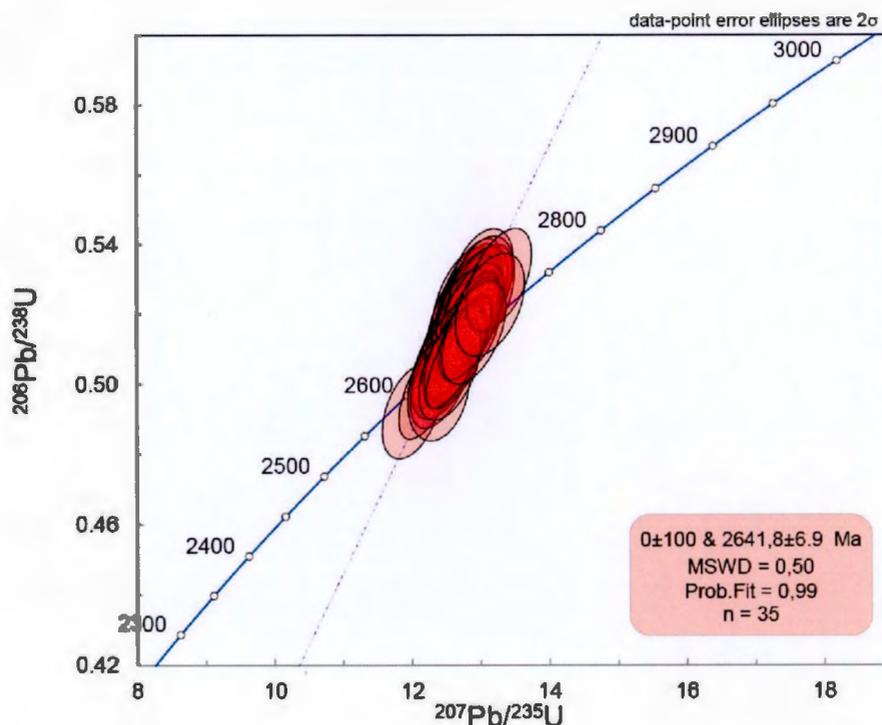


Figure 6.38 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 15-NR-3644 dans un diagramme Concordia.

Les teneurs en REE des titanites de cet échantillon sont caractérisés par des spectres plats et une anomalie positive en Eu (Figure 6.39a), suggérant une origine métamorphique du minéral (Olierook *et al.*, 2019).

Dans le corridor de déformation Holmes-Josselin (Figure 6.35), l'échantillon 14-YD-4043 contient deux populations de titanites, une population de titanites sombres et corrodées et une population de titanites claires en forme de galettes épaisses au centre et fines sur les bordures.

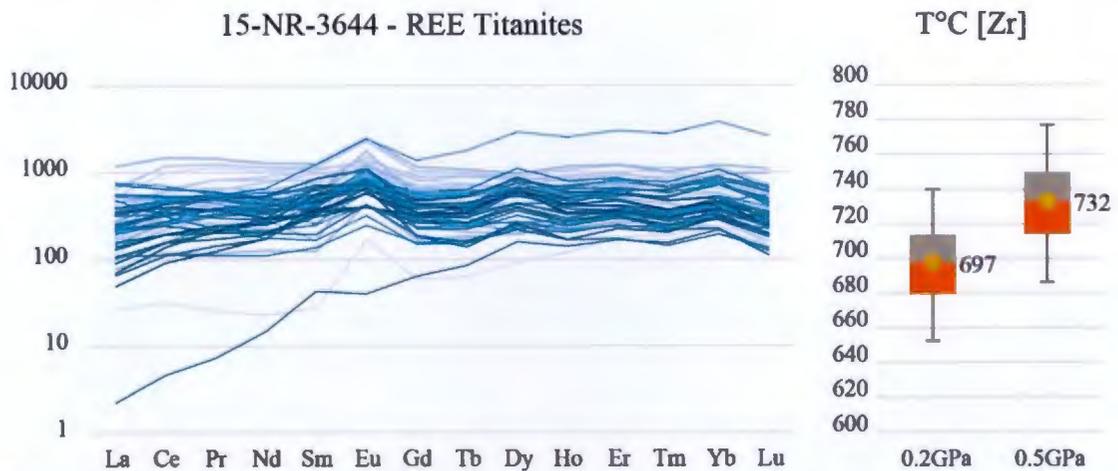


Figure 6.39 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme de quartiles des températures calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite pour l'échantillon 15-NR-3644. Sur le diagramme en quartiles, la barre inférieure représentant la valeur minimale mesurée, l'aire orange le deuxième quartile, le point jaune la moyenne des valeurs mesurées, l'aire grise le troisième quartile et la barre du haut la valeur maximale de la série de données.

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les deux populations de titanites de l'échantillon 14-YD-4043 permettent de calculer deux intercepts supérieurs

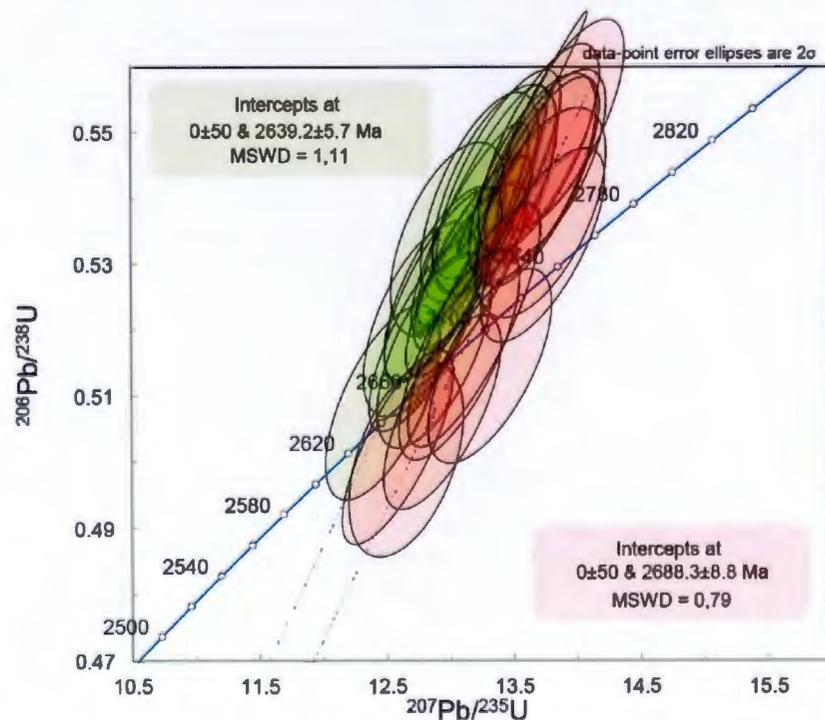


Figure 6.40 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Les ellipses rouges représentent les analyses dans les titanites foncées, les ellipses vertes les analyses dans les titanites claires.

avec la Concordia, soit à 2688.3 ± 8.8 Ma pour les titanites sombres, et 2639.2 ± 5.7 Ma pour les titanites claires (Figure 6.40).

Pour les titanites sombres de cet échantillon, on retrouve deux types de spectres de REE. Le premier type est caractérisé par une forme convexe (pente positive jusqu'au Sm et pente négative jusqu'au Lu) avec dans certains spectres une légère anomalie positive en Sm (Figure 6.41a). Le deuxième type se distingue par une forme similaire mais avec une anomalie négative en Sm et positives en Eu et Dy, cette dernière anomalie étant particulièrement marquée (Figure 6.41a). La pente positives des LREE ainsi que l'anomalie positive en Eu sont caractéristiques des titanites néoformées au cours du métamorphisme (Olierook *et al.*, 2019).

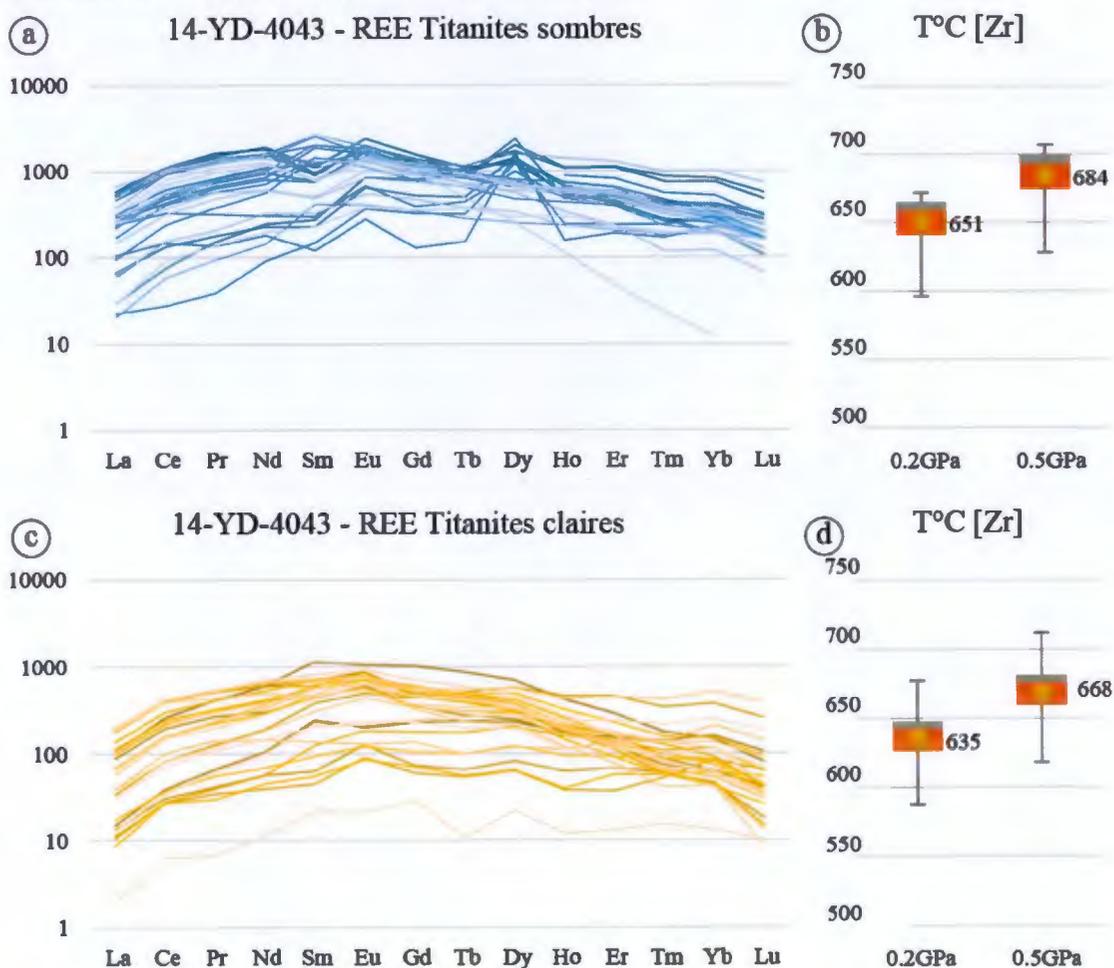


Figure 6.41 - Diagrammes multi-élémentaires des REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite pour les deux populations de l'échantillon 14-YD-4043.

Dans les titanites claires, les spectres de REE sont assez similaires à ceux mesurés dans les titanites sombres. Ils sont caractérisés par une forme convexe avec une légère anomalie positive en Eu mais ne présentent pas d'anomalie en Sm ni en Dy (Figure 6.41c) ce qui suggère également une origine métamorphique (Olierook *et al.*, 2019).

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite ont été regroupées en fonction de la population de titanite analysée; les températures calculées sont $651 \pm 20^\circ\text{C}$ (Figure 6.41b) pour les titanites sombres et $635 \pm 20^\circ\text{C}$ pour les titanites claires (Figure 6.41d) et se recoupent dans leur marge d'erreur.

6.2.3 Les analyses U-Pb sur titanites dans les batholithes de TTG

Un échantillon provenant du batholithe de Holmes (14-YD-4149) et deux échantillons provenant du batholithe de Josselin (16-NR-3980 et 16-NR-3863) contiennent des titanites qui ont été analysées.

Dans la tonalite gneissique du batholithe de Holmes (Figure 6.35), l'échantillon 14-YD-4149 contient deux populations de titanites, soit des titanites sombres et corrodées et des titanites claires bien cristallisées. En raison de la faible quantité d'uranium et de l'abondance de plomb commun dans les titanites claires, seule la population de titanites sombres a pu être datée par ablation laser.

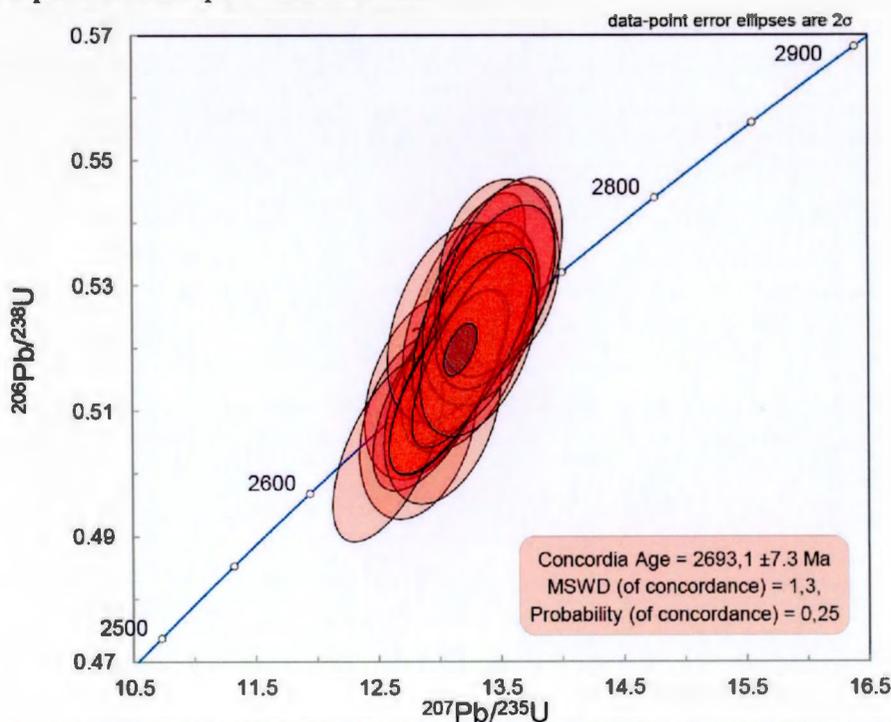


Figure 6.42- Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4149 dans un diagramme Concordia.

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans ces titanites permettent de calculer un âge Concordia de 2693.1 ± 7.3 Ma (Figure 6.42). Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Zr] dans ces titanites sont de $664 \pm 20^\circ\text{C}$ pour les titanites sombres (Figure 6.43b) et de $661 \pm 20^\circ\text{C}$ pour les titanites claires (Figure 6.43d).

Les spectres d'abondance de REE pour les titanites sombres (Figure 6.43a) et les titanites claires (Figure 6.43c) sont similaires; ils sont caractérisés par une pente positive en LREE, une légère anomalie positive en Eu et une pente nulle des HREE.

La pente positive des teneurs en LREE ainsi que la présence d'une anomalie positive en Eu indiquent une néocristallisation au cours du métamorphisme. L'absence de fractionnement des HREE souligne que cette cristallisation s'est faite en l'absence de

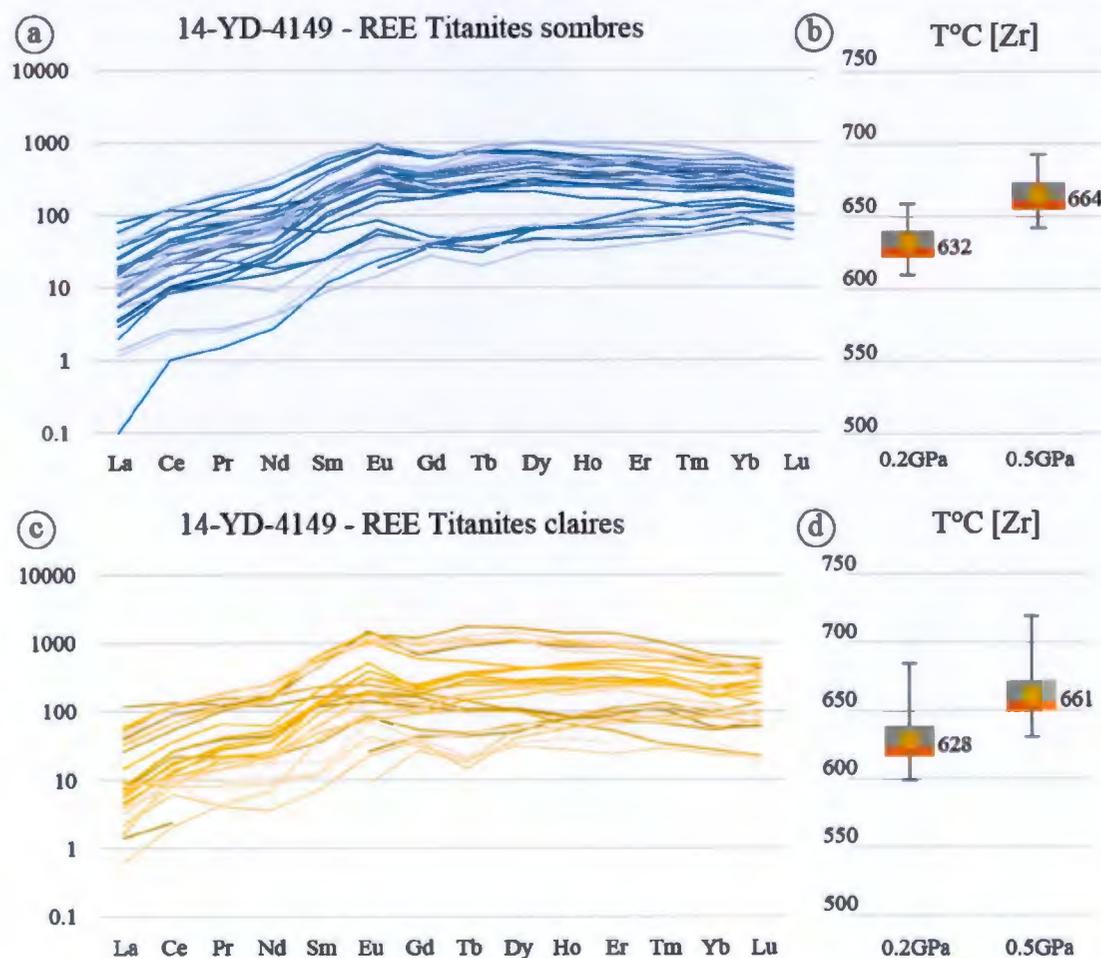


Figure 6.43 - Diagramme multi-élémentaire des REE normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et diagramme en boîte des températures calculées à partir du thermomètre [Zr] dans la titanite.

phase minérale fractionnant fortement les HREE (Garber *et al.*, 2017; Olierook *et al.*, 2019).

Dans le sous-dôme au nord du batholithe de Josselin (Figure 6.35), l'échantillon 16-NR-3980 contient deux population de titanites : une sombre et une claire. Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les titanites de cet échantillon permettent de calculer deux intercepts : 2655 ± 8.1 Ma pour les titanites sombres et 2596.6 ± 4.5 Ma (Figure 6.44). Les éléments traces n'ont pas été analysés dans les titanites de cet échantillon.

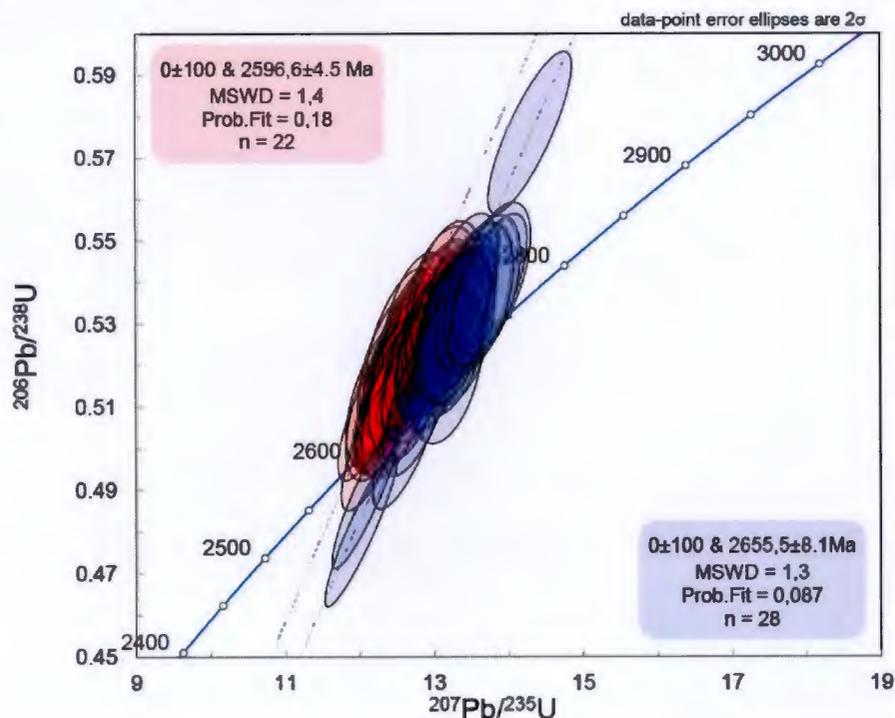


Figure 6.44 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 16-NR-3980 dans un diagramme Concordia. Les ellipses bleues représentent les analyses dans les titanites foncées, les ellipses rouges les analyses dans les titanites claires.

Deux populations de titanites ont été identifiées dans l'échantillon 16-NR-3863 provenant de la partie orientale du batholithe de Josselin (Figure 6.35).

Les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les titanites sombres de cet échantillon permettent de calculer un âge concordia à 2615.2 ± 8.7 Ma, alors que les titanites claires permettent de calculer un intercept à 2559.9 ± 6.0 Ma (Figure 6.45).

Les analyses de concentration des REE dans les deux populations de titanites de cet échantillon livrent des spectres d'abondance à l'allure très similaire (Figure 6.46a et c). Ils sont caractérisés par une pente légèrement positive de forme convexe des LREE,

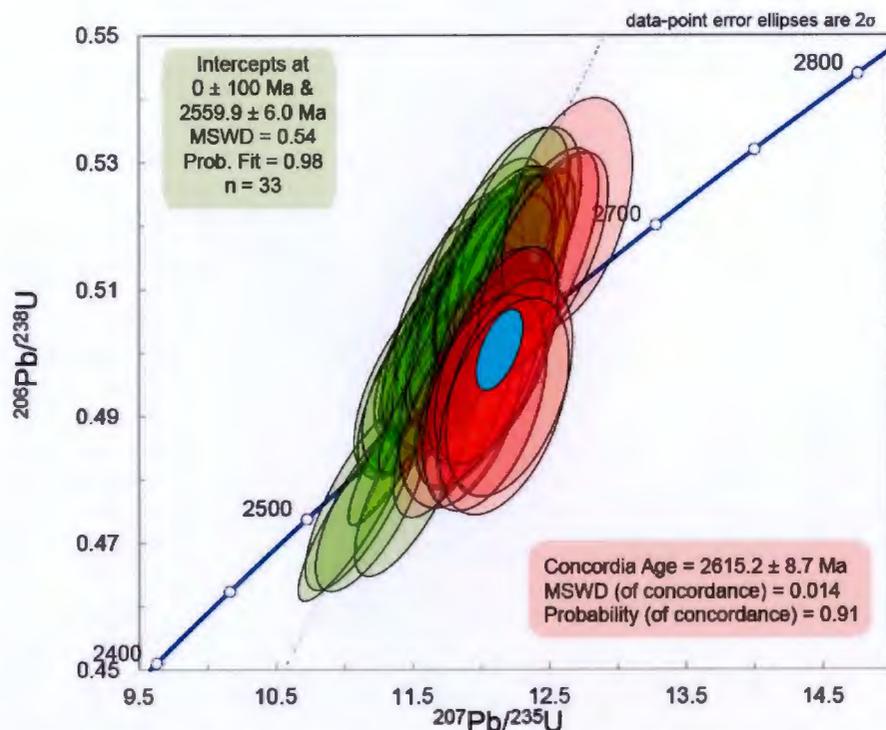


Figure 6.45 - Représentation des analyses U-Pb par LA-ICPMS sur titanite de l'échantillon 16-NR-3863 dans un diagramme Concordia. L'ellipse bleue représente l'âge Concordia calculé pour un ensemble d'analyses concordantes.

une forte anomalie positive en Eu, et un spectre plat des MREE aux HREE. La pente des LREE des titanites claires est plus raide que celle des titanites sombres. Ces formes de spectres sont, comme dans le cas des autres échantillons caractéristiques d'une origine métamorphique des titanites (Garber *et al.*, 2017; Olierook *et al.*, 2019).

Les températures de cristallisation calculées à partir du thermomètre [Zr] ont été regroupées en fonction de la population de titanite analysée. Les températures minimales moyennes calculées sont de 675 ± 20 °C pour les titanites sombres (Figure 6.46b) et de 644 ± 20 °C pour les titanites claires (Figure 6.46d).

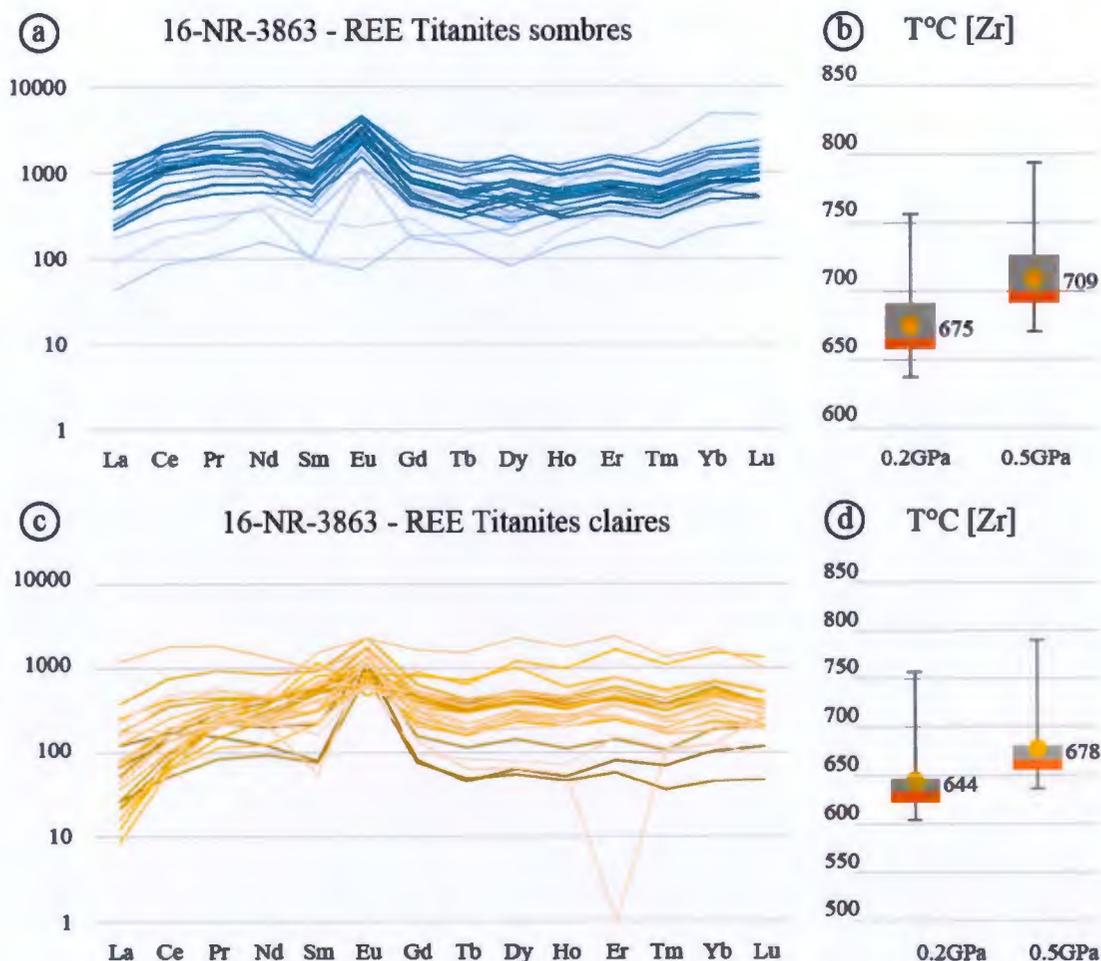


Figure 6.46 – Diagrammes multi-élémentaires des REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) et températures de cristallisation [Zr] dans la titanite pour les deux populations de l'échantillon 16-NR-3863.

6.2.4 Synthèse des résultats et interprétation

Les résultats des analyses isotopiques de l'uranium et du plomb dans les titanites sont synthétisés dans le tableau 6.2 et en carte à la Figure 6.47 sur laquelle figure aussi les températures calculées avec le thermomètre [Zr].

Les âges U-Pb par LA-ICP-MS obtenus sur les titanites du Complexe d'Attic sont compris entre ca. 2690 Ma et ca. 2560 Ma. Ces âges sont systématiquement plus jeunes que ceux mesurés dans les zircons des mêmes échantillons, suggérant que les âges sur titanites ne sont pas des âges de mise en place mais plutôt reliés au métamorphisme ou à l'hydrothermalisme régional abitibien.

Tableau 6.2 - Tableau de synthèse des âges U-Pb par LA-ICP-MS dans la titanite.

Échantillon	Titanites Sombres		Titanites claires
16-NR-3964	2682.0 ± 4.7 Ma		2654.5 ± 5.8 Ma
15-NR-3645			2642.5 ± 7.5 Ma
15-NR-3644			2641.8 ± 6.9 Ma
14-YD-4043	2676.1 ± 8.5 Ma		2639.2 ± 5.7 Ma
14-YD-4149	2693.1 ± 7.3 Ma		
16-NR-3980	2655 ± 8.1 Ma		2596.6 ± 4.5 Ma
16-NR-3863	2615.2 ± 9.4 Ma		2559.9 ± 6.0 Ma

Cinq groupes d'âges distincts sont présents (Figure 6.47, Tableau 6.2, Figure 6.48) :

- 1) les échantillons 14-YD-4149, 16-NR-3964 et 14-YD-4043 présentent des âges autour de 2685 Ma sur titanites sombres qui se recoupent dans leurs marges d'erreur;
- 2) les titanites claires de l'échantillon 16-NR-3964 et les titanites sombres de l'échantillon 16-NR-3980 livrent des âges de ca. 2655 Ma ;
- 3) les âges des populations de titanites claires des échantillons 15-NR-3645, 15-NR-3644, et 14-YD-4043 se recoupent également dans leurs marges d'erreur autour de 2640 Ma ;
- 4) les titanites claires de l'échantillon 16-NR-3980 et les titanites sombres de l'échantillon 16-NR-3863 livrent des âges proches de 2600 Ma.
- 5) les titanites claires de l'échantillon 16-NR-3863 livrent un âge à ca. 2560 Ma, ce qui correspond au plus jeune âge mesuré dans la région.

Afin de compléter la carte d'âges U-Pb sur titanites de la Figure 6.47, seuls manquent les données d'âges des titanites sombres des échantillons 15-NR3644. Ces titanites ont été analysées par ID-TIMS et ont livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2687.0 ± 4.6 Ma, ce qui est cohérent avec les âges du groupe 1 mentionnés ci-dessus.

Dans la littérature, il existe deux principales écoles de pensée quant à la signification d'âges U-Pb mesurés sur titanites. Une première considère que des âges mesurés sur des titanites d'origine métamorphique correspondent à la (re)cristallisation de ce minéral (Zhang et Schärer, 1996). La seconde école de pensée considère que ce sont plutôt des âges de refroidissement qui correspondent à la température de fermeture (T_f) de la titanite pour le système isotopique U/Pb estimée entre 600 et 750°C (Cherniak, 1993). Dans notre cas, la seconde hypothèse reviendrait à suggérer que la température du système a été maintenue au-dessus de la T_f de la titanite minéral plusieurs dizaines de m.a., voire pendant 150 m.a. pour ce qui est de l'échantillon 16-NR-3863 (Figure 6.45).

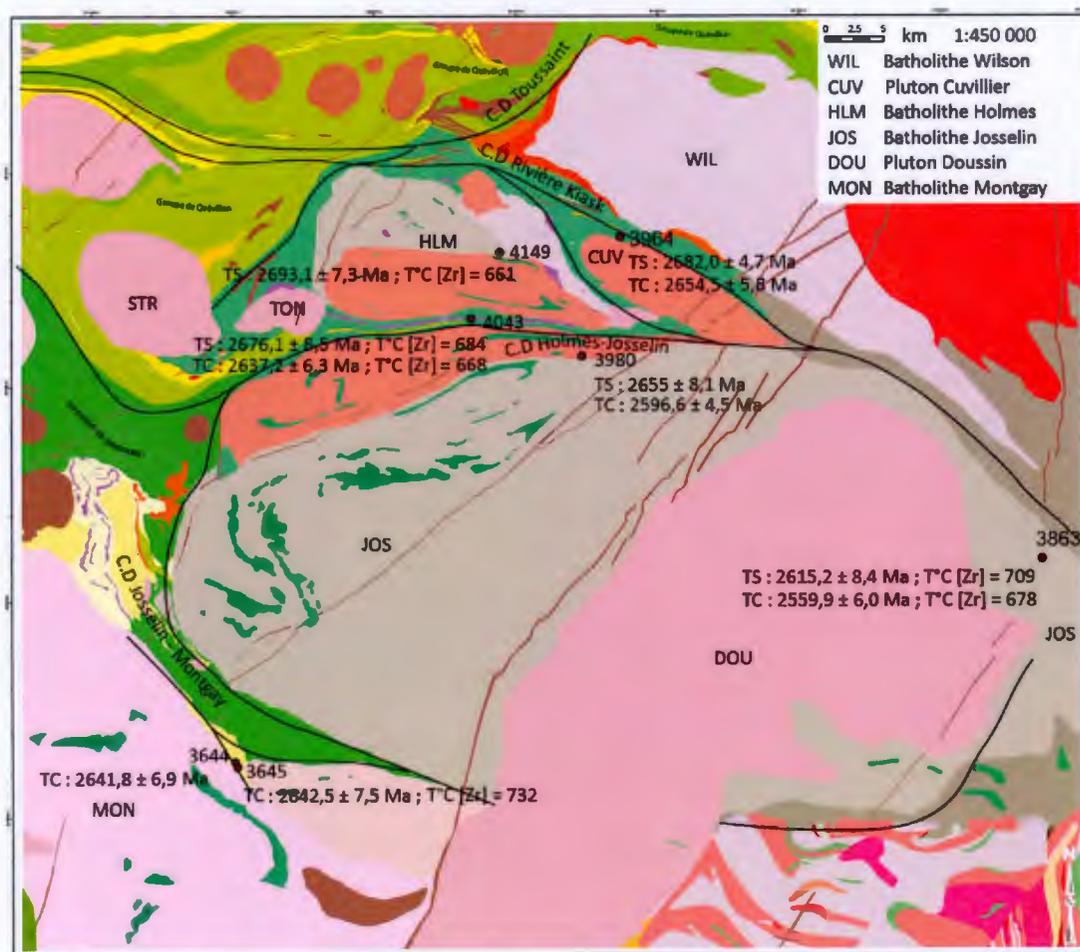


Figure 6.47 - Carte de synthèse des âges U-Pb et des températures calculées dans les titanites des échantillons du Complexe d'Attic à partir de [Zr]. TS : titanites sombres, TC : titanites claires

Par ailleurs, la coexistence de plusieurs populations de titanites avec des âges différents dans un même échantillon est difficile à expliquer, à moins de supposer que l'âge vieux dans un tel échantillon représente un âge minimum résultant d'une réouverture partielle du système lors d'un second événement de formation de titanite. Il semble donc plus raisonnable d'interpréter les âges sur les titanites de la zone d'étude comme correspondant à des phénomènes de recristallisation résultant d'événements thermiques et/ou hydrothermaux reliés au métamorphisme régional en Abitibi.

La gamme d'âges obtenus sur les titanites du Complexe d'Attic est cohérente avec les résultats obtenus ailleurs dans le Supérieur. Dans l'Opatica, Davis *et al.* (1995) ont obtenu des âges U-Pb sur titanite compris entre ca. 2690 Ma et ca. 2640 Ma. Bien que les techniques analytiques aient évolué depuis (notamment la quantité de matériel

analysé qui a été divisée par un facteur 10), ces âges moyens sont très cohérents avec les âges obtenus dans le Complexe d'Attic. Les auteurs suggèrent que le pic métamorphique est atteint ca. 2690-2680 Ma et est matérialisé par la cristallisation de titanite dans un leucosome de gneiss gris. Les âges plus jeunes compris entre ca. 2650 Ma et ca. 2640 Ma sont attribués à des circulations hydrothermales (Corfu et Stone, 1998; Davis *et al.*, 1995). Ces circulations hydrothermales seraient le résultat d'évènements magmatiques ou métamorphiques se déroulant dans les parties plus profondes de la croûte comme cela a été mis en évidence dans la zone structurale de Kapuskasing (Corfu et Andrews, 1987; Krogh, 1993). Des datations récentes dans les terrains métamorphiques de la Baie-James mettent en évidence des résultats similaires. Dans le Supérieur Ouest, Corfu (1988) obtient les mêmes gammes d'âges sur titanites dans les terrains plutoniques de la sous-province plutonique de Winnipeg River. Plus récemment, Davis (2019) obtient trois âges U-Pb sur titanite à 2651 ± 14 Ma, 2598 ± 2 Ma et 2565 ± 4 Ma respectivement dans une granodiorite porphyrique foliée, un granite blanc faiblement folié et une monzodiorite quartzifère foliée. Ces âges sont également présents dans le Complexe d'Attic et suggèrent que les évènements qui en sont à l'origine sont probablement le fait de phénomènes de grande ampleur encore mal compris.

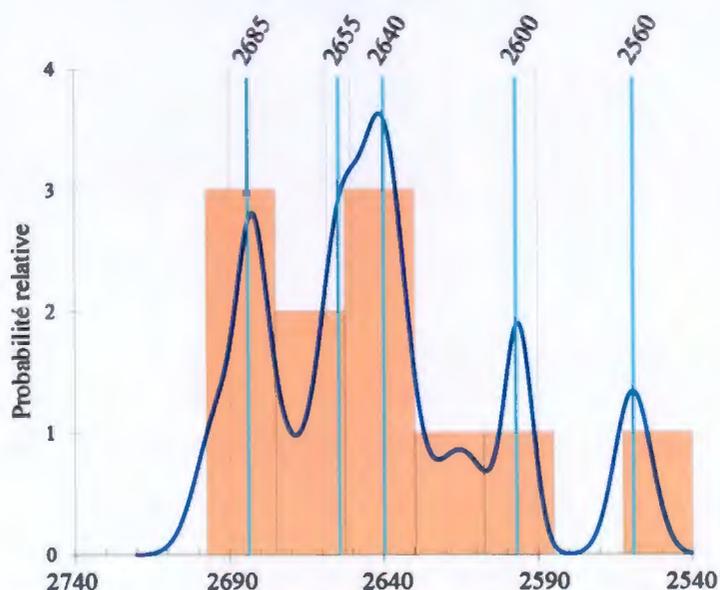


Figure 6.48 - Histogramme de densité de probabilité des âges U-Pb sur titanites par LA-ICP-MS du Complexe d'Attic.

Conformément à ce qui est documenté dans la littérature, le comportement des REE dans les titanites se révèle plus variable que dans le cas des zircons (Garber *et al.*, 2017; Kohn, 2017; Olierook *et al.*, 2019). En effet, le zircon conserve une allure typique de ses spectres de REE dans la quasi-totalité des environnements de la croûte continentale

(Hoskin, 2005; Hoskin et Black, 2000; Hoskin et Schaltegger, 2003). Ce n'est pas le cas de la titanite dont les spectres de REE, bien qu'étant généralement caractérisés par une prédominance des LREE et MREE, peuvent adopter toutes sortes de forme dépendamment de la concentration initiale en REE de la roche, de l'environnement de cristallisation (magmatique, métamorphique ou hydrothermal), de la nature des phases minérales fractionnant les REE présentes lors de la croissance du minéral ainsi que de la composition de la titanite (teneur en Al) (Garber *et al.*, 2017; Olierook *et al.*, 2019). Dans le Complexe d'Attic, les données de REE ainsi que les âges suggèrent clairement une origine métamorphique de toutes les populations de titanites analysées. Trois principaux types de spectres de REE ont été mis en évidence. Les spectres de forme convexe, comme pour l'échantillon 14-YD-4043, sont caractéristiques de titanites métamorphiques néoformées (Olierook *et al.*, 2019) et traduisent le rôle de phases minérales dont la cristallisation a été contemporaine de la titanite, et possédant des coefficients de partage des LREE et HREE plus élevés (apatite ou allanite pour les LREE et amphibole ou grenat pour les HREE, Garber *et al.* (2017)) ainsi que d'une composition plus riche en Al (Garber *et al.*, 2017). Les spectres d'abondance montrant un appauvrissement en LREE et une anomalie positive en Eu, comme dans l'échantillon 14-YD-4149, sont attribués à la cristallisation de la titanite avec des phases minérales possédant un coefficient de partage élevé pour les LREE, tel que l'apatite. Les spectres d'abondance plats, comme dans les échantillons 16-NR-3863 et 15-NR-3644, traduisent quant à eux la cristallisation de titanite dans un environnement dépourvu de phases minérales fractionnant les REE ou bien en présence de réactions minérales dont les effets de relargage et d'absorption de REE s'annulent mutuellement (Garber *et al.*, 2017).

Les températures de cristallisation calculées dans les différentes populations de titanites révèlent une diminution de la température de cristallisation au cours du temps : les T_c des titanites sombres sont systématiquement supérieures ou égales à celles calculées pour les titanites claires. Cependant, la gamme d'âge couverte par les titanites (ca. 2690 Ma à ca. 2560 Ma) et les températures de cristallisation ($>600^\circ\text{C}$) qui y sont associées suggèrent que l'activité métamorphique et hydrothermale de haute température est de longue durée dans le Complexe d'Attic (≥ 100 m.a.). Ces données mettent également en évidence que ces phénomènes ne sont pas nécessairement continus mais se produisent par pic à des moments précis de l'histoire abitibienne.

6.3 Géochronologie U-Pb par dilution isotopique

6.3.1 Introduction

La géochronologie U-Pb sur zircon et titanite par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS) permet d'obtenir des résultats plus justes et plus précis que l'ablation laser. En effet, l'utilisation d'un « spike » (solution dont la composition isotopique est connue avec précision) permet de s'affranchir de nombreux problèmes liés à l'utilisation d'un matériau standard (un zircon ou une titanite dont l'âge et le comportement est connu), nécessaire en ablation laser. Il est également possible lors de l'étape de purification des isotopes de l'uranium et du plomb de récupérer les acides utilisés pour le lavage qui contiennent les éléments traces du zircon ou de la titanite. Ces éléments peuvent être ensuite analysés par minéralisation humide à l'ICP-MS afin de lier les concentrations des différents éléments avec les âges obtenus au TIMS.

6.3.2 Choix des échantillons

6.3.2.1 Analyses par ID-TIMS sur zircon

Dans le cadre cette étude, deux échantillons ont été choisis pour des analyses par dilution isotopique sur zircon et quatre pour des analyses sur titanites. Les zircons proviennent des échantillons 16-NR-3917 et 14-YD-4043 qui sont les deux échantillons de migmatite déjà présentés dans les sections précédentes; le premier étant une diatexite de la partie centrale du batholite de Josselin et le second une métatexite provenant des roches volcaniques mafiques qui séparent les batholites de Josselin et de Holmes. Ces échantillons ont été choisis pour les raisons suivantes :

- 1) Les concentrations en uranium dans les zircons de ces échantillons sont particulièrement faibles, ce qui rend la précision sur une analyse U-Pb LA-ICP-MS assez faible, avec une marge d'erreur élevée sur l'âge. Les analyses par dilution isotopique permettent de contourner ce problème.
- 2) Les deux lithologies choisies contiennent une quantité importante de grenat. Ce minéral, lorsqu'il cristallise simultanément avec le zircon, intègre par substitution dans son réseau cristallin une quantité importante de HREE, ce qui affecte la forme du spectre d'abondance en REE des zircons associés en aplatissant ou inversant la pente au niveau des HREE. En théorie, il devrait donc être possible de savoir si le zircon est contemporain du grenat et donc d'établir le lien entre les conditions P-T du métamorphisme, calculées à partir des assemblages à grenat et l'âge obtenu par dilution isotopique sur le zircon.

3) Ces deux échantillons représentent un épisode de fusion partielle (migmatisation) reliée au métamorphisme. Leur position relative (16-NR-3917 dans les parties centrales du batholithe de Josselin et 14-YD-4043 dans les roches vertes adjacentes) permet d'hypothétiser sur l'interaction entre les dômes de roches plutoniques (TTG) et les ceintures de roches vertes sus-jacentes, et ainsi améliorer notre compréhension spatiale, thermique et temporelle des relations TTG- Roches Vertes.

6.3.2.2 Analyses par dilution isotopique sur titanites

Les échantillons contenant des titanites ont été choisis comme compléments aux analyses par LA-ICP-MS réalisées sur les titanites de ces mêmes roches afin de vérifier la correspondance des âges entre les deux méthodes, et ce, afin de bonifier notre compréhension de l'histoire thermique et hydrothermale de la région d'étude. En effet, les âges U-Pb sur titanite sont généralement associés au métamorphisme ou à des événements de circulation hydrothermale postérieurs à la mise en place de la roche (Corfu et Stone, 1998; Davis *et al.*, 1995; Tucker *et al.*, 1987). Des titanites provenant des échantillons 16-NR-3863, 14-YD-4149, 14-YD-4043 et 15-NR-3644 ont été analysées.

6.3.3 Résultats des analyses U-Pb sur zircon par ID-TIMS et des REE sur les aliquotes de chimie de purification de l'U et du Pb

Les analyses par ID-TIMS d'une vingtaine de zircons de l'échantillon 16-NR-3917 ont livré trois âges : 2717.1 ± 1.9 Ma, 2706.1 ± 1.7 Ma et 2700 ± 2.4 Ma (Figure 6.50). La plupart des analyses sont concordantes ou subconcordantes. L'âge intermédiaire à 2706.1 ± 1.7 Ma pourrait n'être qu'un mélange entre les âges ca. 2717 et ca. 2700 Ma.

Les teneurs en terres rares normalisés aux chondrites des zircons analysés par ID-TIMS dans cet échantillon sont compilés dans le diagramme de la Figure 6.49, pour lequel l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré est indiqué pour chaque spectre d'abondance.

Les spectres de REE des zircons analysés sont fidèles à ceux mesurés pour le même échantillon par ablation laser (voir section 6.1.4). Ils présentent une forme caractérisée par une anomalie positive en Ce, une légère anomalie négative en Eu et une pente faible à nulle des HREE (de Gd à Lu). L'appauvrissement en HREE par rapport à un spectre de REE typique (Figure 6.49) est généralement attribué à la co-cristallisation du zircon avec des minéraux incorporant ces éléments dans leur structure cristalline. Il est à noter que l'échantillon 16-NR-3917 contient une quantité importante de grenat et de hornblende répartie de façon hétérogène dans la roche, laissant supposer un lien temporel entre la croissance de zircon, la croissance du grenat et de l'amphibole et l'appauvrissement des zircons en HREE. Ces spectres ont été obtenus dans tous les

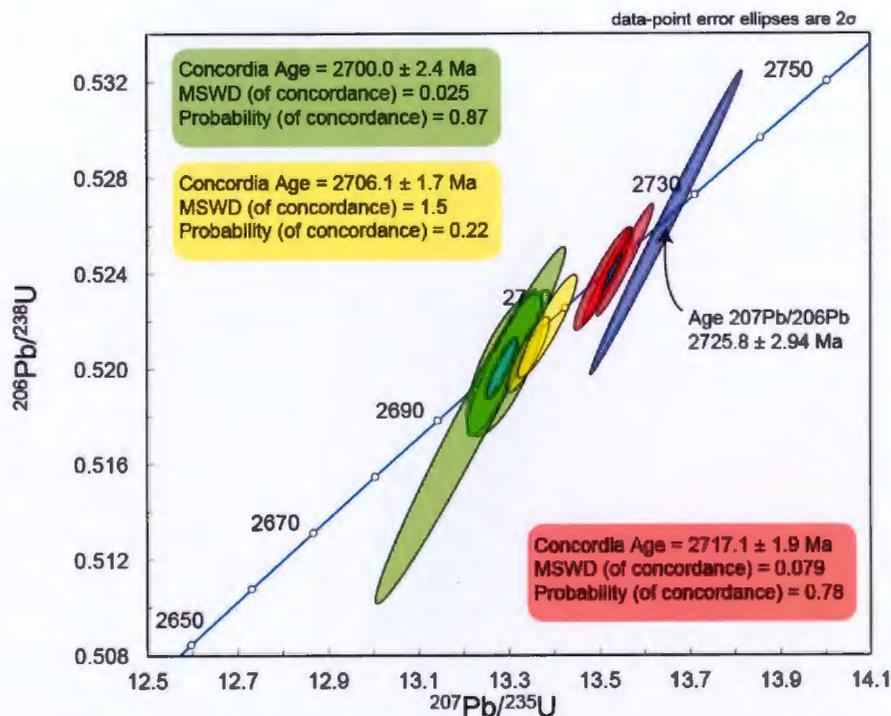


Figure 6.50 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur zircon de l'échantillon 16-NR-3917 dans un diagramme Concordia.

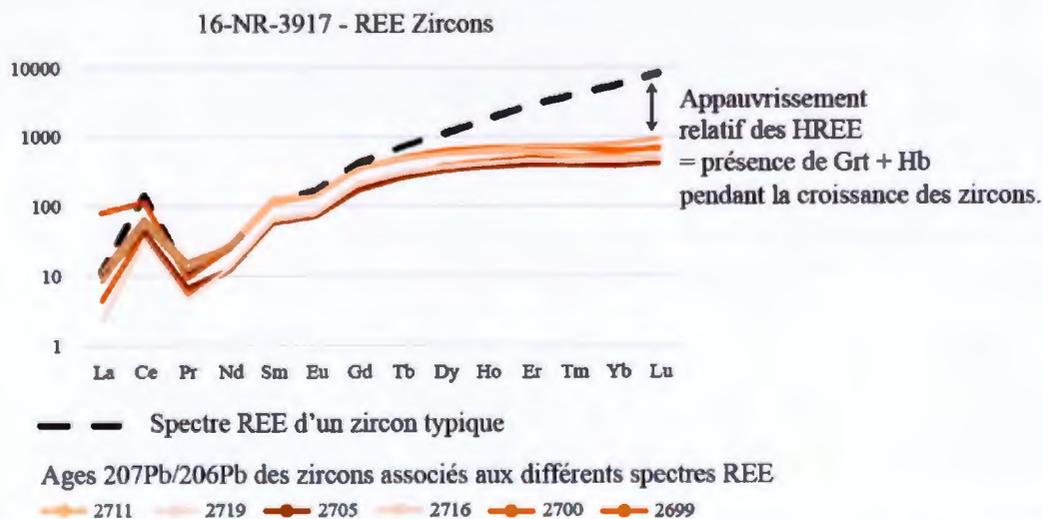


Figure 6.49 - Spectres REE normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) des différents zircons analysés par ID-TIMS dans l'échantillon 16-NR-3917. Le spectre noir en pointillés représente un spectre « typique » de REE dans un zircon magmatique (Rubatto, 2017). Les zircons analysés dans l'échantillon présentent une pente faible voire nulle des HREE (Gd à Lu) suggérant une croissance simultanée des zircons avec un assemblage minéralogique fractionnant fortement les HREE, dans ce cas le grenat et l'amphibole présents en lardes quantités dans la roche sont de bons candidats.

groupes d'âges mesurés dans la roche, signifiant que l'évènement s'est déroulé entre

~2717 Ma et ~2700 Ma, en deux ou trois étapes.

Les analyses ID-TIMS réalisées sur les zircons de l'échantillon 14-YD-4043 ont livré trois âges; 2695.5 ± 1.0 Ma (intercept supérieur), 2687 ± 1 Ma (intercept supérieur) et 2675.8 ± 2.3 Ma (âge Concordia) (Figure 6.51). Le premier âge obtenu sur les noyaux clairs des zircons (Figure 6.29a) est interprété comme correspondant à l'épisode de migmatisation, le dernier et le plus jeune, comme étant associé aux surcroissances sombres riches en U (Figure 6.29a). Le deuxième âge obtenu, à 2687 ± 1 Ma, dans ces zircons est interprété comme un mélange d'âge entre 2695 Ma et 2675 Ma.

En effet, l'observation des zircons au microscope binoculaire et en cathodoluminescence (Figure 6.29) montre l'existence de seulement deux domaines dans les zircons. Le premier domaine constitue le noyau des zircons, il est caractérisé par des prismes clairs bien cristallisés et par une zonation en secteur très prononcée en CL. Le deuxième domaine regroupe les surcroissances qui croissent autour des noyaux. Elles sont caractérisées par une couleur sombre, liée à leur contenu très élevé en U, ainsi qu'une zonation oscillatoire en CL. Les âges obtenus par ID-TIMS sur les zircons de l'échantillon 14-YD-4043 sont cohérents avec les âges obtenus par LA-ICP-MS qui étaient de 2696.1 ± 7.8 Ma et 2673.3 ± 8.7 Ma.

Les spectres d'abondances des REE pour cet échantillon sont présentés sur la Figure 6.52. Ces spectres sont caractérisés par l'absence d'une anomalie positive en Ce, par l'absence d'anomalie en Eu et par une pente positive du spectre. Contrairement à l'échantillon 16-NR-3917, les HREE conservent une pente positive, suggérant que les zircons présents dans l'échantillon ne sont pas contemporains de la croissance du grenat. Les spectres de REE des surcroissances obtenus en ablation laser n'ont pas pu être reproduits. Les spectres mesurés dans les noyaux des zircons liés à la migmatisation diffèrent légèrement de ceux obtenus par ablation laser dans les mêmes domaines. En effet, en ablation laser, aucune valeur n'a pu être mesurée pour les LREE car ces éléments étaient en-dessous du seuil de détection. La méthode de minéralisation humide implique la mise en solution et l'analyse d'une plus grande quantité de zircon contenant possiblement des inclusions riches en LREE (telles que l'apatite ou la titanite) et qui constituent une source potentielle de ces éléments (Hoskin et Schaltegger, 2003).

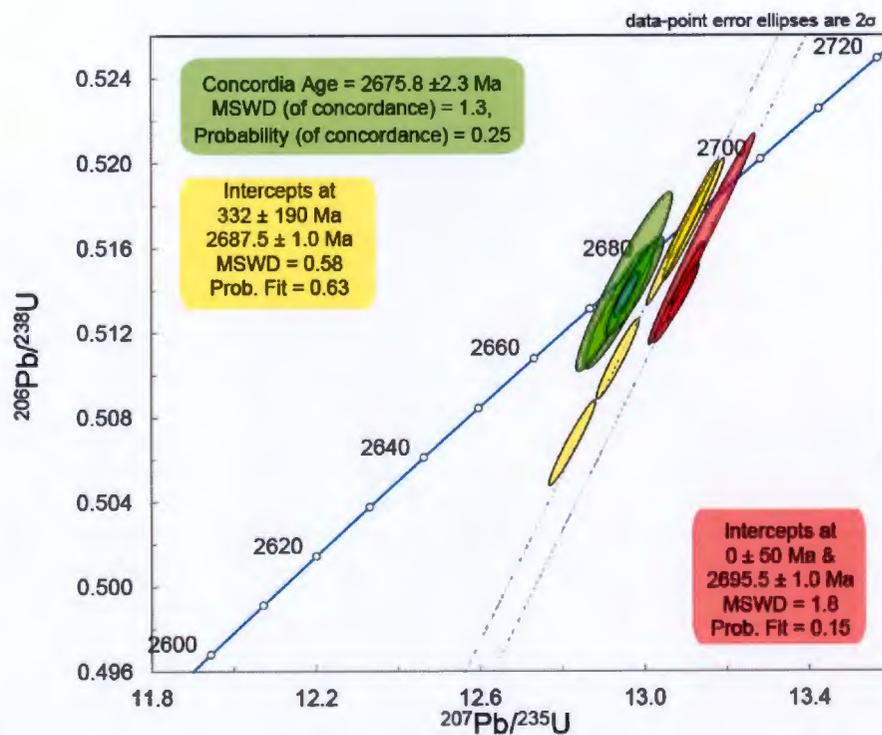


Figure 6.51 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur zircon de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. Les couleurs des ellipses correspondent aux couleurs des encadrés contenant les résultats.

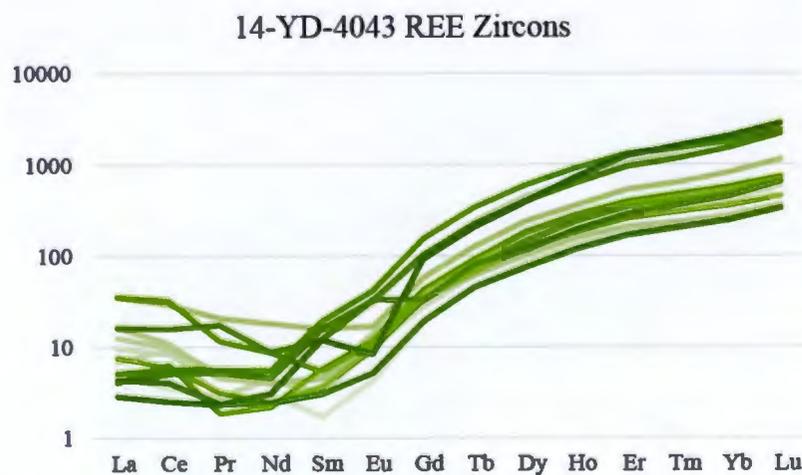


Figure 6.52 - Spectres d'abondance des REE dans les zircons de l'échantillon 14-YD-4043. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).

6.3.4 Résultats des analyses U-Pb sur titanite par ID-TIMS et des REE sur les aliquotes de chimie

Deux populations de titanites ont été extraites de l'échantillon 14-YD-4043; la première est constituée de titanites sombres de couleur brun foncé avec des cristaux de forme prismatique et montrant des évidences de résorption, la seconde contient des titanites de couleur miel en forme de galettes épaisses au centre et fines sur les bordures. Ces populations ont livré deux âges, 2694.8 ± 1.9 Ma et 2684.5 ± 2.8 Ma (Figure 6.53). L'âge calculé pour la population de titanites sombres par ID-TIMS est cohérent avec l'âge calculé sur la même population de titanites en ablation laser, soit 2688.3 ± 8.8 Ma. Une des analyses de titanite a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à 2635.8 ± 2.9 Ma (Figure 6.53). Bien que sous-représenté dans les résultats des analyses par ID-TIMS, cette population d'âge (à ~ 2635 Ma) existe aussi dans les âges calculés à partir des données de LA-ICP-MS dans la population de titanites claires (2639.2 ± 5.7 Ma). Cela suggère que l'âge à 2684.3 ± 2.9 Ma est en réalité un mélange et ne représente pas d'évènement géologique à proprement parler.

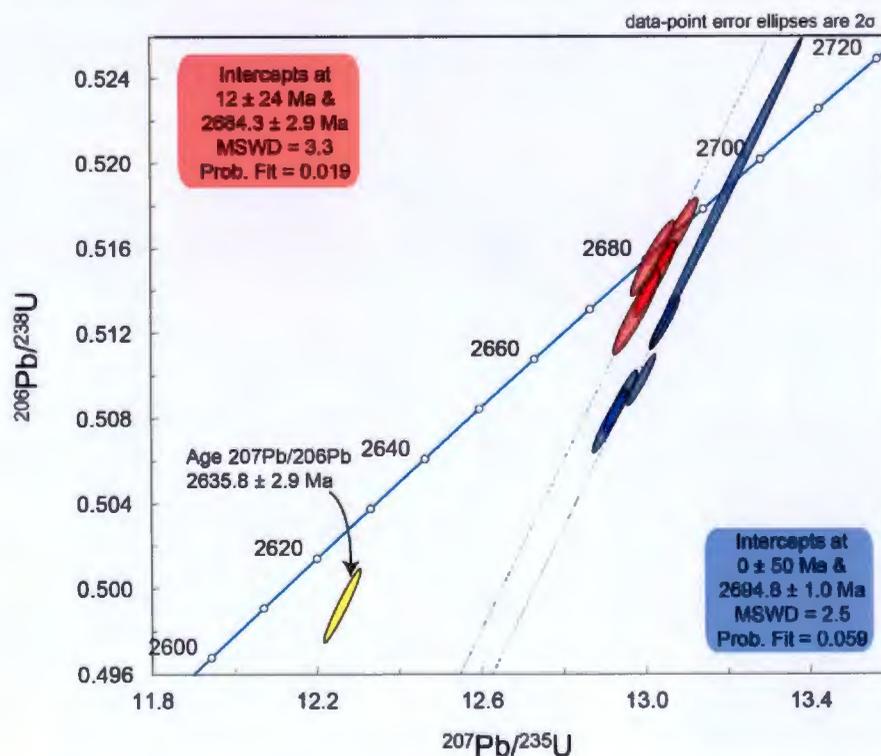


Figure 6.53 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4043 dans un diagramme Concordia. En bleu les analyses dans les titanites sombres et en rouge et en jaune les analyses dans les titanites claires.

Les teneurs en REE mesurées dans les aliquotes récupérés durant les étapes chimiques de séparation de l'uranium et du plomb sur les titanites de l'échantillon 14-YD-4043 se regroupent selon deux populations (Figure 6.54).

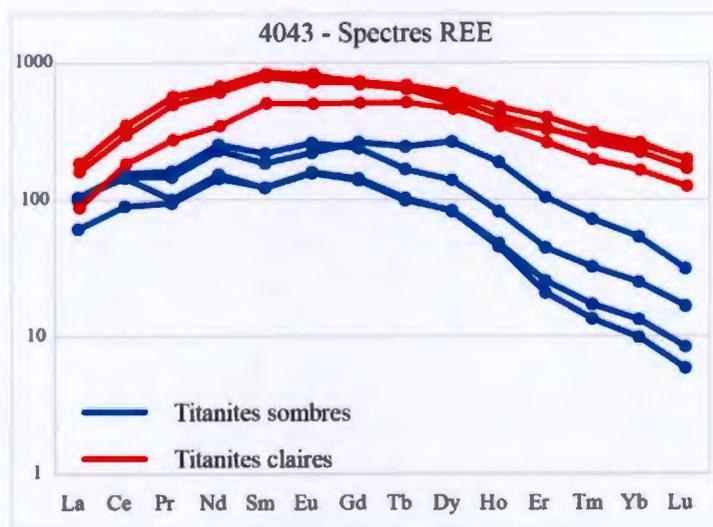


Figure 6.54 - Spectres d'abondances des REE dans les deux populations de titanite de l'échantillon 14-YD-4043. Les spectres de REE correspondant aux titanites sombres sont représentés en bleu, ceux correspondant aux titanites claires sont représentés en rouge. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).

De façon générale, les titanites sombres sont caractérisées par des spectres de REE moins enrichis et fortement fractionnés en HREE par rapport aux titanites claires qui présentent des spectres de forme convexe avec un enrichissement moyen supérieur à celui observé dans les titanites sombres. Ces spectres sont identiques à ceux qui ont été mesurés sur les titanites de cet échantillon par ablation laser.

Deux populations de titanites ont été observées dans l'échantillon 14-YD-4149 : une population de titanites brunes et une population de titanites claires. Les analyses d'une dizaine de grains des deux populations de titanites par ID-TIMS a livré trois âges; 2689.1 ± 2.6 Ma, 2682.2 ± 1.3 Ma et 2676.7 ± 2.9 Ma (Figure 6.55).

L'analyse des REE à partir des aliquotes récupérées met en évidence un fractionnement prononcé des LREE ainsi qu'une légère anomalie positive en Eu. Les HREE ne sont pas fractionnées (Figure 6.56). Les spectres de REE pour les titanites sombres de cet échantillon correspondent aux spectres des titanites sombres de ce même échantillon analysé par ablation laser.

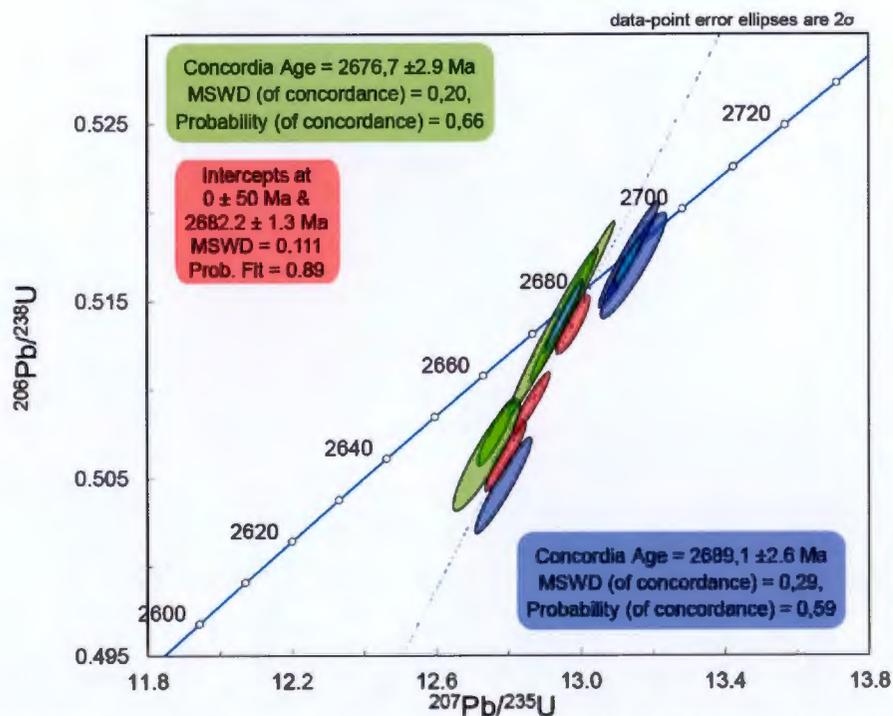


Figure 6.55 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur titanite de l'échantillon 14-YD-4149 dans un diagramme Concordia.

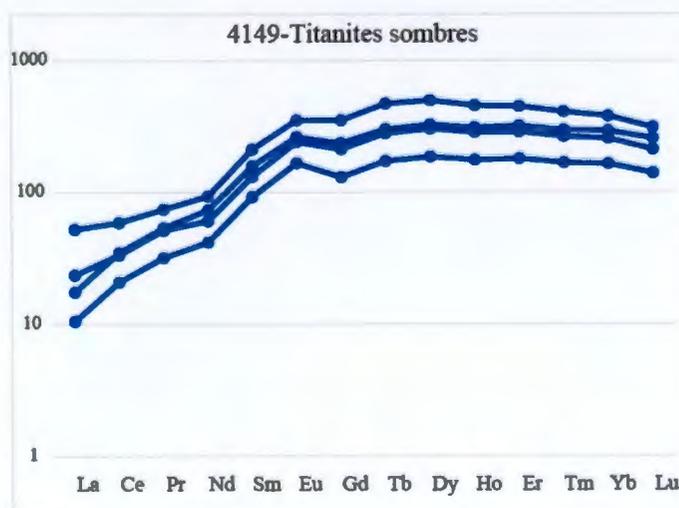


Figure 6.56 - Spectres de REE dans les titanites sombres de l'échantillon 14-YD-4149. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).

Deux populations de titanites ont aussi été identifiées dans l'échantillon 16-NR-3863. Les analyses effectuées livrent deux âges : 2632.9 ± 1.6 Ma et 2613.7 ± 2.4 Ma (Figure 6.57).

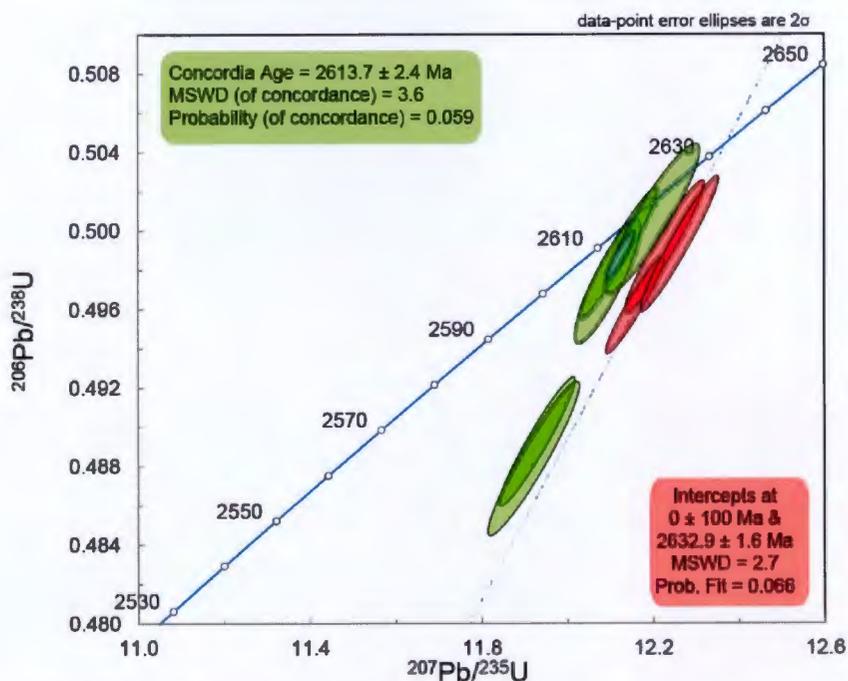


Figure 6.57 - Représentation des analyses U-Pb par TIMS sur titanites de l'échantillon 16-NR-3863 dans un diagramme Concordia.

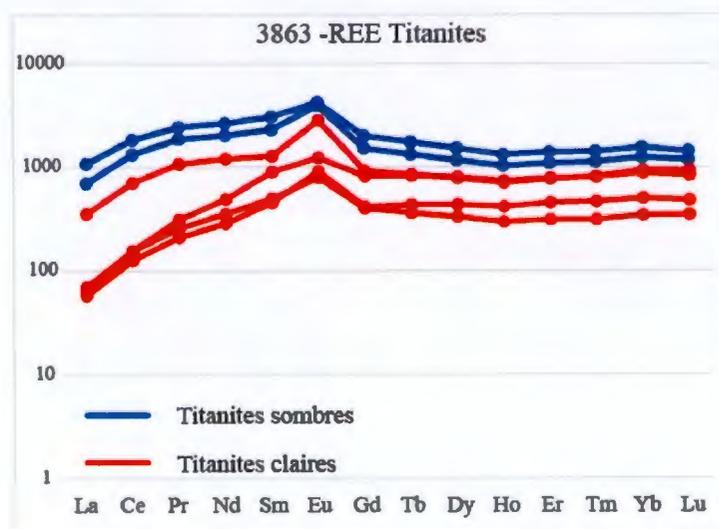


Figure 6.58 - Spectres d'abondance des éléments du groupe des terres rares analysés dans les titanites de l'échantillon 16-NR-3863. Les spectres de REE correspondant aux titanites sombres sont représentés en bleu, ceux correspondant aux titanites claires sont représentés en rouge. Les valeurs sont normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).

L'analyse des REE à partir des aliquotes met en évidence les éléments suivants; des titanites sombres caractérisées par un fractionnement faible des LREE, une anomalie positive en Eu et une absence de fractionnement des HREE, des titanites claires présentant un fractionnement des LREE plus important, une anomalie positive en Eu et une absence de fractionnement des HREE (Figure 6.58). Les spectres présentés dans la Figure 6.58 reproduisent de façon identique les spectres analysés par ablation laser dans les deux populations de cet échantillon.

6.3.5 Synthèse des résultats et interprétations

6.3.5.1 Analyse par ID-TIMS des zircons des échantillons 14-YD-4043 et 16-NR-3917

Dans l'échantillon 16-NR-3917, les compositions isotopiques de l'U et du Pb mesurées dans les zircons révèlent l'existence de plusieurs populations d'âges qui n'avaient pas pu être différenciées en ablation laser en raison de la limite de précision de la méthode. Les analyses LA-ICP-MS avait permis le calcul d'un âge de 2716.2 ± 5.3 Ma. Cet âge est cohérent avec la population datée à 2717.1 ± 1.9 Ma. Cependant deux autres populations d'âges ont été mises en évidence grâce aux analyses TIMS : la première à 2706.1 ± 1.7 Ma et la seconde à 2700 ± 2.4 Ma. Ici, il est important de mentionner que la population à 2706 Ma pourrait n'être qu'un mélange entre l'âge le plus ancien et l'âge le plus jeune. Par ailleurs les analyses des REE dans les parties aliquotes de la chimie de séparation de l'U et du Pb dans les zircons mettent en évidence un spectre aplati des HREE dans des zircons appartenant aux différentes populations d'âge, suggérant ainsi que les deux ou trois épisodes de croissance de zircon sont contemporains de la croissance de grenat sur une durée totale d'environ 15 m.a. Ces durées sont comparables à celles obtenues par Hermann et Rubatto (2003) dans une unité métapélitique métamorphisée au faciès Granulite provenant de Val Malenco (Italie du Nord).

Les auteurs mettent en évidence l'existence de deux évènements formateurs de zircon en présence de grenat séparés d'environ 20 m.a et en concluent que la phase métamorphique de haute température dans la zone a eu une durée similaire.

Bien que la population d'âge de l'échantillon 16-NR-3917 s'avère être en fait plus complexe qu'initialement envisagé, les âges obtenus restent cohérents avec l'hypothèse émise concernant le décalage temporel entre les deux évènements de fusion partielle qui affectent la partie centrale du batholithe de Josselin (16-NR-3917) et la zone de déformation de Holmes Josselin (14-YD-4043). En effet, dans l'échantillon 14-YD-4043, les deux populations d'âges qui avaient été datées en ablation laser à 2696.1 ± 7.8 Ma (migmatisation) et 2673.3 ± 8.7 Ma ont été confirmées et la précision et la

justesse des âges ont été améliorées. Les âges révisés sont respectivement 2695.5 ± 1.0 pour l'épisode de migmatisation et 2675.8 ± 2.3 Ma pour l'évènement hydrothermal.

6.3.5.3 Analyses par ID-TIMS des titanites

Les âges obtenus sur les titanites analysées par dilution isotopique ont servi de point de repère pour les analyses de ces mêmes titanites par ablation laser. En effet les analyses par dilution isotopique ne nécessitent pas l'utilisation de standards minéraux et bénéficient d'une précision et d'une justesse largement supérieures, qui permettent de s'affranchir des effets de matrice propres à l'ablation laser de matériaux silicatés complexes. Cependant, elles souffrent d'un défaut principal; afin de récupérer suffisamment d'uranium et de plomb pour être en mesure d'effectuer les analyses, il est nécessaire de mettre en solution une certaine quantité du minéral à dater (typiquement entre 10 et 20 μg).

Tableau 6.3- Tableau comparatif des âges U-Pb sur titanites obtenus par ablation laser et dilution isotopique.

N° Échantillon	Méthode analytique	Titanites sombres	Titanites claires	Mélange d'âge
14-YD-4043	TIMS	2694.8 ± 1.9 Ma	2635 ± 2 (une analyse)	2684.5 ± 2.8 Ma
	LA-ICP-MS	2688.3 ± 8.8 Ma	2639.2 ± 5.7 Ma	
14-YD-4149	TIMS	2689.1 ± 2.6 Ma	2676.7 ± 2.9 Ma	2682.2 ± 1.3 Ma
	LA-ICP-MS	2693.1 ± 7.3 Ma		
16-NR-3863	TIMS	2632.9 ± 1.6 Ma	2613.7 ± 2.4 Ma	?
	LA-ICP-MS	2615.2 ± 9.4	2559.9 ± 6.0 Ma	?
15-NR-3644	TIMS	$2687 \pm 4,6$ Ma		
	LA-ICP-MS		2641.8 ± 6.9 Ma	

Comme dans le cas des zircons, cela peut aboutir à des mélanges d'âges si différentes portions du minéral n'ont pas cristallisé simultanément. L'ablation laser ne nécessite que l'ablation d'une petite zone du minéral (typiquement 30-60 μm de diamètre sur une profondeur de 15 μm environ) ce qui diminue fortement ce risque. En combinant ablation laser et dilution isotopique il est donc possible de s'assurer du meilleur des deux mondes. Ainsi, la comparaison des résultats obtenus sur les différents échantillons de titanites met en lumière une bonne correspondance entre les âges mesurés par

ablation laser et par dilution isotopique pour la plupart des échantillons (titanites sombres et claires de l'échantillon 14-YD-4043, titanites sombres de l'échantillon 14-YD-4149). Certaines populations de titanite se sont cependant révélées difficiles à caractériser, les âges obtenus par les deux méthodes de datation étant divergents. Les analyses par ablation laser ont ensuite livré un âge autour de ~ 2635 Ma. En effet, dans l'échantillon 16-NR-3863, l'âge obtenu sur les titanites sombres par dilution isotopique est le plus ancien et n'a pas d'équivalent en ablation laser, les titanites sombres en ablation laser ont livré un âge équivalent aux titanites claires datées par dilution isotopique et les titanites claires datées en ablation laser ont, quant à elles, livré un âge beaucoup plus jeune (Tableau 6.3). Ces variations sont difficiles à expliquer et sont tentativement attribués à la présence d'inclusions non-détectées ou à des mélanges d'âges isotopiques liés à la présence de surcroissances d'âges différents sur les titanites destinées à l'analyse ID-TIMS.

7. CHAPITRE VII

THERMOCHRONOLOGIE DU COMPLEXE D'ATTIC, APPORT DE LA DATATION $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

7.1 Généralités

La définition d'âges univoques pour les épisodes métamorphiques et hydrothermaux qui caractérisent la fin du cycle orogénique kénoréen reste débattue (Goldfarb *et al.*, 2001 ; Robert *et al.*, 2005). Parmi les méthodes de datation utilisées pour déchiffrer ces événements dans les terrains archéens, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reste considérée comme la moins robuste en raison des âges jeunes obtenus dans de nombreux échantillons du Supérieur, en décalage de plusieurs dizaines de m.a. avec les événements géologiques déduits des observations de terrain et des datations U-Pb. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont donc longtemps été considérés comme des âges minimum (Kerrich and Cassidy, 1994 ; Groves *et al.*, 2000 ; Robert *et al.*, 2005). Cependant, une approche analytique méticuleuse et une représentation pertinente des résultats mettent en lumière la cohérence des âges obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ avec les âges U-Pb sur zircon et sur titanite, permettant une compréhension plus complète des processus géologiques à l'œuvre dans le Complexe d'Attic et dans la Province du Supérieur en général.

En Abitibi, l'essentiel des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont concentrées dans la partie sud de la sous-province, à proximité des principales localités minières, et ont été acquises afin de mieux comprendre les relations entre mise en place des lithologies, métamorphisme/déformation, circulations de fluides et minéralisation (Hanes *et al.*, 1992; Lemarchand, 2012; Powell *et al.*, 1995). Les études régionales thermochronologiques utilisant cette méthode sont plus rares. Daoudene *et al.* (2014) a intégré la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans une étude structurale de la limite entre les sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatika afin de déterminer les âges de refroidissement et la durée du métamorphisme. D'une façon générale, en raison de la complexité des phénomènes orogéniques de l'Archéen, des problèmes analytiques propres aux températures de fermeture des différents minéraux utilisés, de l'altération pervasive relativement fréquente de ces minéraux, du travail fastidieux que représente

l'acquisition d'analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur du matériel archéen et de la difficulté à interpréter les âges obtenus, cette méthode de datation n'est pas la technique privilégiée par les géochronologues de l'Archéen. Par contre, utilisée conjointement avec la géochronologie U-Pb, elle fournit des informations précieuses sur la durée des phénomènes géologiques possiblement à l'œuvre dans la structuration de ces terrains.

7.2 Stratégie d'échantillonnage

L'échantillonnage (Figure 7.1) a été effectué de façon à obtenir des résultats répartis de façon homogène sur l'ensemble de la région d'étude et à mettre en évidence d'éventuels scénarios de refroidissement en lien avec les différents épisodes intrusifs et/ou événements métamorphiques. Parce que ce sont les plus adéquates, ce sont les lithologies contenant de l'amphibole qui ont été échantillonnées en priorité. La plupart

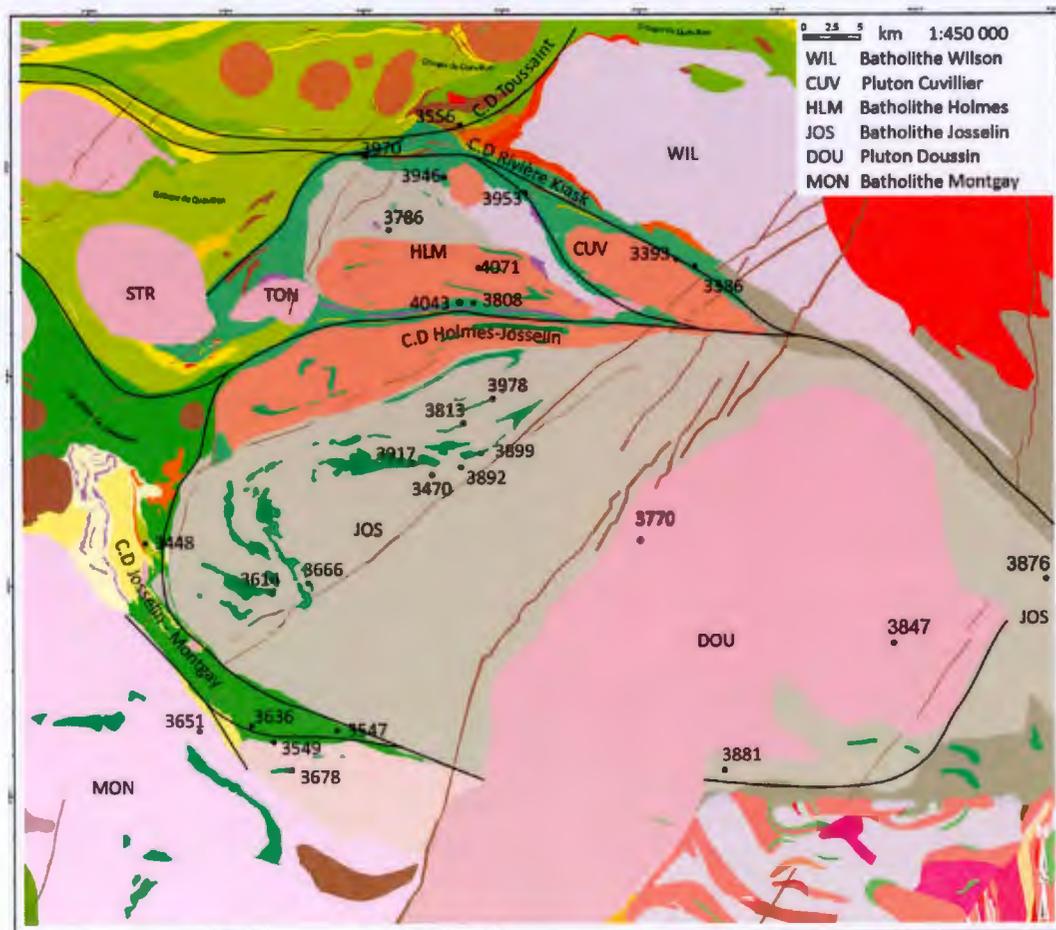


Figure 7.1 - Carte de localisation des affleurements échantillonnés pour la géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

des unités de roches volcaniques mafiques étant au faciès amphibolite, l'échantillonnage d'amphiboles n'a pas posé de problème. Dans les roches intrusives, les faciès contenant de l'amphibole (hornblende) ont aussi été échantillonnés pour datation et, quand cela s'est avéré impossible, des échantillons de xénolithes d'amphibolite ont été prélevés dans ces intrusions.

La plupart des amphiboles analysées dans cette thèse présentent des évidences de superposition de domaines multiples aux palliers des basses et moyennes températures de dégazage. La préservation d'« âges vieux » dans un monograin dépend du dégazage séquentiel des différents domaines du grain. Pour un échantillon donnée, le dégazage de domaines jeunes peut se superposer au dégazage de domaines vieux. Dans ce cas de figure, les spectres générés sont caractérisés par des spectres d'âges en escalier, dépourvus de plateaux aux hautes températures de dégazage, ou de spectres d'âges convexes (dits en bosse). L'âge apparent maximum atteint dans un spectre d'âge en escalier constitue donc une estimation minimale de l'âge du grain. Pour l'amphibole, T_f est difficile à estimer car en plus du taux de refroidissement et de la taille des domaines de diffusion, la diffusion est aussi influencée par la porosité ionique (Fortier et Giletti, 1989, Dahl 1996). Dahl (1996) suggère une T_f comprise entre 480-550°C, réévaluée à 550-650°C par Villa (1998) sur la base des expériences de Kamber *et al.*, (1995). Les amphiboles font partie de l'assemblage minéralogique de certaines roches intrusives du Complexe d'Attic ou bien proviennent de xénolithes d'amphibolite contenus dans ces intrusions et peuvent fournir des âges de refroidissement magmatique. Cependant, la plupart des grains présentent des évidences de recristallisation partielle ou totale, et enregistrent donc l'existence d'évènements tardifs.

Dans la section suivante les résultats des analyses de 10 échantillons provenant des domaines de roches volcaniques et de 15 échantillons provenant des domaines de TTG sont présentés.

7.3 Description des spectres d'âge et résultats

7.3.1 Les ceintures de roches vertes

7.3.1.1 Le corridor de déformation de Toussaint

L'échantillon NR3556 a été prélevé dans le corridor de déformation de Toussaint, sur la bordure ouest du batholithe de Wilson (Figure 7.1). Cet échantillon provient d'un metabasalte à grenat métamorphisé au faciès amphibolite inférieur. Dans cet échantillon, l'alignement des grains d'amphibole définit la foliation et la biotite cristallise en ombre de pression autour du grenat. Les compositions isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mesurées dans l'amphibole de cet échantillon montrent un spectre d'âge très perturbé qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau (sur 20% de l'argon dégazé) pour les étapes de haute température à 2641.8 ± 9.0 Ma (Figure 7.2).

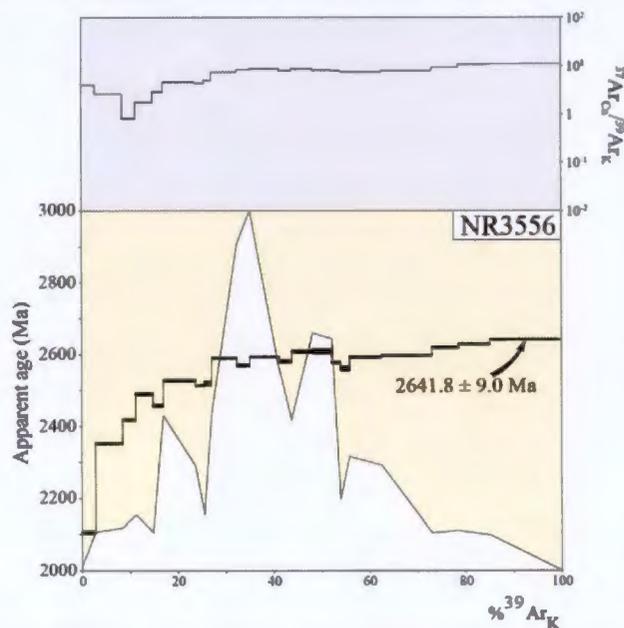


Figure 7.2 - Spectre d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole dans l'échantillon NR3556. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

7.3.1.2 Le corridor de déformation de la Rivière Kiask

Cinq échantillons de roches volcaniques mafiques ont été prélevés dans la ceinture de roches vertes qui borde le nord du batholithe de Holmes et du pluton de Cuvillier (Figure 7.1). Sur ces cinq échantillons, deux n'ont pas permis de calculer un âge, l'échantillon 3953 n'ayant pu être analysé due à une composition inadéquate des

amphiboles et l'échantillon NR3970 ayant livré un spectre d'âge très perturbé ne permettant pas le calcul d'âges.

Les trois autres échantillons provenant du corridor de déformation de la Rivière Kiask ont permis le calcul d'âges pseudo-plateaux.

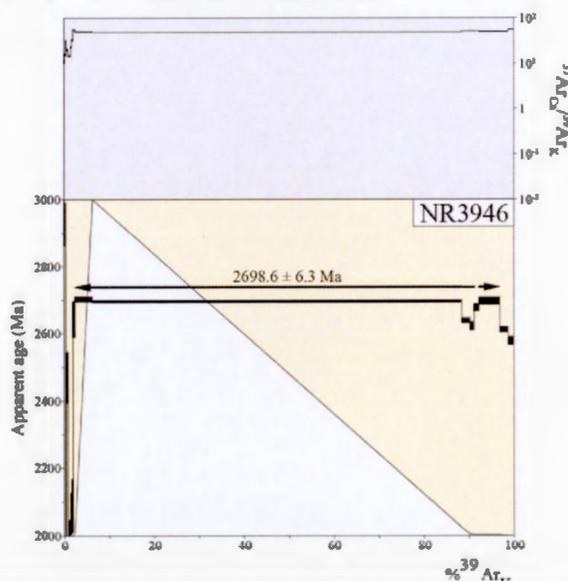


Figure 7.3 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3970 et NR3946. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux.

Les compositions isotopiques mesurées dans le grain d'amphibole de l'échantillon NR3946 livrent un spectre d'âge présentant des pertes d'Ar aux hautes températures de dégazage. Ce spectre permet néanmoins le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2698.6 ± 6.3 Ma (Figure 7.3).

L'échantillon NR3386 (Figure 7.4) provient de la bordure nord du Pluton de Cuvillier. En lame mince, il montre des amphiboles bien cristallisées, dépourvues d'altération, qui définissent la foliation. Les compositions isotopiques mesurées dans un grain d'amphibole de cet échantillon définissent un spectre d'âge qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2715.9 ± 6.6 Ma. Cette analyse montre des pertes d'argon aux basses et aux hautes températures de dégazage, ce qui cause un rajeunissement des âges apparents avec des âges pseudo-plateaux à 2645.8 ± 7.1 Ma et 2647.7 ± 9.7 Ma (Figure 7.4a).

L'échantillon NR3393 (Figure 7.4b) provient aussi de la bordure nord du Pluton de Cuvillier, à proximité de l'échantillon NR3386. Les compositions isotopiques mesurées dans une amphibole de cet échantillon livrent un spectre d'âge plat qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2660.8 ± 4.4 Ma. Ce spectre montre un

rajeunissement dans les basses températures de dégazage qui permettent de calculer un âge pseudo-plateau à 2599.1 ± 5.1 Ma.

7.3.1.3 Le corridor de déformation Holmes-Josselin

Le corridor de déformation Holmes-Josselin (Figure 7.1) coïncide avec une bande de roches volcaniques mafiques à ultramafiques métamorphisées au faciès amphibolite à amphibolite supérieur. Les indicateurs de sens de cisaillement observés dans ces roches ont permis de déterminer un sens de cisaillement senestre (voir section 5.1.1.2). Deux échantillons ont été prélevés pour les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Figure 7.1).

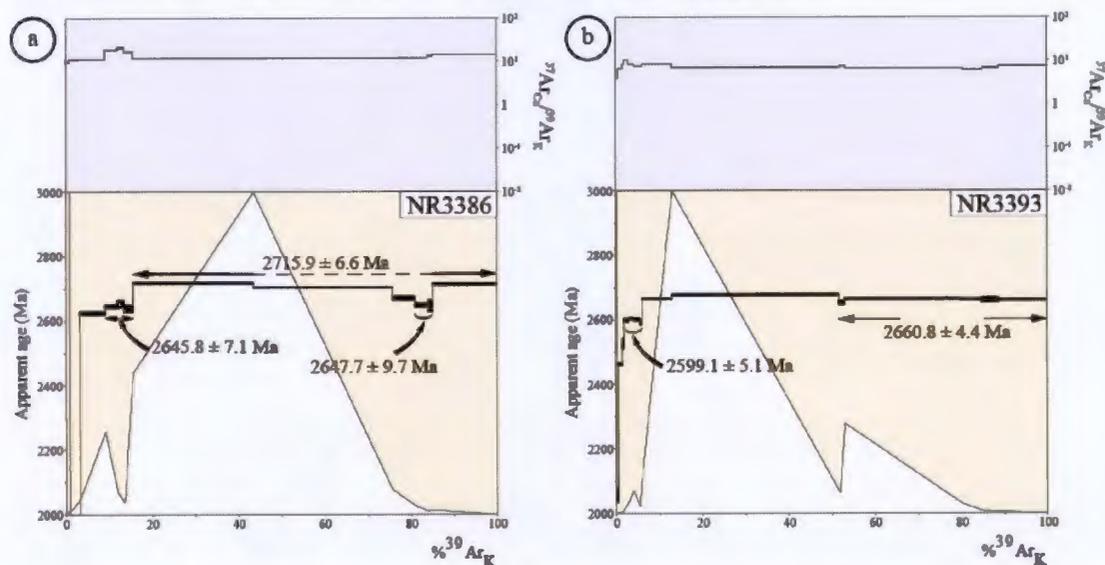


Figure 7.4 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3386 et NR3393. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges apparents utilisés pour le calcul des âges plateaux ou des âges pseudo-plateaux ; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

L'échantillon NR3808 est une amphibolite rubanée. Ce rubanement est parallèle à la foliation qui est essentiellement matérialisée par l'alignement des grains d'amphibole. Les compositions isotopiques mesurées dans le monograin d'amphibole dessinent un spectre dont les âges apparents diminuent légèrement vers les hautes températures de dégazage. Une perte d'Ar est enregistrée aux hautes températures de dégazage (Figure 7.5a). Les mesures correspondant aux derniers paliers de température permettent le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2738.3 ± 6.0 Ma. Cet âge, considérablement plus ancien que les autres âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus durant cette étude, est à considérer avec circonspection dans la mesure où les paliers utilisés pour le calculer correspondent à

moins de 10% de ^{39}Ar dégazé. Ce résultat est probablement attribuable à un excès d'Ar lié à la circulation de fluides dans ce corridor de déformation.

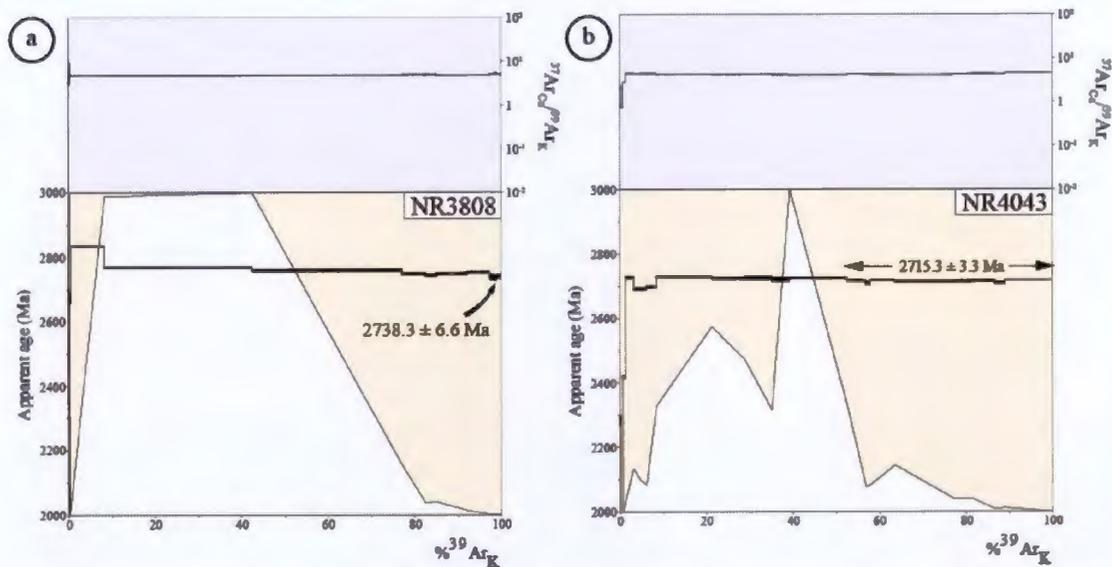


Figure 7.5 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3808 et NR4043. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

L'échantillon NR4043 (échantillon 14-YD-4043) provient d'un affleurement de métatexite dans un metabasalte coussiné. Le spectre d'âge (Figure 7.5b) obtenu lors de l'analyse du monograin d'amphibole présente un spectre qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2715.3 ± 3.3 Ma sur les six derniers paliers de température pour un total de 50% de ^{39}Ar dégazé.

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans le corridor de déformation de Holmes Josselin présentent des spectres dont les âges apparents décroissent légèrement vers les hautes températures de dégazage.

7.3.1.4 Le corridor de déformation Josselin-Montgay

Quatre échantillons ont été prélevés dans le corridor de déformation Josselin-Montgay (Figure 7.1). Trois de ces échantillons (NR3547, NR3636 et NR3549) sont situés directement au sud du batholithe de Josselin dans les roches volcaniques bordant ce dernier. L'échantillon NR3448A est situé à l'ouest du batholithe de Josselin, dans une zone de déformation située dans le prolongement du corridor de Josselin-Montgay.

L'échantillon NR3547 est un échantillon d'amphibolite. Les compositions isotopiques mesurées dans une amphibole de cet échantillon définissent un spectre d'âge qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2712.8 ± 8.3 Ma sur deux paliers de température représentant 70% de l'Ar dégazé (Figure 7.6a). Ce spectre présente aussi des évidences de perturbations thermiques aux basses et aux hautes températures de dégazage, qui permettent de calculer des âges pseudo-plateaux à 2655.8 ± 12.8 Ma et 2551.9 ± 9.4 Ma, respectivement.

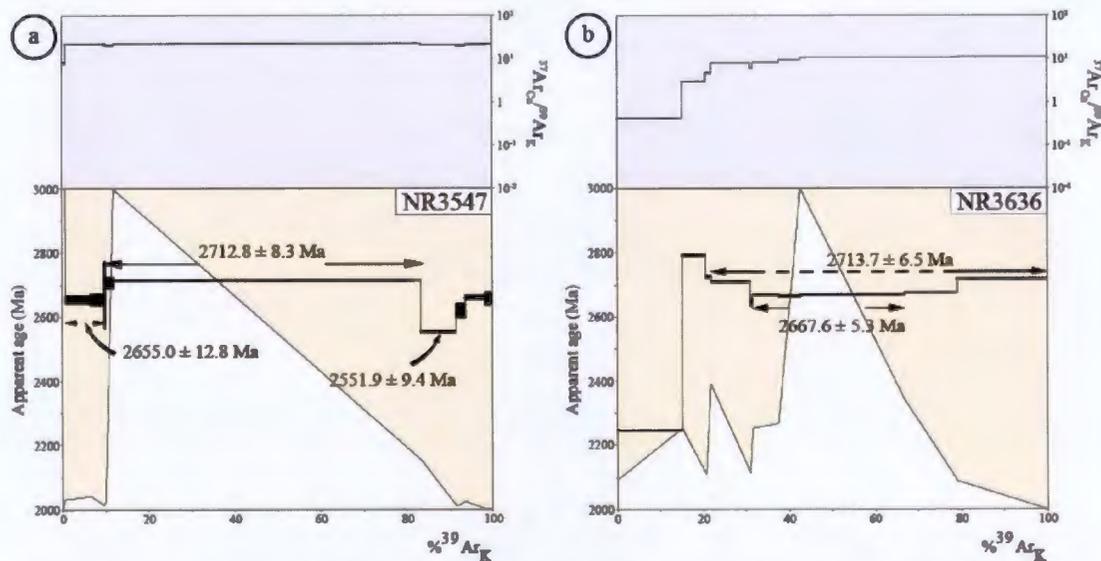


Figure 7.6 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3547 et NR3636. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

L'échantillon NR3636 est une amphibolite à grenat-biotite. Les compositions isotopiques mesurées dans un grain d'amphibole de cet échantillon présentent un spectre concave qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2713.7 ± 6.5 Ma (Figure 7.6b). Ce spectre montre un rajeunissement aux températures moyennes de dégazage qui permettent de calculer un âge pseudo-plateau à 2667.6 ± 5.3 Ma.

NR3549 est un metabasalte à grenat, où le grenat est presque totalement remplacé par un assemblage à amphibole + plagioclase. Les compositions isotopiques mesurées dans cette amphibole définissent un spectre d'âge qui permet le calcul d'un âge plateau à 2650.2 ± 3.8 Ma sur 6 paliers de température correspondant à 70% de l'Ar dégazé (Figure 7.7a). Ce spectre présente une perte d'Ar aux basses températures de dégazage, livrant un âge pseudo-plateau à 2626.0 ± 5.2 Ma.

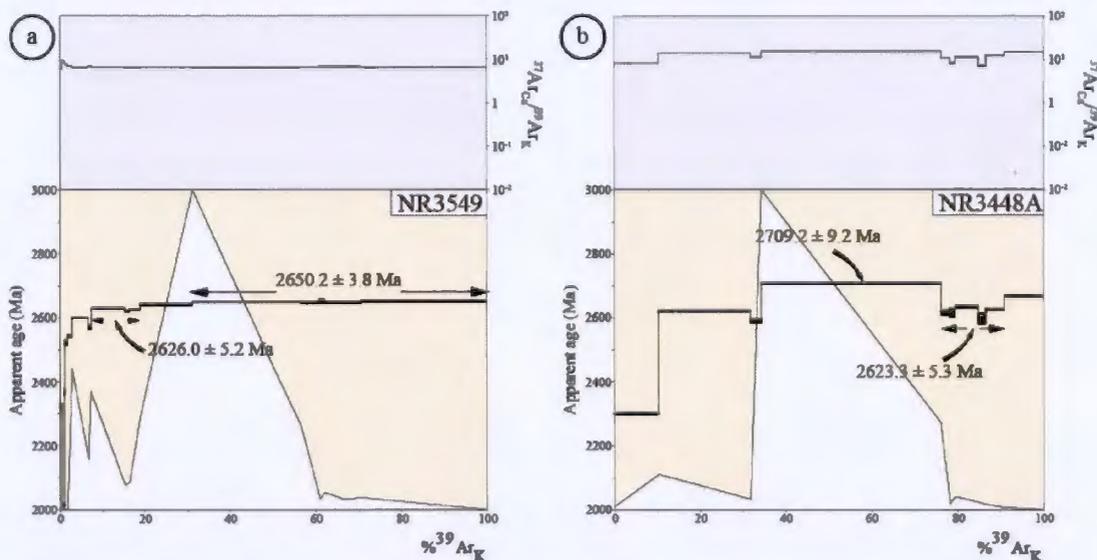


Figure 7.7 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3549 et NR3448A. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

Le dernier échantillon, NR3448A, est une amphibolite à grenat provenant de la bordure Ouest du batholithe de Josselin, dans le prolongement du corridor de déformation Josselin-Montgay. Les compositions isotopiques mesurées dans cette amphibole définissent un spectre d'âge très perturbé, de forme globalement convexe, montrant des perturbations dans les hautes températures de dégazage (Figure 7.7b). Le palier de chauffe correspondant aux moyennes températures de dégazage, et correspondant à l'apex de la forme convexe dessinée par le spectre, possède un âge pseudo-plateau de 2709.2 ± 9.2 Ma pour 40% de l'Ar dégazé. La perturbation de haute température permet quant à elle le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2623.3 ± 5.3 Ma.

Les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans le corridor de déformation Josselin Montgay se répartissent donc en trois groupes d'âges; un premier groupe à ca. 2710 Ma (échantillons NR3448A, NR3547 et NR3636), un second à ca. 2655 Ma, correspond à des âges pseudo-plateaux et des perturbations de spectres dans les échantillons NR3549, NR3636 et NR3547, et un dernier groupe à ca. 2620 Ma (échantillons NR3448A et NR3549).

7.3.2 Les batholithes et les plutons

7.3.2.1 Le batholithe de Holmes

Deux échantillons destinés aux analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été prélevés dans le batholithe de Holmes; NR3786 est une tonalite à bt + hb + grt + ep provenant de la partie NO du batholithe, et NR4071 est une enclave d'amphibolite à grenat.

Les analyses effectuées sur l'échantillon NR3786 ont livré un spectre d'âge très perturbé n'ayant pas permis de calcul d'âge.

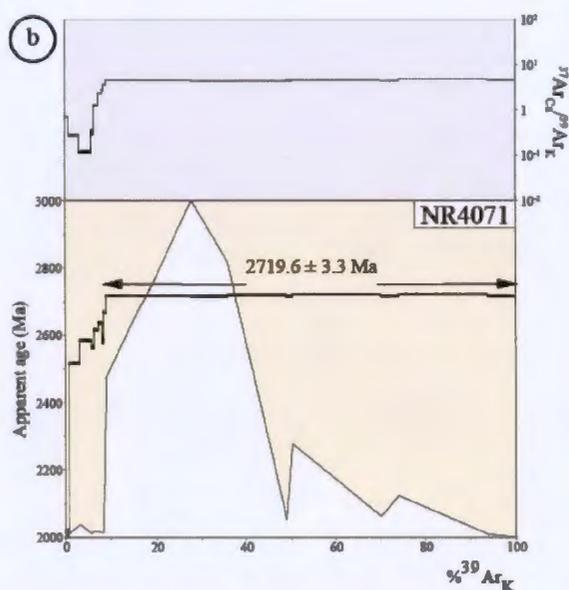


Figure 7.8 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3786 et NR4071. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés.

L'analyse des compositions isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans le monograin d'amphibole de l'échantillon NR4071 présente un spectre qui permet le calcul d'un âge plateau à 2719.6 ± 3.3 Ma, calculé à partir de 90% de l'Ar dégazé sur huit paliers de température (Figure 7.8). Cet âge est tout à fait cohérent avec la gamme d'âges de cristallisation U-Pb sur zircons (2700 – 2730 Ma) obtenus dans les échantillons du batholithe (voir la section 6.1.3).

7.3.2.2 Le batholithe de Josselin

Le batholithe de Josselin constitue le corps intrusif le plus étendu de la région d'étude. Pour les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, huit échantillons ont été prélevés dans la moitié occidentale du batholithe, les échantillons NR3978, NR3813, NR3899, NR3892, NR3917,

NR3470, NR3666, et NR3614; et deux dans sa moitié orientale, les échantillons NR3881 et NR3876 (Figure 7.1).

Les échantillons NR3978 et NR3813 présentent des spectres d'âges de forme similaire (Figure 7.9). Ils sont caractérisés par une perte d'argon pour les paliers aux basses températures de dégazage et un âge pseudo-plateau ayant subi une légère perturbation aux hautes températures de dégazage. Les âges pseudo-plateaux calculés pour ces deux échantillons sont, respectivement, de 2700.6 ± 6.6 Ma et 2662.6 ± 4.1 Ma (Figure 7.9).

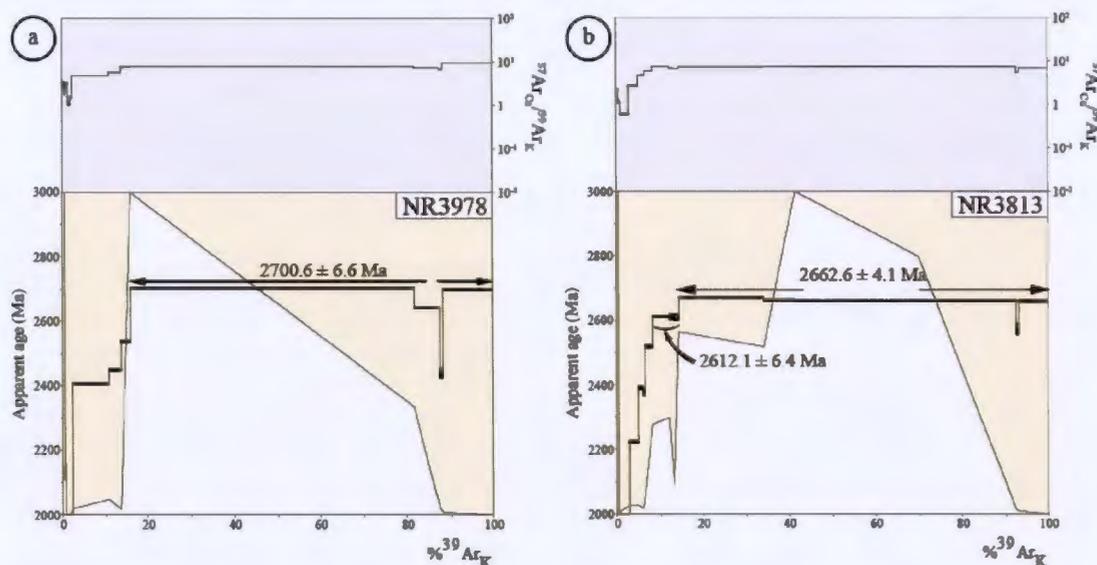


Figure 7.9 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3813 et NR3978. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

Les échantillons NR3892 et NR3899 présentent des spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui sont comparables (Figure 7.10). Ceux-ci sont caractérisés par des spectres plats et des pertes d'argon aux paliers de basses températures et de haute température. Les âges pseudo-plateaux calculés pour ces deux échantillons sont respectivement de 2683.1 ± 4.6 Ma et 2679.7 ± 4.1 Ma (Figure 7.10a et b). Les perturbations des spectres d'âge dans les paliers de haute température possèdent des âges apparents qui se recoupent dans leurs marges d'erreurs autour de 2650 Ma (Figure 7.10a et b).

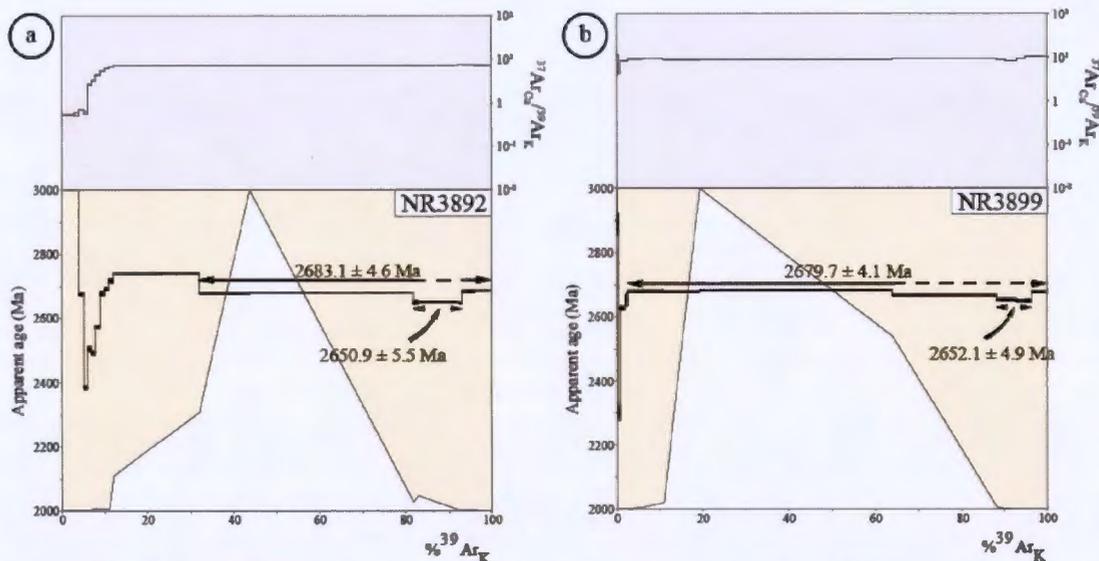


Figure 7.10 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3892 et NR3899. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situés sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

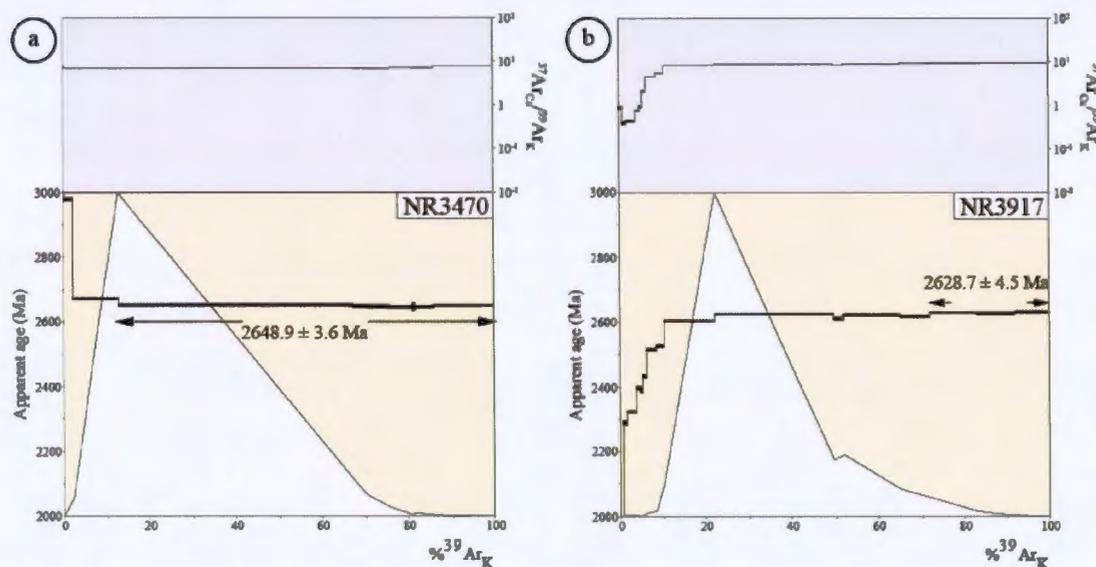


Figure 7.11 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3470 et NR3917. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés.

Les échantillons NR3470 et NR3917 proviennent de la partie centrale du batholithe de Josselin. Le spectre d'âge de l'échantillon NR3470 est plat et livre un âge plateau sur 80% de l'argon dégazé à 2648.9 ± 3.6 Ma (Figure 7.11a). L'échantillon NR3917 présente quant à lui un spectre d'âge plat qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2628.7 ± 4.5 Ma sur 30% de l'Ar dégazé (b). L'âge U-Pb obtenu sur les zircons de ce même échantillon est 2716.3 ± 5.2 Ma.

Les compositions isotopiques mesurées dans un monograin d'amphibole de l'échantillon NR3666C définissent un spectre qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2665.2 ± 4.6 Ma (Figure 7.12a). Ce spectre présente aussi un rajeunissement des âges apparents lié à de la perte d'Ar aux basses et moyennes températures de dégazage qui permettent de calculer des âges pseudo-plateaux qui se recoupent dans leur marge d'erreur à 2629.5 ± 10.2 Ma et 2639.0 ± 7.2 Ma (Figure 7.12a). L'échantillon NR3614 montre un spectre plat qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2698.3 ± 4.2 Ma (Figure 7.12b), mais qui présente un rajeunissement des âges apparents lié à une perte d'Ar aux hautes températures de dégazage, avec un âge pseudo-plateau à 2668.3 ± 5.2 Ma.

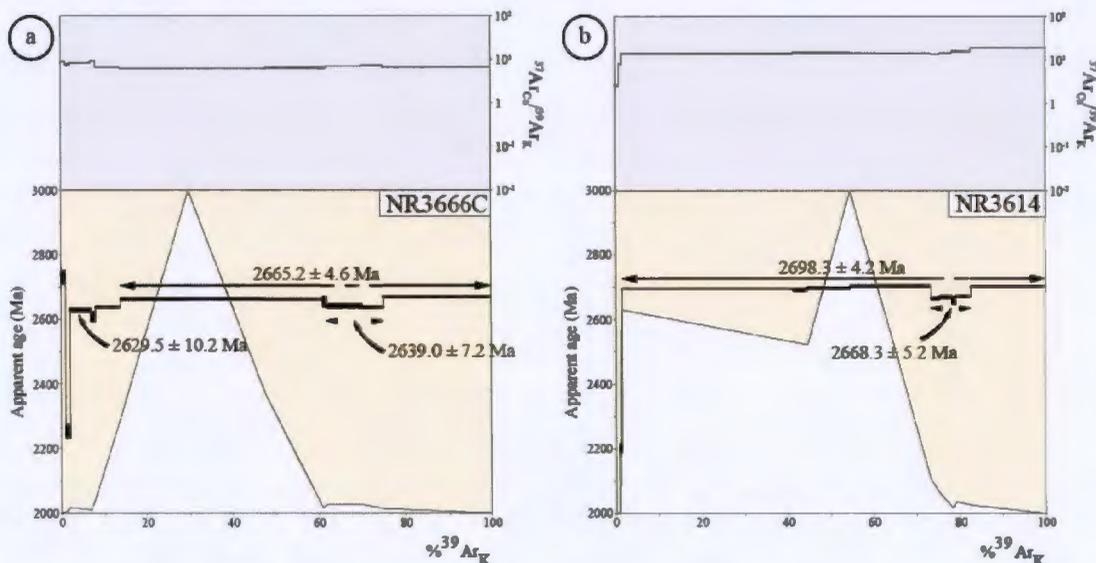


Figure 7.12 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3470 et NR3917. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

Les échantillons NR3881 et NR3876 proviennent de la moitié E du batholithe de Josselin (Figure 7.1). Le spectre d'âge de l'échantillon NR3881 présente une forme concave prononcée, caractéristique d'un excès d'Ar, qui se traduit par un âge apparent

vieux à 2713.4 ± 6.5 Ma (Figure 7.13a). Dans l'échantillon NR3876, le spectre d'âge obtenu est plat et permet le calcul d'un âge plateau sur 80% de l'argon dégazé à 2686.1 ± 2.8 Ma (Figure 7.13b). Cet âge est similaire aux âges pseudo-plateaux des échantillons NR3892 et NR3899 qui sont respectivement de 2683.1 ± 4.6 Ma et 2679.7 ± 4.1 Ma (Figure 7.10).

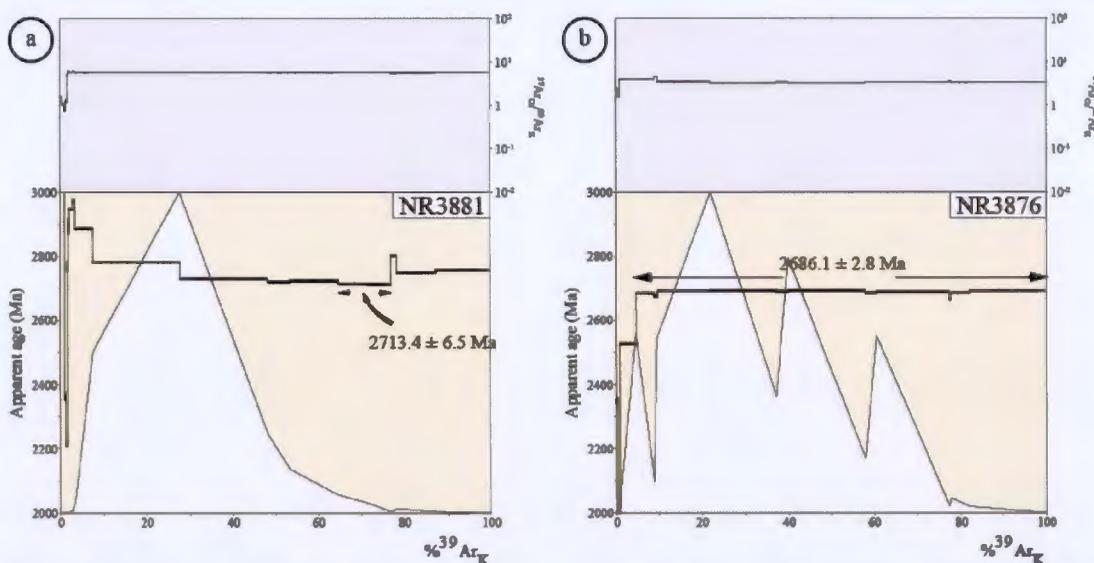


Figure 7.13 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3881 et NR3876. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est reporté en fonction du % d' $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

7.3.2.3 Le batholithe de Montgay

Les deux échantillons d'amphibole provenant du batholithe de Montgay ont été échantillonnés dans des enclaves d'amphibolite de deux sous-domaines de cette intrusion. L'échantillon NR3651 provient de la bordure NE du batholithe de Montgay à proximité du corridor de déformation de Josselin-Montgay. L'échantillon NR3678 provient d'un dôme de second ordre de l'intrusion, situé directement au Sud du corridor de déformation de Josselin-Montgay.

Dans l'échantillon NR3651, les compositions isotopiques mesurées dans le monograin d'amphibole définissent un spectre d'âge qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2630.1 ± 4.5 Ma sur 5 paliers non consécutifs de chauffe, représentant 80% de l'Ar dégazé (Figure 7.14a).

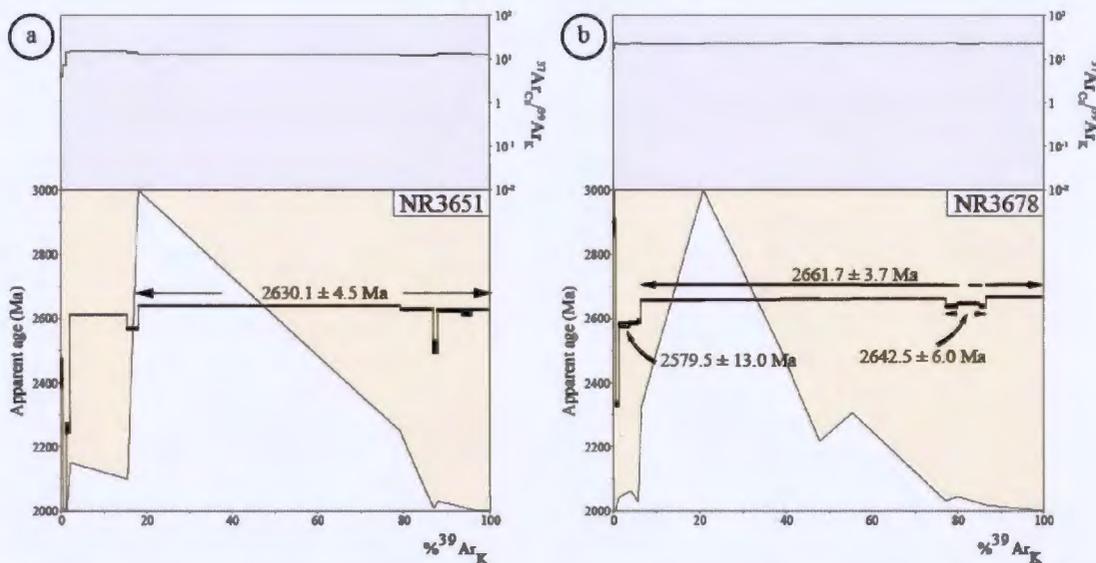


Figure 7.14 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3651 et NR3678. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

Dans l'échantillon NR3678, les compositions isotopiques de l'amphibole définissent un spectre qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2661.7 ± 3.7 Ma sur 4 paliers de température représentant 75% de l'Ar dégazé (Figure 7.14b). Ce spectre présente des perturbations aux basses et hautes températures de dégazage avec des âges apparents à 2579.5 ± 13.0 Ma et 2642.5 ± 6.0 Ma, respectivement.

7.3.2.4 Le pluton de Doussin

Deux échantillons, NR3847 et NR3770C, ont été prélevés dans des enclaves d'amphibolite présentes dans le pluton de Doussin, une intrusion granitique non-déformée (Figure 7.1).

Dans l'échantillon NR3847, les compositions isotopiques mesurées dans l'amphibole définissent un spectre qui permet le calcul d'un premier âge pseudo-plateau à 2649.1 ± 4.0 Ma sur 4 paliers de température et représentant 40% de l'Ar dégazé (Figure 7.15a). Ce spectre présente une perturbation aux moyennes températures de dégazage associée à un rajeunissement des âges apparents qui permettent de calculer un second âge pseudo-plateau à 2633.1 ± 6.4 Ma.

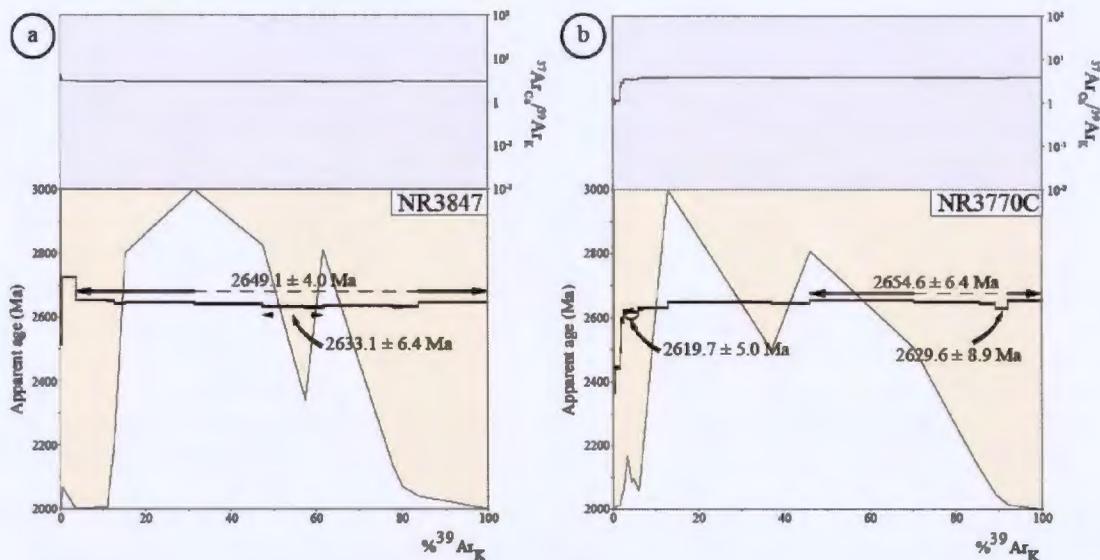


Figure 7.15 - Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus dans les échantillons NR3808 et NR4043. Dans la partie supérieure du diagramme (rectangle gris) le rapport $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ est reporté en fonction du % d' ^{39}Ar dégazé. Les âges notés entre les flèches horizontales représentent les âges plateaux ou les âges pseudo-plateaux calculés; les étapes de chauffage situées sous les pointillés ne sont pas prises en compte dans le calcul. Les âges indiqués par des flèches courbes représentent les âges pseudo-plateaux calculés pour les perturbations du spectre d'âge lors des différentes étapes de dégazage du grain.

Dans l'échantillon NR3770C, les compositions isotopiques mesurées dans le monograin d'amphibole définissent un spectre d'âge légèrement convexe qui permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2654.6 ± 6.4 Ma sur deux paliers de température représentant 30% de l'Ar dégazé (Figure 7.15b). Ce spectre montre une perturbation entraînant un rajeunissement des âges apparents aux basses et aux hautes températures de dégazage, permettant de calculer des âges pseudo-plateaux à 2619.7 ± 5.0 Ma et 2629.6 ± 8.9 Ma, respectivement (Figure 7.15b).

Les spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des échantillons d'amphibole provenant du pluton de Doussin se recoupent dans leur marge d'erreur respective autour de ca. 2650 Ma, et sont attribués au refroidissement de cette intrusion granitique suite à sa mise en place. Ces âges sont cohérents avec l'âge U-Pb obtenu par ablation laser sur les zircons de l'échantillon 16-NR-3773, provenant également du granite de Doussin, qui contraint l'âge de cristallisation du granite à 2655.8 ± 8.6 Ma.

Tableau 7.1 – Tableau récapitulatif des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole obtenus sur les échantillons du Complexe d'Attic. En vert les âges dans les ceintures de roches volcaniques et en gris les âges dans les TTG.

Localité	Échantillon	Perturbation BT	Age plateau ou pseudo-plateau	Perturbation HT
ZD Toussaint	NR3556		2641.8 ± 9 Ma	
ZD Rivière Kiask	NR3386	2645.8 ± 7.1	2715.9 ± 6.6 Ma	2647.7 ± 9.7
	NR3393		2660.8 ± 4.4 Ma	2599.1 ± 5.1
	NR3946		2698.6 ± 6.3 Ma	
	NR3970		N/A	
ZD Holmes - Josselin	NR3808		N/A	
	NR4043		2715.3 ± 3.3 Ma	
ZD Josselin - Montgay	NR3636	2667.6 ± 5.3	2713.7 ± 6.5 Ma	
	NR3549	2626.0 ± 5.2	2650.2 ± 3.8 Ma	
	NR3547	2655.0 ± 12.8	2712.8 ± 8.3 Ma	2551.9 ± 9.4
	NR3448A		2623.3 ± 5.3 Ma	2709.2 ± 9.2
Holmes	NR4071		2719.6 ± 3.3 Ma	
	NR3786		N/A	
Josselin O	NR3978		2700.6 ± 6.6 Ma	
	NR3813	2612.1 ± 6.4	2662.6 ± 4.1 Ma	
	NR3892	2650.9 ± 5.5	2683.1 ± 4.6 Ma	
	NR3899		2679.7 ± 4.1 Ma	2652.1 ± 4.9
	NR3470		2648.9 ± 3.6 Ma	
	NR3917		2628.7 ± 4.5 Ma	
	NR3666C	2629.5 ± 10.2	2665.2 ± 4.6 Ma	2639.0 ± 7.2
Josselin E	NR3614		2698.3 ± 4.2 Ma	2668.3 ± 5.2
	NR3876		2686.1 ± 2.8 Ma	
Doussin	NR3881		2713.4 ± 6.5 Ma	
	NR3770C	2619.7 ± 5.0	2654.6 ± 6.4 Ma	2629.6 ± 8.9
Montgay	NR3847	2633.1 ± 6.4	2649.1 ± 4 Ma	
	NR3651		2630.1 ± 4.5 Ma	
	NR3678	2579.5 ± 13.0	2661.7 ± 3.7 Ma	2642.5 ± 6.0

7.4 Synthèse et interprétation

Les âges et âges pseudo-plateaux calculés à partir des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur les échantillons du Complexe d'Attic sont compris entre ~ 2720 Ma et ~ 2560 Ma (Tableau 7.1, Figure 7.16). Bien que relativement bien répartis sur une centaine de m.a., ces âges se regroupent néanmoins autour de certaines valeurs préférentielles. D'une façon générale, les âges mesurés dans les roches méta-volcaniques encaissant les roches intrusives sont plus anciens que ceux mesurés dans les dômes de TTG.

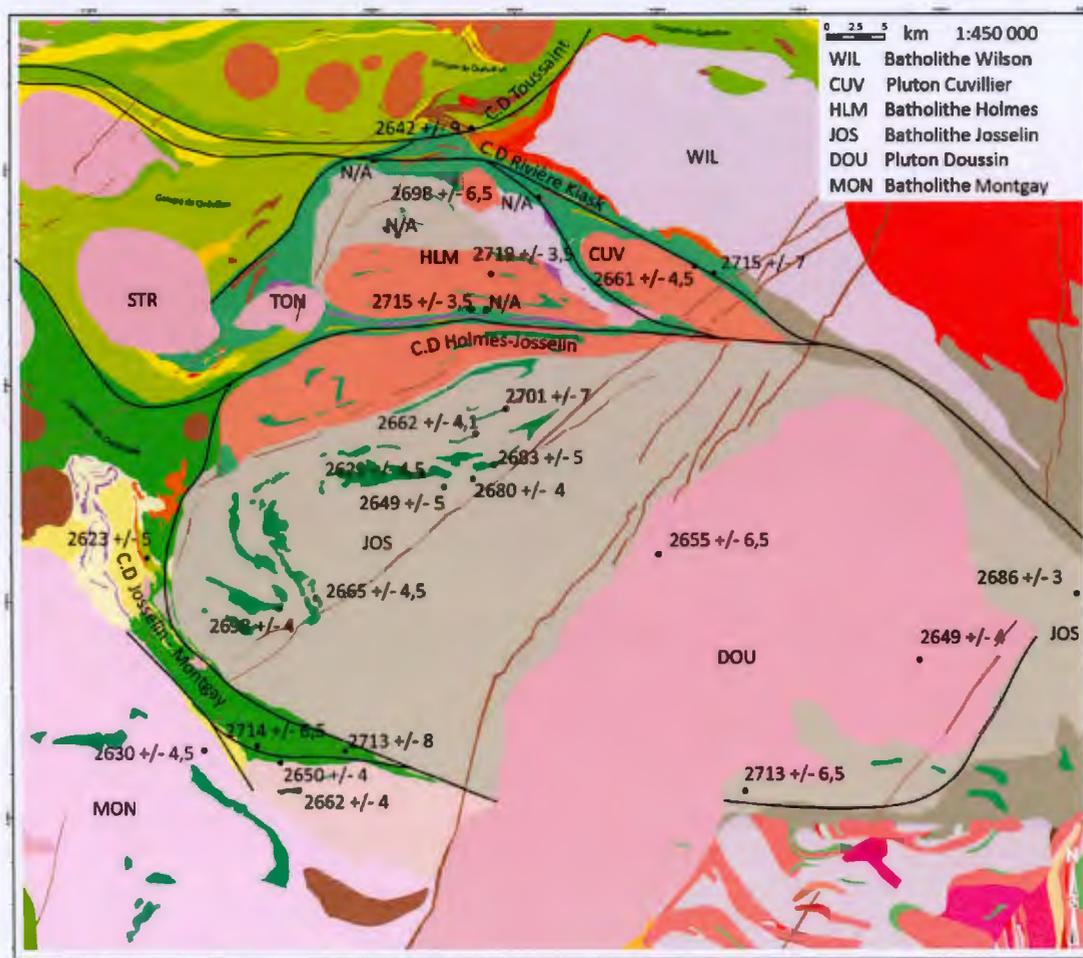


Figure 7.16 - Carte de synthèse des âges pseudo-plateaux obtenus dans le Complexe d'Attic. Pour plus de clarté, seuls les âges plateaux ou pseudo-plateaux ont été reportés sur la carte. Les âges indicatifs reportés sur les spectres d'âges et dans le tableau 7.1 ne sont pas représentés.

7.4.1 Les ceintures de roches vertes

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans les ceintures de roches vertes sont compilés dans le tableau 7.1, la Figure 7.16 et la Figure 7.17. Ils couvrent une gamme d'âges qui s'étend de ca. 2715 Ma à ca. 2560 Ma, avec quatre valeurs au-dessus de 2700 Ma.

Dans le corridor de déformation de Toussaint, l'analyse de l'amphibole de l'échantillon NR3556 livre un spectre perturbé dont l'âge apparent au dernier palier de dégazage à haute température est 2641.8 ± 9.0 Ma (Figure 7.2). Cet échantillon est fortement déformé et provient d'un affleurement situé au sein d'une zone de déformation minéralisée. Il est donc probable que l'âge apparent mesuré sur le dernier palier de dégazage ne corresponde pas précisément au passage de ce minéral au-dessous de sa température de fermeture dans le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais plutôt une perturbation thermique liée à la déformation et à la recristallisation du grain d'amphibole. Il s'agit donc d'un âge minimum en ce qui concerne la cristallisation originelle de cette amphibole.

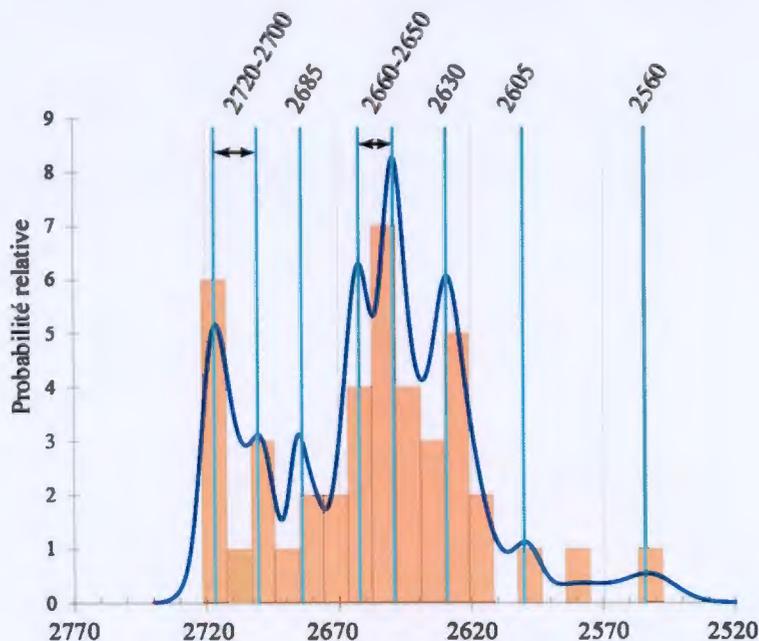


Figure 7.17 - Diagramme de probabilité relative des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans les échantillons du Complexe d'Attic. Le diagramme prend en compte les âges plateaux, les âges pseudo-plateaux ainsi que les âges indicatifs calculés sur les perturbations des spectres d'âges.

Dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask, les échantillons NR3393, NR3386 et NR3946 ont livré des âges (pseudo-plateaux) de 2660.8 ± 4.4 Ma, 2698.6 ± 6.3 Ma et 2715.9 ± 6.6 Ma, respectivement (Figure 7.3 et Figure 7.4). Les spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont relativement perturbés mais présentent des perturbations qui suggèrent

une certaine systématique. L'échantillon NR3386 présentent des perturbations dont les âges apparents se recoupent, dans leur marge d'erreur, autour de 2650 Ma. L'échantillon NR3393 présente, quant à lui, une perturbation dont l'âge apparent est proche de 2600 Ma. Cela suggère que l'activité tectonique et/ou hydrothermale a perduré au moins par intermittence dans la zone de déformation de la Rivière Kiask s'étalent sur quasiment 100 Ma.

Dans le corridor de déformation Holmes-Josselin, le spectre d'âge de l'amphibole de l'échantillon NR4043 permet le calcul d'un âge pseudo-plateau à 2715.3 ± 3.3 Ma. Cet échantillon est situé au sein de cette zone de déformation pour laquelle la formation de migmatite a été datée en U/Pb sur zircon à ~ 2695 Ma, et accompagnée de la circulation de fluides métamorphiques qui sont à l'origine de surcroissances datées à ~ 2675 Ma sur ces mêmes zircons (voir section 6.3.3). Étant donné les températures de migmatisation qui sont selon toute vraisemblance de $\sim 800^\circ\text{C}$ dans ce type de roche (Sawyer, 2008), il peut évidemment sembler difficile d'imaginer que le système isotopique K/Ar n'ait pas été affecté, au moins partiellement, durant cet événement de fusion partielle. Toutefois, l'élévation de température a pu être essentiellement concentré dans le corridor/la zone de migmatisation, et l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ peut être interprété comme un âge minimal de la formation de ces amphibolites. Le même raisonnement s'applique à l'échantillon NR3808, mais l'âge calculé à 2738.3 ± 6.6 Ma représenterait un âge maximal.

Sur la bordure ouest du batholithe de Josselin, l'échantillon NR3448A présente un spectre d'âge perturbé avec deux âges pseudo-plateaux à 2709.2 ± 9.2 Ma et 2623.3 ± 5.3 Ma (Figure 7.7b); le premier âge est interprété comme correspondant à l'âge minimum de la fermeture isotopique initiale du grain ou l'âge de la dernière fermeture isotopique après réouverture complète lors du refroidissement de cet échantillon à proximité du batholithe de Josselin, qui est lui-même daté à ~ 2730 Ma en U/Pb sur zircons. Le second est probablement relié à de la recristallisation liée à la circulation tardive de fluides associés au corridor de déformation Holmes-Josselin.

Les échantillons NR3636, NR3547 et NR3549 du corridor de déformation Josselin-Montgay montrent quatre groupes d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, soit (1) ca. 2710 Ma qui peut être attribué au refroidissement des roches méta-volcaniques mafiques suite à la mise en place des différents dômes de TTG adjacents, (2) ca. 2660 Ma, associé à un événement thermique tel que la mise en place du granite de Doussin, daté à ~ 2655 Ma en U-Pb sur zircons mais également cohérent avec le métamorphisme régional estimé entre 2680 Ma et 2640 Ma par Powell *et al.*, (1995), et (3) ca. 2630-2620 Ma et (4) ca. 2560 Ma, respectivement, et possiblement attribuables à des recristallisations partielles liées à des événements thermiques ou des circulations de fluides tardives dans les zones de déformation.

7.4.2 Les dômes de TTG

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole mesurés dans les différents batholites et plutons de la région sont compilés dans le Tableau 7.1 et sur la Figure 7.16. Ils couvrent une gamme d'âges variant de ca. 2720 Ma à ca. 2630 Ma mais, contrastant avec les données provenant des roches méta-volcaniques, plus de 80% de roches intrusives ont livré un âge inférieur à 2700 Ma.

Dans le batholithe de Holmes, l'analyse NR4071 livre un âge plateau à 2719.6 ± 3.3 Ma, cet échantillon étant situé dans la partie Sud du batholithe de Holmes. Les âges U-Pb sur zircons pour les parties NO et E sont respectivement ca. 2730 Ma et ca. 2720 Ma. L'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ représente donc probablement un âge de refroidissement pour cette partie du batholithe.

Le pluton de Doussin est l'intrusif qui livre les résultats les plus simples à interpréter. Ce pluton a livré un âge U-Pb de cristallisation de 2655.8 ± 8.3 Ma avec des surcroissances à 2628.4 ± 8.6 Ma (voir section 6.1.3.3). L'analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'échantillon NR3770C livre un âge pseudo-plateau à 2654.6 ± 6.4 Ma, cohérent avec l'âge de cristallisation U-Pb sur zircon. Les perturbations visibles sur le spectre d'âge aux basses et hautes températures de dégazage donnent deux âges pseudo-plateaux, qui se recoupent dans leurs marges d'erreur, à 2619.7 ± 5.0 Ma et 2629.6 ± 8.9 Ma, et qui coïncident avec l'évènement thermique à l'origine des surcroissances datées à 2629 Ma. L'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'échantillon 3847 livre un pseudo âge plateau à 2649.1 ± 4.0 Ma, dans la marge d'erreur de NR3770C et lui aussi cohérent avec l'âge de cristallisation U-Pb du pluton.

Dans la partie occidentale du batholite de Josselin, les spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont, à l'exception de l'échantillon NR3881, caractérisés par des perturbations qui rendent difficile leur interprétation. Ces âges sont compris entre ca. 2700 Ma et ca. 2630 Ma. Dans cette partie du batholite de Josselin, les échantillons NR3978, NR3813, NR3892, NR3470, NR3666C et NR3614 sont à peu près alignés sur un axe NE-SO entre les bordures nord et sud de l'intrusion (Figure 7.1). La variation d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ces échantillons présente une certaine symétrie par rapport au « coeur » du batholithe, suggérant une séquence de refroidissement plus jeune au cœur par rapport aux bordures de l'intrusion; avec des âges variant de ca. 2683 à ca. 2650 Ma au cœur et de ca. 2700 à ca. 2660 Ma sur les bordures. Considérant le fait que la croûte archéenne chaude, soumise à des forces de volume par un raccourcissement N-S en Abitibi, aura probablement adopté un comportement ductile sur des périodes de temps plus longues que dans le Phanérozoïque, une exhumation verticale progressive et diachrone des différentes portions du batholithe de Josselin fournit une explication plausible en ce qui concerne la répartition des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ces durées de refroidissement sont

compatibles avec les modèles numériques thermomécaniques modélisant un retournement convectif de la croûte archéenne du Pilbara (François et al., 2014) qui mettent en évidence que certains dômes de TTG mettent plusieurs dizaines de millions d'années à refroidir une fois l'épisode de retournement convectif achevé.

7.4.3 Comparaison avec les âges U-Pb sur zircons et titanites

Les diagrammes de probabilité relative des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et des âges U-Pb sur titanite et zircon partagent de nombreuses similarités.

La population d'âges comprise entre 2720 Ma et 2700 Ma est commune aux datations U-Pb sur zircon et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole. Dans le cas des zircons ces âges représentent des âges obtenus pour la première phase du métamorphisme. Dans le cas des amphiboles, ces âges sont interprétés comme reflétant le refroidissement suite à l'intrusion des TTG entre 2730 et 2720 Ma. Aucune titanite n'a été datée dans cette gamme d'âge dans le Complexe d'Attic, cependant dans la région de Chibougamau Davis *et al.*, (1995) ont daté une population de titanites à ~ 2740 Ma. Cet âge, s'il s'avère exact, implique que certaines portions des ceintures de roches volcaniques en Abitibi ont traversé leur température de fermeture pour la titanite de façon précoce et n'ont pas subi d'évènement thermique subséquent entraînant la réouverture du système. En raison des complexités propres à l'analyse des titanites par dilution isotopique il est fortement probable que cet âge soit surestimé en raison de la présence de Pb commun.

Les populations d'âges à ~ 2685 Ma et ~ 2660 - 2630 Ma sont communes aux trois minéraux datés. Le pic à ~ 2685 Ma correspond à l'âge de cristallisation U-Pb sur zircon dans le granite de Tonnancourt ainsi qu'à l'âge U-Pb sur zircon d'une phase magmatique précoce dans le pluton de Doussin. Par ailleurs, il correspond également à la circulation de fluides riches en REE et U dans le corridor de déformation Holmes-Josselin à l'origine des surcroissances observées et datées à 2675.8 ± 2.3 Ma dans l'échantillon 14-YD-4043 (voir section 6.3.3). Le pic dominant en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende et U-Pb sur titanite est celui correspondant à la période 2660-2630 Ma. En Abitibi, cette gamme d'âge est associée au métamorphisme associé à l'épaississement crustal résultant de la phase de raccourcissement D2. Cette période correspond également à la mise en place de lithologies granitiques dont les volumes sont parfois importants (par exemple le pluton de Doussin daté à 2655.8 ± 8.6 Ma par U-Pb sur zircon). Ces lithologies ont comme source la fusion partielle de portions crustales en profondeur résultant de l'augmentation des températures au cours du métamorphisme.

Les deux derniers pics d'âges sont ceux à ~ 2600 Ma et ~ 2560 Ma. Les deux âges ont été obtenus sur titanite et amphibole mais à des endroits différents. La nature exacte de ces évènements reste sujette à discussion, néanmoins l'hypothèse d'évènements

hydrothermaux tardifs est plausible. En effet, des âges similaires ont été obtenus dans la mine Sigma, où des analyses U-Pb sur rutile hydrothermal ont livré un âge à 2599 ± 9 Ma (Wong et al., 1991), des analyses Sm-Nd sur scheelite et tourmaline ont livré des âges isochrones respectifs à 2596 ± 33 Ma et 2593 ± 18 Ma (Anglin *et al.*, 1996). Un âge Pb-Pb à 2566 ± 71 Ma sur pyrites hydrothermales a été obtenu dans la mine Sisco par Olivo *et al.* (2007) et Hanes *et al.* (1992) rapporte un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite provenant d'une veine de quartz-tourmaline à 2579 ± 9 Ma. Les données de Lemarchand (2012) acquises dans la région de Bourlamaque mettent en évidence des gammes d'âges similaires. Ces âges ont jusqu'ici été interprétés comme des âges minimaux pour les minéralisations dans lesquelles ils ont été mesurés.

8. CHAPITRE VIII

SYNTHÈSE ET DISCUSSION

8.1 Le Complexe d'Attic : témoin de phénomènes diapiriques dans la croûte archéenne abitibienne

8.1.1 Généralités et rappel de la problématique

Le Complexe d'Attic présente une alternance classique de lithologies caractéristiques des terrains archéens : des ceintures de roches vertes et des ensembles TTG. Les données géochronologiques acquises dans le cadre de cette étude circonscrivent la construction du Complexe d'Attic sur une période de ~70 Ma, entre ca. 2730 Ma (mise en place du pluton de Josselin-Nord) et ca. 2660 Ma (mise en place du Granite de Doussin). L'activité tectonique régionale semble se terminer aux alentours de 2620 - 2600 Ma comme en témoignent les âges U-Pb sur titanites et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende. Cartographiquement, le Complexe d'Attic est marqué par la présence de structures elliptiques fermées, allongées dans la direction E-O ou NO-SE, et séparées par des couloirs linéaires de déformation de même orientation. La plupart de ces structures elliptiques sont en fait des dômes dont le cœur est occupé par des gneiss et des granitoïdes de type TTG ; les ceintures de roches vertes encaissantes dessinent, de manière générale, des structures synclinoriales. Les conditions métamorphiques du Complexe d'Attic varient du faciès des Schistes Verts à l'Ouest et au NO au faciès Amphibolite, atteignant localement les conditions P-T de la fusion partielle (formation de migmatites) dans les parties internes du complexe et dans le corridor de déformation Holmes-Josselin.

Ce complexe gneissique archéen de la sous-province de l'Abitibi a été choisi pour investiguer la nature des processus tectoniques ayant été actifs pendant la formation et la structuration de la croûte archéenne au cours de l'orogénèse Kénoréenne. Trois principaux axes de travail ont été formulés :

- Quelles sont les caractéristiques structurales et métamorphiques du Complexe d'Attic et comment s'inscrivent-elles dans le temps?

- Quel rôle ont joué les phénomènes diapiriques dans la structuration de la croûte archéenne au sein du Complexe d'Attic ?
- La présence de tels complexes gneissiques, représentant des portions crustales profondes similaires à ce qui est documentée dans la sous-province de l'Opatica, implique-t-elle l'existence d'un « socle » commun ?

8.1.2 Synthèse des principaux résultats de cette étude

Cette étude a permis d'établir les caractéristiques structurales, métamorphiques et chronologiques des principales unités qui composent le Complexe d'Attic. Les principaux résultats obtenus ainsi que les interprétations afférentes sont brièvement rappelés dans la section qui suit.

8.1.2.1 Caractérisation structurale du Complexe d'Attic

Comme dans la plupart des cratons archéens, l'histoire structurale du Complexe d'Attic s'étale sur plusieurs dizaines de millions d'années. Le motif de déformation final est le résultat de la superposition de plusieurs épisodes de déformation dont les modalités sont résumées ci-dessous.

- Deux principaux évènements tectoniques, D_1 et D_2 , sont à l'origine des foliations S_1 principalement observée dans les dômes de TTG et S_2 principalement observée dans les ceintures de roches vertes (Figure 5.14).
- La foliation S_1 est caractérisée par des trajectoires parallèles à l'interface TTG-roches volcaniques en bordure des dômes. Dans les parties internes des dômes, les trajectoires de foliation sont plus complexes, notamment dans le batholithe de Josselin. Ces complexités sont attribuées à la vaste gamme de configurations différentes que les trajectoires de foliation peuvent adopter pendant la formation d'un dôme gneissique, principalement en fonction de son degré de maturité (Choukroune, 1995). La linéation minérale métamorphique observée dans les TTG est généralement radiale et présente des perturbations à proximité des corridors de déformation décrochants.
- La foliation S_2 se développe essentiellement dans les ceintures de roches volcaniques. Les trajectoires S_2 sont généralement E-O et abruptes dans les régions éloignées des dômes de TTG, mais parallèles à l'interface TTG-roches volcaniques sur les pourtours et à proximité de ceux-ci. Les valeurs de pendage de S_2 sont, en moyenne, supérieures à 60° . Localement S_2 est replissée par S_3 dans les corridors de déformation. La linéation métamorphique observée sur S_2 est généralement à composante pendage et radiale autour des dômes de TTG mais horizontale au sein des corridors de déformations décrochants.

- Trois principaux corridors de déformation, principalement développés au sein des ceintures de roches vertes, séparent différents blocs crustaux de TTG. Les corridors de la Rivière Kiask et de Josselin-Montgay semblent caractérisés par un mouvement normal précoce contemporain de D_1 , ayant été réactivés en failles inverses pendant la phase D_2 . Les évidences structurales du mouvement normal sont visibles dans le corridor de déformation de la Rivière Kiask. Le mouvement dextre attribué au corridor de déformation Holmes-Josselin est associé à la phase de déformation D_2 .

- Les caractéristiques structurales observées dans le Complexe d'Attic s'insèrent dans un modèle de déformation impliquant un retournement convectif de la croûte où la remontée diapirique des dômes de TTG s'accompagne de la sagduction des séries de roches volcaniques mafiques adjacentes (phase D_1). S'ensuit une phase D_2 de raccourcissement N-S responsable de la schistosité S_2 E-O et qui replisse localement les structures formées pendant D_1 .

8.1.2.2 Caractérisation métamorphique du Complexe d'Attic

L'étude du métamorphisme régional à partir des lames minces réalisées sur une série d'échantillons du Complexe d'Attic a permis de tirer plusieurs conclusions.

- Le grade métamorphique dominant dans les roches du Complexe d'Attic est le faciès Amphibolite à Amphibolite Supérieur. Les conditions de fusion partielle sont atteintes localement, en particulier dans la partie centrale du batholithe de Josselin et dans le couloir de déformation de Holmes-Josselin. Par contre, sur sa bordure occidentale, le grade métamorphique décroît abruptement et l'on passe du faciès Amphibolite au faciès Schistes Verts sur quelques centaines de mètres de distance.

- Les profils de composition effectués dans les grenats d'échantillons provenant d'un transect NE-SW mettent en évidence deux types de zonations, selon que l'échantillon provienne des ceintures de roches vertes ou des dômes de TTG (Figure 5.26c). Dans les roches vertes, les grenats sont caractérisés par un profil en Mn en cloche attribué à la partie prograde du trajet P-T. Dans les dômes de TTG, les grenats sont caractérisés par un profil en Mn plat attribué à la partie rétrograde du trajet P-T. Ces résultats suggèrent un mouvement relatif vertical entre ces deux ensembles de roches, i.e. enfouissement relatif des roches vertes pendant la remontée (exhumation) des dômes de TTG.

- Deux affleurements de migmatites ont été sélectionnés pour une étude géochronologique détaillée, soit une métatexite dans des basaltes en coussins amphibolitisés (14-YD-4043 datée à 2695 ± 1 Ma par ID-TIMS) provenant du corridor de déformation de Holmes Josselin, et une diatexite à grenat et hornblende provenant de la partie centrale du batholithe de Josselin (16-NR-3917 datée à 2717.1 ± 1.9 Ma).

8.1.2.3 Géochronologie U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

L'étude géochronologique effectuée dans le Complexe d'Attic a permis de préciser la chronologie de mise en place des principales unités lithologiques, d'évaluer la durée de la déformation et du métamorphisme régional et de mettre en évidence des perturbations thermiques reliées à de la déformation tardive.

- La totalité des échantillons du Complexe d'Attic présentent des populations de zircons hérités (2770 Ma, 2790 Ma, 2810 Ma et 2870 Ma). Les populations d'âges hérités dans les roches volcaniques et dans les dômes de TTG concordent, ce qui est en faveur d'une origine autochtone (ou parautochtone) des ceintures de roches volcaniques par rapport aux dômes de TTG sous-jacents ou adjacents (Bleeker, 2002). Par ailleurs, ces mêmes populations d'âges hérités ont aussi été documentées dans de nombreuses autres localités des sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatica (Davis *et al.*, 1995), ces résultats suggérant que ces sous-provinces ne formeraient qu'un seul et même segment de croûte archéenne exposant des niveaux structuraux différents (Daoudene *et al.*, 2014, 2015; Tremblay *et al.*, 2019).
- Parmi ces populations, les groupes d'âges compris entre 2870 Ma et 2770 Ma définissent une durée similaire (~100 Ma) à la durée du cycle kénoréen tel que mesuré dans les échantillons du Complexe d'Attic (la gamme d'âges ca 2720-2620 Ma domine largement dans les populations d'âges mesurées, tous systèmes isotopiques confondus) et suggèrent l'existence d'un socle, possiblement présent en profondeur et recyclé dans les lithologies actuelles (TTG et roches volcaniques comprises).
- La mise en place des roches du Complexe d'Attic est comprise entre ~2730 Ma (plutons de Josselin et de Holmes) et ~2660 Ma (granite de Doussin) (Figure 8.1).
- Les datations U-Pb sur zircons des plutons non-déformés de Tonnancourt et de Doussin permettent de contraindre la fin de la déformation régionale compressive entre ~2680 Ma et ~2660 Ma (Figure 8.1).
- Deux épisodes distincts de migmatisation ont été mis en évidence, le premier entre 2717 et 2700 Ma et le second à 2695 Ma, respectivement dans la partie centrale du batholithe de Josselin et dans les basaltes en coussins amphibolitisés du corridor de déformation de Holmes-Josselin. Ces deux épisodes de migmatisation sont tributaires de la phase I du métamorphisme affectant l'ensemble du Complexe d'Attic. Le moteur thermique de ce métamorphisme est attribué à un retournement convectif (Collins *et al.*, 1998b) de la croûte archéenne entre 2720 Ma et 2695 Ma (Figure 8.1).

- Le décrochement dextre observé dans le corridor de déformation de Holmes-Josselin est contemporain ou postérieur à l'épisode de migmatitisation à 2695 ± 1 Ma, observé dans l'échantillon 14-YD-4043.

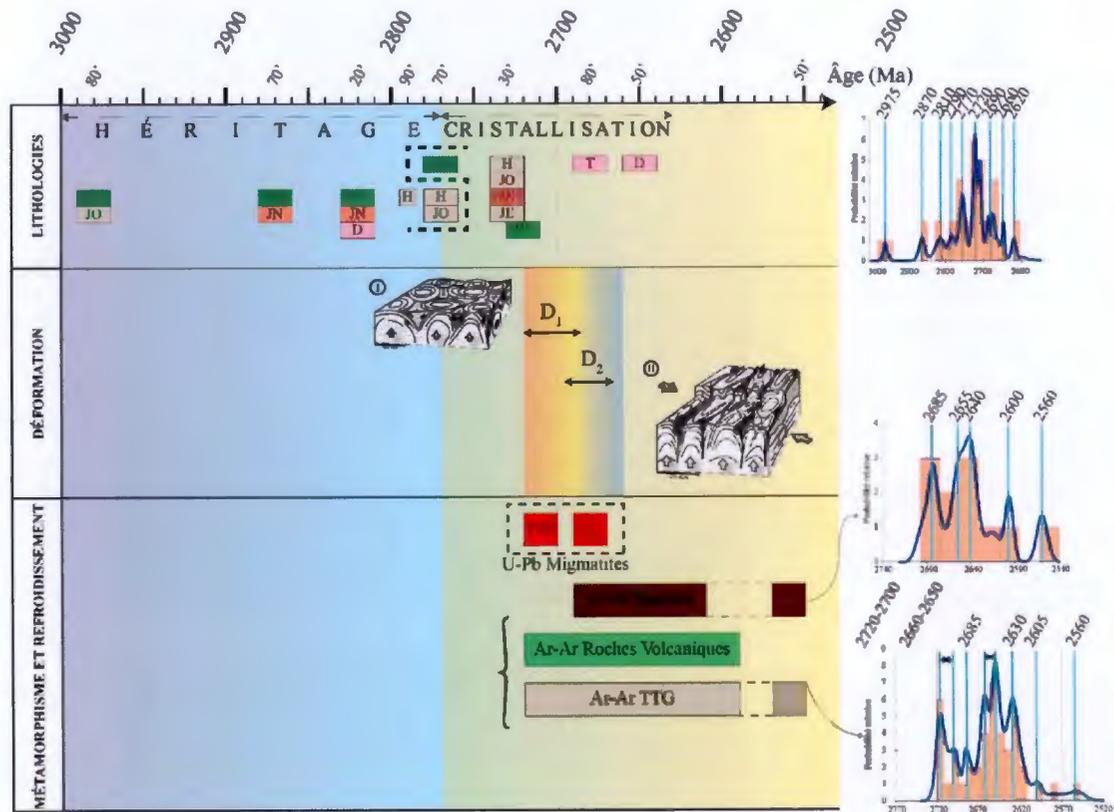


Figure 8.1 - Diagramme de synthèse des âges obtenus par les différentes méthodes de datation dans le Complexe d'Attic. Les diagrammes de probabilité relative des âges obtenus pour chacune des méthodes sont présentés pour mettre en évidence les principales populations d'âges. Les deux principales phases de déformation sont représentées avec leur durée approximative.

- Les datations U-Pb sur titanites permettent de distinguer quatre populations d'âges, soit, ca. 2685 Ma, 2655-2640 Ma, ca. 2600 Ma et ca. 2560 Ma (Figure 8.1).

- Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles permettent de distinguer cinq populations d'âges. Une première population à ca. 2710 Ma est considérée comme un âge de refroidissement suivant la mise en place des TTG. Les quatre autres populations d'âges (ca. 2685 Ma, 2655-2640 Ma, ca. 2600 Ma et ca. 2560 Ma) correspondent à celles mises en évidence par la géochronologie U-Pb sur titanites énoncées dans le point précédent (Figure 8.1).

L'ensemble de ces résultats géochronologiques suggère que le diapirisme synmagmatique a joué un rôle central précoce dans la structuration du Complexe d'Attic.

Ce diapirisme est responsable du motif structural en dômes et bassins qui caractérise cette portion de la croûte abitibienne. Son importance est soulignée par les caractéristiques structurales et métamorphiques énumérées ci-dessus, qui sont à mettre en perspective dans le cadre chronologique établi grâce aux différentes méthodes géochronologiques.

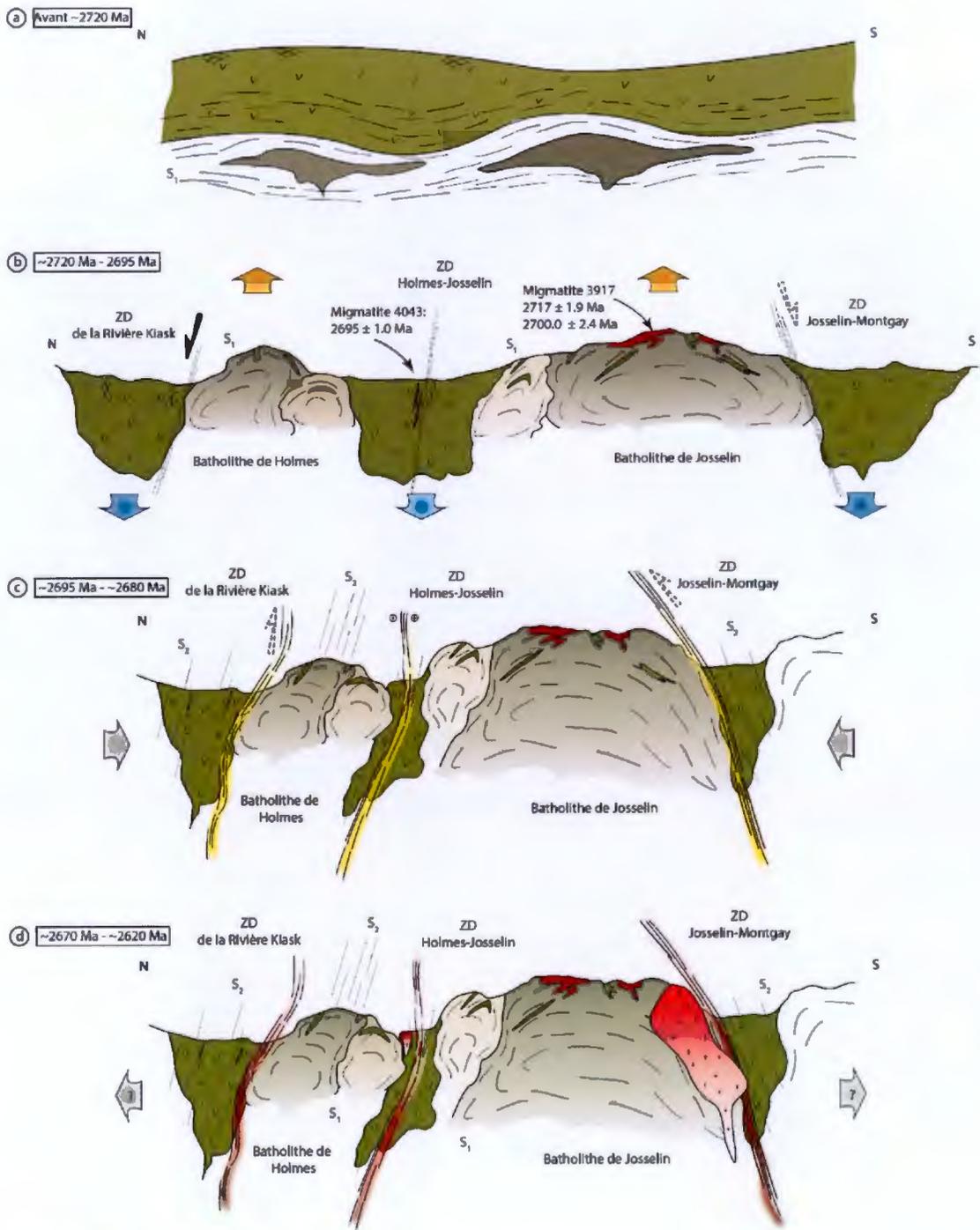
L'évolution tectonique du Complexe d'Attic couvre une durée totale largement supérieure à la durée de l'orogénèse Kénoréenne établie par Percival, (2012). Par ailleurs, les différentes populations d'âges reliées au magmatisme, à la déformation et au métamorphisme dans le Complexe d'Attic se retrouvent, avec de légères variations, dans la quasi-totalité des terrains de la Province du Supérieur.

8.1.3 Modèle synthétique de la formation du Complexe d'Attic

La formation et l'évolution du Complexe d'Attic au cours de l'orogénie Kénoréenne peuvent être résumées en quatre étapes distinctes (Figure 8.2).

La situation initiale envisage la configuration pré-Kénoréenne (pré-2730 Ma), pendant laquelle la croûte archéenne du sud de l'Abitibi est constituée d'une épaisse couche de roches volcaniques mafiques (Figure 8.2a). À la base de cette pile volcanique, s'amorce alors la mise en place des batholithes de Holmes et de Josselin suite à une instabilité gravitationnelle liée à la mise en place d'épaisses séquences de roches volcaniques denses sur un socle crustal felsique moins dense. De plus, ce matériel felsique riche en éléments radioactifs va se réchauffer et accroître la différence de densité entre les deux ensembles rocheux jusqu'à provoquer le retournement convectif de la croûte.

La première étape de la structuration du Complexe d'Attic, qui correspond à l'évènement D₁, se déroule entre ~2730 Ma et ~2695 Ma (Figure 8.2b). Elle est attribuée à un retournement convectif de la croûte qui se traduit par la remontée et la continuation de la mise en place des batholithes de Josselin et de Holmes sous la forme de diapirs, et de la sagduction des séries de roches volcaniques initialement sus-jacentes (Figure 8.2b). Ce retournement convectif se manifeste par la remontée de matériel chaud et peu dense (les dômes de TTG dont la densité moyenne est de 2.6) et l'enfoncement de matériel froid (les séries volcaniques dont la densité moyenne est de 3.0). La remontée des dômes de TTG culmine par la fusion partielle (due à la décompression adiabatique) vers 2717 Ma des parties les plus internes des batholithes.



Légende

- Roches volcaniques
- TTG
- Migmatites
- Granites
- Basaltes en coussins
- S₁
- S₂

Figure 8.2 - Diagramme de synthèse schématisant la formation du Complexe d'Attic et son évolution au cours de l'orogénèse Kénoréenne en Abitibi. a) Situation initiale montrant la mise en place précoce du batholithe de Josselin et du batholithe de Holmes en base de croûte. b) L'accumulation de chaleur dans la partie profonde de la croûte liée à la concentration d'éléments radioactifs dans les lithologies felsiques ainsi que le gradient inverse de densité entraîne le retournement convectif de la croûte impliquant la remontée diapirique à l'état partiellement solide du batholithe de Holmes et du batholithe de Josselin et la sagduction des séries volcaniques adjacentes. Cette évolution se manifeste par la migmatisation précoce (2717 Ma) des parties centrales du batholithe de Josselin et la migmatisation tardive (2695 Ma) des séries volcaniques du corridor de déformation de Holmes-Josselin. Cette phase de retournement convectif constitue la phase D1 pendant laquelle la foliation S1 se développe et correspond au premier épisode métamorphique daté par U-Pb sur zircon. c) Vers 2700-2695 Ma le raccourcissement régional abitibien N-S commence. C'est la phase D2 durant laquelle la foliation S2 se développe essentiellement dans les séries volcaniques. Les corridors de déformation sont réactivés en jeu inverse. Cette phase est clôturée par la mise en place des plutons de Tonnancourt et de Doussin (phase précoce) vers 2685 Ma qui ne présentent pas d'évidence de la déformation régionale. d) Entre ~2680 et ~2630 Ma le Complexe d'Attic enregistre une deuxième phase de métamorphisme correspondant au métamorphisme régional abitibien. Ces âges sont essentiellement représentés dans les populations de titanites et d'amphibole et traduisent l'effet thermique de la mise en place des intrusions tardives telles que le pluton de Doussin ainsi que les circulations hydrothermales associées au métamorphisme.

L'apport de chaleur fourni par la remontée de larges volumes de matériel chaud au niveau des dômes de TTG, l'enfoncement progressif des séries de roches vertes, ainsi que le début de la déformation régionale (qui s'accompagne de structures décrochantes dextre propices à la circulation de fluides chauds et à l'échauffement mécanique du volume de roche affecté) aboutit par la suite à une migmatisation locale, vers 2695 Ma, des basaltes en coussin de la croûte supérieure au sein du corridor de déformation de Holmes-Josselin. Cette phase D₁ participe au développement d'une foliation S₁ dans les dômes de TTG, causée par les forces de volume qui dominent les processus diapiriques. Il est probable que S₁ se développe également à la base de l'empilement de roches vertes à proximité des dômes de TTG (Figure 8.2a), expliquant ainsi les trajectoires de foliation qui sont systématiquement parallèles à l'interface TTG-Roches Vertes. Bien qu'aucun critère non-équivoque de sens de cisaillement n'ait été relevé sur le terrain, il est probable que les corridors de déformation de la Rivière Kiask et de Josselin-Montgay ont accommodé le retournement convectif par un mouvement normal en extension (visible dans les critères de cisaillement de la Rivière Kiask), afin de permettre un mouvement ascendant des TTG infracrustaux et descendant des ceintures de roches volcaniques supracrustales.

La seconde étape de l'évolution structurale du Complexe d'Attic correspond à l'évènement D₂ (Figure 8.2c) qui se déroule entre ~2695 Ma et ~2670 Ma. Cette étape correspond, d'une part, à la fin du retournement convectif de la croûte, et d'autre part, à un raccourcissement régional N-S qui est à l'origine du développement de la foliation régionale S₂, qui est orientée Est-Ouest dans les ceintures de roches vertes. La fin du retournement convectif intervient probablement alors que le système, dans son ensemble, a évacué suffisamment de chaleur et acquis de ce fait une plus grande rigidité. À l'échelle du craton, cela se traduit probablement par une augmentation des contraintes aux limites et par la transmission accrue de ces contraintes à travers les

volumes rocheux. En termes de déformation, ces mécanismes se traduisent aussi par une localisation prononcée de la déformation au sein de corridors de déformation et par la réactivation inverse probable des corridors de déformation de la Rivière Kiask et de Josselin-Montgay. L'épaississement crustal engendré par le raccourcissement D₂ entraîne alors une élévation des températures dans les parties moyennes et profondes de la croûte, cet apport de chaleur s'accompagnant de la production et circulation de fluides hydrothermaux, particulièrement dans les corridors de déformation, permettant ainsi la cristallisation et/ou recristallisation partielle de la titanite, ainsi que la réouverture partielle des amphiboles, dans leurs gammes de températures respectives. Cela se traduit par un pic de fréquence sur les histogrammes de populations d'âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur hornblende et U-Pb sur titanites (Figure 8.1)

Enfin, la dernière étape de l'évolution structurale du Complexe d'Attic (Figure 8.2d) correspond à une période moins bien documentée en Abitibi entre ~2670 Ma et ~2600 Ma. Suite à l'épaississement de la croûte durant la période précédente (Figure 8.2c), les parties moyennes et profondes de la croûte atteignent leur température maximale, ce qui entraîne alors la fusion partielle du matériel fusible présent à ces niveaux structuraux (roches sédimentaires, roches felsiques). Les magmas alors générés sont à l'origine de la mise en place des plutons tardi-tectoniques, par exemple le pluton de Doussin à ca. 2655 Ma. Les dernières phases intrusives du sud de l'Abitibi ont été datées à 2647 ± 2 Ma dans le batholithe de Lacorne (Ducharme *et al.* 1997). Cette période est probablement liée à la relaxation thermique de l'orogène Kénoréen. Il semble cependant que l'activité magmatique et hydrothermale au sein du Supérieur se soit poursuivi beaucoup plus en avant dans le temps, tel qu'indiqué par la mise en place de pegmatites recoupant les phases plutoniques (granite à biotite – muscovite) les plus tardives du batholithe de Lacorne (Ducharme *et al.*, 1997) ainsi que dans la sous-province de La Grande, 2618 ± 3 Ma dans une pegmatite du batholithe du Vieux Comptoir (David et Parent, 1997, dans Isnard et Gariépy (2004). Des âges jeunes similaires ont été mis en évidence à la mine Éléonore (Fontaine, 2019). Bien que leur nature demeure mal comprise, ces « événements thermiques » tardifs sont localement enregistrés par la cristallisation de titanites néoformées ainsi que par des perturbations de certains spectres d'âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur amphibole (voir les sections 6.2 et 7.3). Un événement thermique tardif à ca. 2560 Ma, visible aussi bien dans les âges U-Pb sur titanite que dans les âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar, semble clore l'histoire thermo-chronologique de la portion de croûte abitibienne au sein du Complexe d'Attic. L'origine de cet événement demeure cependant inconnue.

8.2 Existe-t-il des analogues archéens du Complexe d'Attic?

A la lumière des résultats et interprétations présentés dans cette étude, il est intéressant et pertinent de questionner l'existence de contextes géologiques analogues au Complexe d'Attic dans la littérature afin de proposer des éléments de compréhension supplémentaires à la systématique des dômes gneissiques et des phénomènes diapiriques au sein de la Province du Supérieur.

8.2.1 Les analogues potentiels dans la sous-province de l'Abitibi

Faure (2015) a recensé plusieurs autres occurrences de complexes gneissiques en Abitibi, notamment quatre dômes majeurs positionnés aux points cardinaux de la Ceinture de Roches Vertes d'Abitibi (dont le Complexe d'Attic représente le membre oriental) ainsi que deux batholithes situés au centre de la ceinture (i.e. les batholithe de Marest et de Bernetz, Figure 3.5).

Les batholithes gneissiques de Marest et de Bernetz sont présentement interprétés comme représentant la racine crustale d'un arc volcanique exhumé, par le biais de divers processus géologiques (Chown *et al.*, 2002). Ces batholithes demeurent peu étudiés encore aujourd'hui, et les processus géologiques proposés pour expliquer leur présence/formation sont une extrapolation des modèles géologiques globaux généralement invoqués pour l'Abitibi, c'est-à-dire un mode de mise en place purement intrusif (e.g. Chown *et al.*, 1992; Lacroix, 1998). Leurs dimensions, similaires à celle du batholithe de Josselin, ainsi que l'abondance de gneiss tonalitiques et granodioritiques qui les caractérisent, constituent cependant des éléments qui en font de potentiels analogues au Complexe d'Attic. Il est raisonnable de supposer que ces batholithes aient possiblement suivi une évolution structurale similaire à celle du Complexe d'Attic.

Le dôme gneissique Abitibi-Nord (Faure, 2015) est situé longitudinalement au centre de la CRVA et se trouve directement en contact avec les roches plutoniques de la sous-province de l'Opatoca au Nord. Daoudene *et al.*, (2013) ont mis en évidence la continuité de la déformation de part et d'autre du contact Abitibi-Opatoca et l'absence de saut métamorphique entre les deux sous-provinces, et ont souligné la présence d'un gradient métamorphique décroissant du Nord vers le Sud, depuis les migmatites et les granulites de l'Opatoca, vers les roches du faciès Schistes Verts de l'Abitibi. Selon ces auteurs, tous ces éléments suggèrent que l'Abitibi et l'Opatoca appartiennent à un même ensemble tectonique déformé au cours du Néoarchéen, l'Opatoca représentant les parties inférieures de la section crustale et l'Abitibi les parties crustales supérieures. Cette étude a été complémentaire à celle menée par Lemarchand (2012) qui s'intéressa aux âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et à la structure du pluton de Bourlamaque, une intrusion syn-

volcanique de la région de Val d'Or (Jébrak *et al.*, 1991; Wong *et al.*, 1991). La synthèse des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présentées dans ces deux études ainsi que de celles provenant de la littérature a été réalisé par Daoudene (2015) (Figure 8.3). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et amphibole et U-Pb sur titanite présentent des gammes d'âges similaires dans l'Opatica et l'Abitibi.

Combinées aux âges U-Pb sur zircons hérités, ces données appuient l'idée de l'appartenance des sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatica à une même portion crustale et d'une évolution conjointe de ces terrains.

Par ailleurs, des âges similaires mesurés sur différents minéraux (Figure 8.3) avec des températures de fermeture couvrant une gamme de T_f entre 350-700°C, soulignent le caractère spatialement variable et très étalé dans le temps (plus de 100 Ma.) des phénomènes affectant ces différentes sous-provinces archéennes et sont plus cohérents avec une évolution tectonique dominée par un transfert vertical de matériel crustal (i.e. diapirisme, sagduction et retournement crustal convectif de la croûte) plutôt qu'une propagation du sud vers le nord de systèmes subductifs associés à une organisation linéaire des lithologies, des âges et du métamorphisme.

8.2.2 Un analogue potentiel dans les autres sous-provinces du Supérieur

Dans le North Caribou Terrane (NCT), au NO de la sous-province de Sachigo (Figure 3.1), Lin *et al.* (2013) s'appuient sur des analyses U-Pb sur des zircons hérités pour mettre en évidence des mouvements verticaux relatifs entre des dômes de TTG ascendants et des ceintures de roches vertes sagductées (Figure 8.4). En effet, selon ces auteurs, l'analyse statistique des âges U-Pb sur zircons hérités révèle que les unités sédimentaires de type Temiskaming du NCT, encaissées par les synclinaux de roches vertes, indiquent un rajeunissement continu depuis la base vers le sommet de la pile stratigraphique, depuis des âges vieux (≥ 2.8 Ga) à la base jusqu'à des âges «jeunes» au sommet (2.78-2.7 Ga). Ces variations d'âges sont attribuées à une évolution tectonique impliquant diapirisme et sagduction, une interprétation selon laquelle le matériel détritique accumulé dans les synclinaux est dérivé de l'érosion progressive des dômes ascendants adjacents (Figure 8.4).

8.2.3 Les analogues potentiels dans d'autres cratons archéens : exemples du Pilbara en Australie et de la Province des Esclaves au Canada

La partie orientale du craton du Pilbara en Australie est mondialement connue pour son motif de déformation en dômes et bassins. La dimension des dômes de TTG dans le Pilbara sont similaires à celle du batholithe de Josselin dans le Complexe d'Attic.

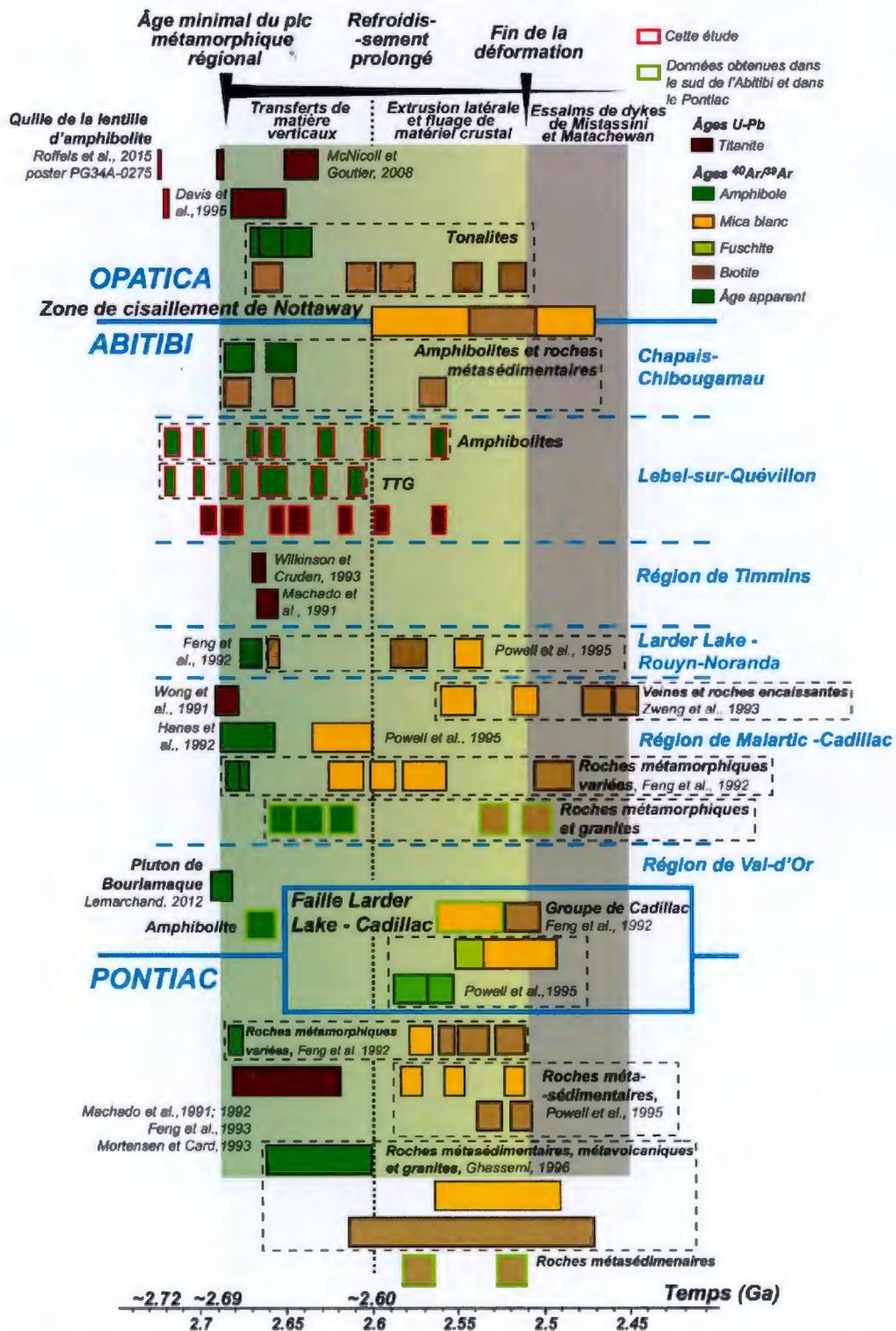


Figure 8.3 – Compilation des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et micas et des âges U-Pb sur titanite pour l'Opatica, l'Abitibi et le Pontiac, d'après Daoudene et al. (2015)

Le Pilbara a été successivement interprété en termes de tectonique horizontale (Kloppenburg et al., 2001; Blewett, 2002) ou verticale, bien qu'il semble y avoir maintenant consensus autour d'une hypothèse de retournement convectif partiel de la croûte (Collins *et al.*, 1998a; Van Kranendonk *et al.*, 2004a).

François *et al.* (2014) ont adopté une approche multi-disciplinaire basée sur des données structurales, géochronologiques, métamorphiques et de modélisation numérique afin de documenter l'évolution temporelle des conditions P-T à partir d'échantillons prélevés dans le batholite de Mount Edgar et dans la ceinture volcanique adjacente, la Warrawoona Greenstone Belt (WGB). Leur étude montre que les échantillons provenant de la WGB livrent des pressions d'équilibration plus élevées et des températures d'équilibration plus faibles (9-11 kbar, 450-550°C) que les conditions P-T des échantillons provenant du cœur du batholite du Mount Edgar (6-7 kbar, 650-750°C). Les âges du métamorphisme obtenus sur monazite et zircon métamorphique soulignent un décalage temporel d'environ 20 Ma entre les parties centrales du dôme et les metabasaltes de l'encaissant.

De plus, la modélisation numérique des chemins P-T-t de marqueurs placés dans les différentes unités d'une croûte archéenne typique (Figure 5.25a) met en évidence deux types de trajets correspondant, d'une part, à une évolution métamorphique prograde dans les roches appartenant aux ceintures de roches vertes et, d'autre part, à une évolution prograde tardive à rétrogrades dans les roches des batholithes de TTG (Figure 5.25b).

Dans la Province des Esclaves, Bleeker (2002) présente des arguments en faveur du développement autochtone à parautochtone d'épaisses séries volcaniques reposant sur des dômes de granitoïdes (TTG). L'auteur souligne notamment la présence de zircons hérités dont les âges correspondent aux âges obtenus dans les TTG gneissiques sous-jacents, indiquant l'assimilation de portions du socle lors de la mise en place des roches volcaniques. L'auteur en conclut que de tels éléments sont difficilement conciliables avec une origine allochtone des séries volcaniques (sous la forme, par exemple, de fragments ophiolitiques). Bleeker (2002) suggère donc, sur la base de données structurales, géochimiques et géochronologiques, que ces ceintures de roches vertes et dômes de TTG s'apparentent plutôt à des contextes de rifts, et que le modèle le plus plausible pour expliquer les relations observées entre roches vertes et dômes de TTG serait la remontée tectonique de la croûte moyenne à profonde sous forme de dômes de TTG au cours d'un ou plusieurs événements de retournement convectif de la croûte.

Les divers exemples présentés ci-dessus témoignent de nombreux contextes pour lesquels les phénomènes diapiriques constituent la meilleure explication aux observations structurales, géochronologiques et métamorphiques des terrains

gneissiques archéens. Cette hypothèse a été avancée pour plusieurs archétypes de cratons archéens tels que le Pilbara, dont certains travaux ont été présentés dans cette section, mais aussi pour d'autres cratons importants comme ceux de Dharwar en Inde (Bouhallier *et al.*, 1993; Bouhallier *et al.*, 1995), de Kaapvaal en Afrique du Sud (Van Kranendonk, 2011 ; Brown, 2015) et en Antarctique (Duclaux, 2007).

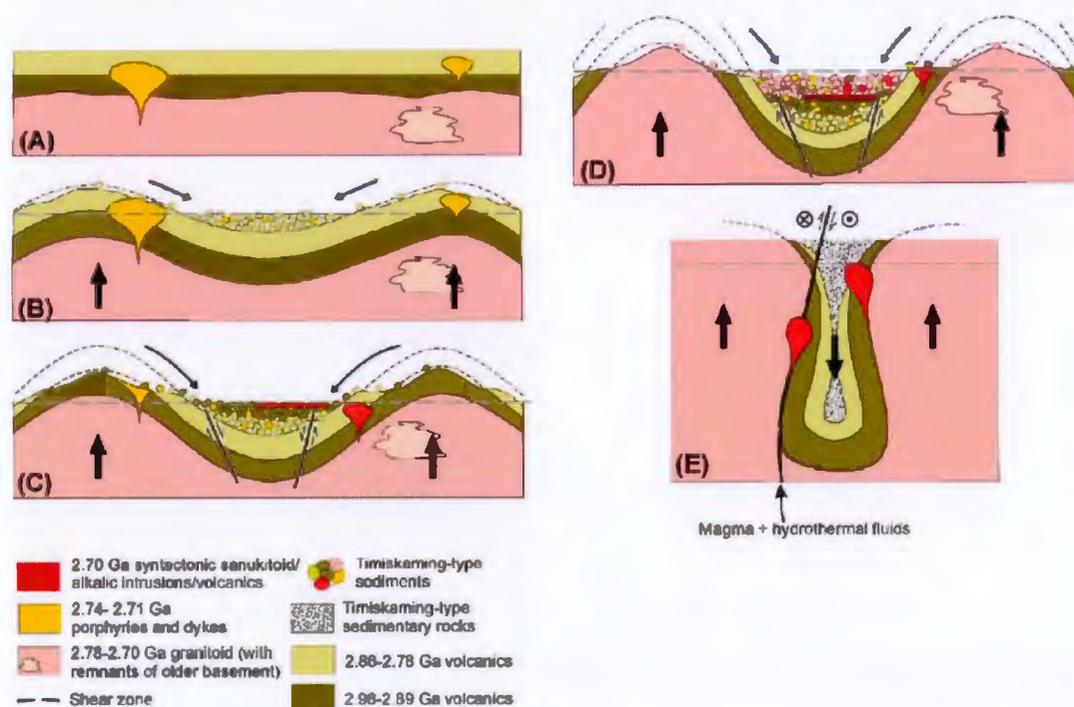


Figure 8.4 - Modèle de formation d'une séquence sédimentaire de type Timiskaming pendant la mise en place diapirique des dômes de TTG. Ce modèle permet d'expliquer la disparition progressive des populations de zircons hérités « anciennes » au fur et à mesure de la progression dans la séquence sédimentaire. D'après Lin *et al.*, (2013).

8.3 Implications quant aux modèles d'évolution tectonique pour la Province du Supérieur

Les modèles tectoniques proposés pour la sous-province d'Abitibi, et pour le craton du Supérieur en général, sont assujettis au caractère synchrone et spatialement voisin des événements magmatiques de mise en place des roches vertes et des roches plutoniques, et de déformation/métamorphisme documentés. La plupart des hypothèses n'envisagent que des modèles de tectonique horizontale impliquant l'intervention de plusieurs zones de subduction (Figure 8.5a) dont les polarités auraient été variables dans le temps (Calvert et Ludden, 1999; Calvert *et al.*, 1995; Daigneault *et al.*, 2004; Percival *et al.*, 2012). Pour certains modèles, il y aurait eu interruption dans le

processus de subduction afin de permettre le passage d'une plume mantellique afin d'expliquer la mise en place de séries volcaniques tholéitiques intercalées avec des séries calco-alcalines (Benn et Moyen, 2008). Ces différents scénarios aboutissent à des hypothèses d'évolution tectonique complexes (voir la discussion de Bédard, 2012) qui font fréquemment abstraction des caractéristiques structurales et lithologiques primaires des roches intrusives, qui représentent, seulement pour la sous-province de l'Abitibi, approximativement 50% du volume de roche affleurant. Sans renier complètement l'existence d'une certaine forme de subduction durant la formation de la Province du Supérieur, l'existence de phénomènes de diapirisme synvolcanique et d'exhumation de la croûte profonde est une façon élégante d'expliquer le synchronisme des différents phénomènes géologiques observés dans ces terrains où magmatisme, déformation et métamorphisme sont pénécontemporains et contribuent à la construction progressive et cyclique d'une croûte lithosphérique durant l'Archéen.

L'exemple du Complexe d'Attic témoigne d'une croûte archéenne soumise à des événements tectono-métamorphiques de grande ampleur. Cette portion de croûte archéenne a été structurée en dômes-et-bassins par l'action successive de forces de volumes gravitaires (diapirisme) et tangentielles (raccourcissement N-S dans le cas de la sous-province de l'Abitibi). Il est probable que cette structuration ait affecté non seulement de grandes surfaces de l'Abitibi mais également l'ensemble de l'épaisseur de la croûte lithosphérique. De fait, les dômes décrits dans cette étude sont présents du faciès des Schistes Verts inférieur (dans les roches sédimentaires) jusque dans le faciès Amphibolite supérieur, voire de l'anatexie. De telles structures diapiriques, bien que présentes dans les orogènes phanérozoïques, ne sont jamais retrouvées sur de telles superficies, et constituent donc une spécificité de l'Archéen (Choukroune, 1995). Pour activer les forces de volume nécessaires et les rendre prépondérantes à une telle échelle, il faut que la lithosphère archéenne se soit comportée de façon ductile sur une grande partie de son épaisseur (Chardon, 2009). Cet amollissement se traduit notamment par le caractère homogène de la déformation imposée sur de vastes domaines rocheux (Cagnard *et al.*, 2006a; Cagnard *et al.*, 2006b; Chardon *et al.*, 2009; Choukroune, 1995).

Les caractéristiques structurales et métamorphiques présentées ci-dessus sont cohérentes avec les prédictions de modèles numériques ou analogiques ayant été avancés pour expliquer le comportement rhéologique d'une lithosphère «chaude», ou désignée aussi comme lithosphère molle, tel que présumé pour l'Archéen (Chardon *et al.*, 2009). Dans un contexte géothermique nettement plus chaud, la lithosphère accuse un affaiblissement rhéologique significatif à beaucoup moins grande profondeur que la lithosphère actuelle pour laquelle le pic de résistance se trouve dans le manteau lithosphérique (Cagnard *et al.*, 2006a; Ranalli, 1997). L'apport de chaleur, la

modification du profil rhéologique ainsi que la différence de densité entre les ceintures de roches vertes et les TTG sont considérés comme autant de facteurs qui auraient favorisé le retournement convectif de la croûte archéenne, sur un ou plusieurs cycles (Bleeker, 2002; Collins *et al.*, 1998b; Van Kranendonk *et al.*, 2004b).

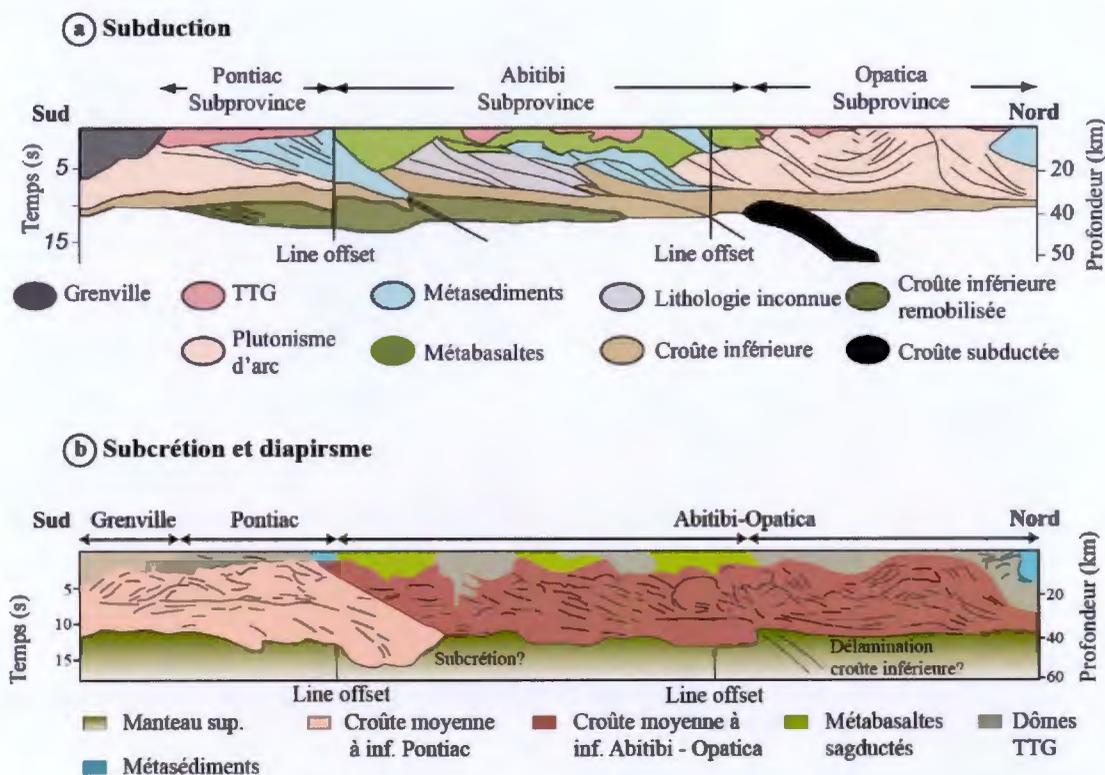


Figure 8.5 - Modèles tectoniques interprétés à partir des profils sismiques lithoprobe (Calvert et Ludden, 1999) a) Modèle impliquant deux zones de subduction, entre le Pontiac et l'Abitibi et l'Abitibi et l'Opatica. D'après Calvert et Ludden, 1999, modifié par Daoudene, 2015. b) Coupe inspirée des modèles de subcrétion et de diapirisme-sagduction.

Quoiqu'il en soit, les modèles diapiriques (transferts verticaux de matière dans la lithosphère) ne sont évidemment pas incompatibles avec l'existence de subduction durant l'Archéen (Van Kranendonk, 2010; François *et al.*, 2014). En effet, de tels dômes gneissiques diapiriques ont été documentés à la racine d'arcs magmatiques phanérozoïques en contexte supra-subduction (par exemple, le Fjordland de Nouvelle-Zélande; (Klepeis *et al.*, 2016)). Cependant, l'absence de séquences supracrustales associées aux lithologies infracrustales exposées dans ces dômes gneissiques est une différence fondamentale avec les analogues archéens, où les dômes de TTG sont toujours associés à des séquences supracrustales (présence de sédiments, de basaltes en coussins, etc.). Les travaux de Sizova *et al.*, (2010, 2014) s'intéressent aux conditions de température et de densité requises pour que la subduction ait été possible sur une

Terre archéenne; il semble que des formes variables de subduction (intermittentes, à faible inclinaison, subcrétion etc.) aient pu coexister avec une tectonique terrestre dominée par des échanges essentiellement verticaux de matière crustale pour une gamme relativement large de conditions de température, typiquement jusqu'à une température moyenne du manteau supérieur dépassant de ca. 200°C les températures actuelles. Selon Sizova *et al.* (2010), une fois dépassé ce seuil de 200°C, la subduction n'est mécaniquement plus possible en raison du manque de rigidité et d'une flottabilité accrue de la lithosphère. Un de ces scénarios thermiques, désignée comme de la subcrétion, est envisagé dans un modèle proposé par Bédard (2018) pour la Province du Supérieur Est (Figure 8.5b), pour lequel les déplacements horizontaux générés par la poussée mantelliques sur les racines lithosphériques de la proto-lithosphère continentale auraient entrainé l'accrétion (i.e. subcrétion) des différentes sous-provinces du Supérieur, notamment du Pontiac sous l'Abitibi, ce qui pourrait expliquer le raccourcissement N-S à l'origine de l'orogénie Kénoréenne.

8.4 Perspectives et développements

Ce travail a mis en évidence le rôle dynamique joué par les dômes de TTG dans la structuration de la croûte archéenne en Abitibi. Ces granitoïdes représentent la majeure partie des cratons archéens (50% dans la sous-province de l'Abitibi, Figure. 3.4, et jusqu'à 90% dans les sous-provinces plutoniques du Supérieur), mais demeurent relativement peu étudiés en raison de leur relative stérilité en termes de minéralisations métallifères et au rôle passif qui leur est généralement attribué dans l'évolution géologique de la région (Lacroix, 1998, Chown, 2002). Plusieurs axes de recherche peuvent cependant être envisagés afin de compléter nos connaissances sur ces objets géologiques complexes.

Le premier axe de recherche concerne les populations de zircons hérités contenues dans les différentes générations de TTG. Ces zircons hérités constituent les derniers témoins de cycles volcano-plutoniques anciens, ayant probablement débuté aux alentours de 2870 Ma. L'absence quasi-complète de lithologies-sources pour ces zircons pourrait être le résultat de l'alternance de plusieurs cycles magmatiques et du recyclage crustal relié à la mise en place de cellule de convection sub-lithosphérique. Le refroidissement séculaire de la Terre, favorisant ce système convectif, se serait figé lorsque le seuil rhéologique et thermique n'aurait plus été atteint. Ainsi, la configuration actuelle de la croûte abitibienne constituerait un instantané du système une fois franchi le seuil critique permettant de maintenir l'activité géologique du système. Les zircons hérités contenus dans ces lithologies ont donc enregistré des informations critiques sur les conditions thermodynamiques au sein desquelles ils ont cristallisé (température de

crystallisation des magmas, composition isotopique de l'oxygène, contenu en éléments traces et terres rares), ce qui pourraient conduire à un nouvel éclairage des stades précoces de formation crustale en Abitibi, de la même façon que les zircons de Jack Hills (Fu *et al.*, 2008; Harrison *et al.*, 2008; Ushikubo *et al.*, 2008; Valley *et al.*, 2002; Wilde *et al.*, 2001) ont permis de préciser certaines caractéristiques de la Terre Primitive préservé dans le craton du Yilgarn.

Le deuxième axe de recherche s'articule autour de la compréhension des mécanismes de convection crustale dans les complexes intrusifs archéens. Complexes et parfois équivoques, notamment dans les domaines crustaux caractérisés par plusieurs phases de déformation successives, l'étude de ces processus nécessite la mise en œuvre de méthodes analytiques permettant d'établir des liens robustes entre structure, métamorphisme et géochronologie. C'est à l'aide de techniques comme la datation Lu-Hf sur grenat, ou bien le couplage entre géochronologie U-Pb et teneurs en REE sur titanites et zircons, que l'on peut espérer déterminer les liens entre l'âge des minéraux et leurs conditions P-T de formation et ainsi développer une meilleure compréhension des terrains archéens.

Enfin, le dernier axe de recherche que l'on peut proposer consiste à réévaluer les modèles de prospection pour les gisements métallifères archéens à la lumière des résultats mis en avant dans cette étude et d'autres du même type (Gapais *et al.*, 2014; Thébaud et Rey, 2013). La non-unicité des phénomènes géodynamiques à l'origine de la formation de la croûte archéenne implique de réfléchir aux nouvelles possibilités offertes par des modèles combinant verticalisme et horizontalisme (Lin et Beakhouse, 2013; Lin *et al.*, 2013). La mobilité verticale accrue des ensembles rocheux dans les modèles verticalistes offre des perspectives intéressantes en ce qui concerne la concentration des fluides dans les zones de déformation préférentielles (Gapais *et al.*, 2014; Thébaud et Rey, 2013). Une telle étude nécessiterait idéalement le couplage de méthodes permettant de contraindre la chronologie des événements, les températures des processus impliqués et la nature des fluides à l'origine de la minéralisation. La titanite fournit le candidat idéal : présente dans les roches de composition mafique à felsique, d'origine magmatique, métamorphique ou hydrothermale, permettant le calcul de températures et la caractérisation de son environnement (à travers son contenu en REE et en éléments majeurs), ce minéral représente un outil pertinent pour caractériser précisément de nombreux paramètres nécessaires à la compréhension de la formation des gisements métalliques dans des environnements géologiques divers (Fu *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2010; Xie *et al.*, 2019).

CONCLUSION

Ce travail de thèse s'est inscrit dans le cadre du débat sur les modèles tectoniques, uniformitaires ou pas, proposés pour expliquer les processus géologiques à l'origine de l'édification de la croûte terrestre à l'Archéen. Le Complexe d'Attic, dans la région de Lebel-sur-Quévillon en Abitibi, a été choisi en raison de la présence de structures typiques en dômes et bassins, et d'un grade métamorphique régional élevé (faciès Amphibolite à Amphibolite supérieur), cohérent avec la présence à l'affleurement d'une portion de croûte profonde, essentiellement représentée par des intrusions de type TTG.

L'étude s'est articulée autour de trois thématiques, (1) la caractérisation structurale et métamorphiques des ensembles rocheux qui composent le Complexe d'Attic et leur agencement dans le temps, (2) la détermination du rôle des processus gravitaires diapiriques dans la structuration de la croûte archéenne qui compose le Complexe d'Attic, et (3) la démonstration de l'existence probable d'un socle cristallin commun pour les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatca, tel que suggéré par de précédents travaux (Benn et Moyen, 2008 ; Daoudene *et al.*, 2014).

Plusieurs outils et méthodes de travail ont été mis en œuvre pour recueillir des données qualitatives et quantitatives nécessaires pour vérifier les différentes hypothèses, notamment, (1) un travail de cartographie géologique détaillée ; (2) des analyses géochimiques sur roche totale ; (3) des analyses au microscope électronique à balayage et à la microsonde électronique dans des assemblages métamorphiques à grenat-amphibole-plagioclase-quartz ; (4) des analyses U-Pb LA-ICP-MS et TIMS sur grains de zircon et titanite ; (5) des analyses LA-ICP-MS des éléments traces et de terres rares des zircons et titanites datés, et (6) des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole.

L'étude structurale du Complexe d'Attic a permis de tester différents modèles proposés dans la littérature (plissement superposé, plis en fourreau mégascopique, cœur métamorphique, diapirisme) pour expliquer la formation et la mise en place des dômes gneissiques qui constituent le Complexe d'Attic. Les données structurales se sont révélées être plus compatibles avec le modèle de mise en place par diapirisme. L'étude métamorphique menée sur les échantillons appartenant aux deux principaux ensembles lithologiques du Complexe d'Attic (TTG et roches volcaniques mafiques) démontre

que les roches appartenant aux dômes de TTG ont enregistré un trajet métamorphique essentiellement rétrograde alors que les assemblages sus-jacents de roches volcaniques enregistrent plutôt un trajet prograde, ce qui est cohérent avec les prévisions des modèles diapiriques (François *et al.*, 2014 ; Sizova *et al.*, 2017). L'étude géochronologique a mis en lumière un décalage temporel d'environ 20 Ma entre deux épisodes de migmatitisation affectant, respectivement, les TTG de la partie centrale du batholithe de Josselin et les roches volcaniques du corridor de déformation de la Rivière Kiask, ce qui est également compatible avec une hypothèse de la mise en place par diapirisme des dômes de TTG et de sagduction de leur enveloppe de roches volcaniques. Les datations U-Pb sur zircons ont permis de mettre en évidence des populations distinctes de zircons hérités, correspondant précisément aux âges des lithologies intrusives documentées dans la sous-province de l'Opatica, renforçant l'idée que l'Abitibi et l'Opatica constituent un seul et même bloc crustal exposant différents niveaux structuraux. Par ailleurs la correspondance de populations d'âges hérités équivalents dans des roches volcaniques et TTG adjacents proscrit une origine allochtone des roches volcaniques sur les TTG. Les âges U-Pb sur titanite et les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende ont livré des pics de populations identiques, soulignant le caractère pulsatif des événements thermiques (intrusions profondes, circulations hydrothermales) ayant affecté le Complexe d'Attic entre ~ 2690 Ma et ~ 2560 Ma, ces populations d'âges correspondant également à des événements documentés dans l'Opatica.

Les résultats et interprétations présentés dans cette thèse mettent en lumière trois principaux axes de recherche qui permettraient d'approfondir notre compréhension des systèmes archéens. Premièrement, la multiplication d'études similaires à ce travail, incluant géologie structurale, métamorphisme et géochronologie sur de potentiels analogues au Complexe d'Attic dans la Province du Supérieur permettrait d'estimer avec plus de justesse la place qu'occupent les phénomènes diapiriques dans la construction de la croûte à l'Archéen dans le Bouclier Canadien. Deuxièmement, une étude systématique et détaillée des zircons hérités, omniprésents dans les lithologies du Complexe d'Attic, permettraient de caractériser les conditions P-T qui régnaient durant les cycles précoces de la construction du Supérieur et de préciser leur durée ($\sim 3-2.9$ Ga et $2.87-2.77$ Ga). Enfin, l'intégration des modèles de diapirisme, couplée à l'utilisation de minéraux tels que la titanite, permettant de dater le métamorphisme, d'estimer de façon robuste les températures de cristallisation ([Zr] dans la titanite), de caractériser la cristallisation contemporaine d'autres phases minérales et la nature des fluides minéralisateurs (concentrations en éléments majeurs et en éléments traces des titanites) pourraient constituer un apport significatif pour la génération de cibles d'exploration dans ce type de terrains archéens.

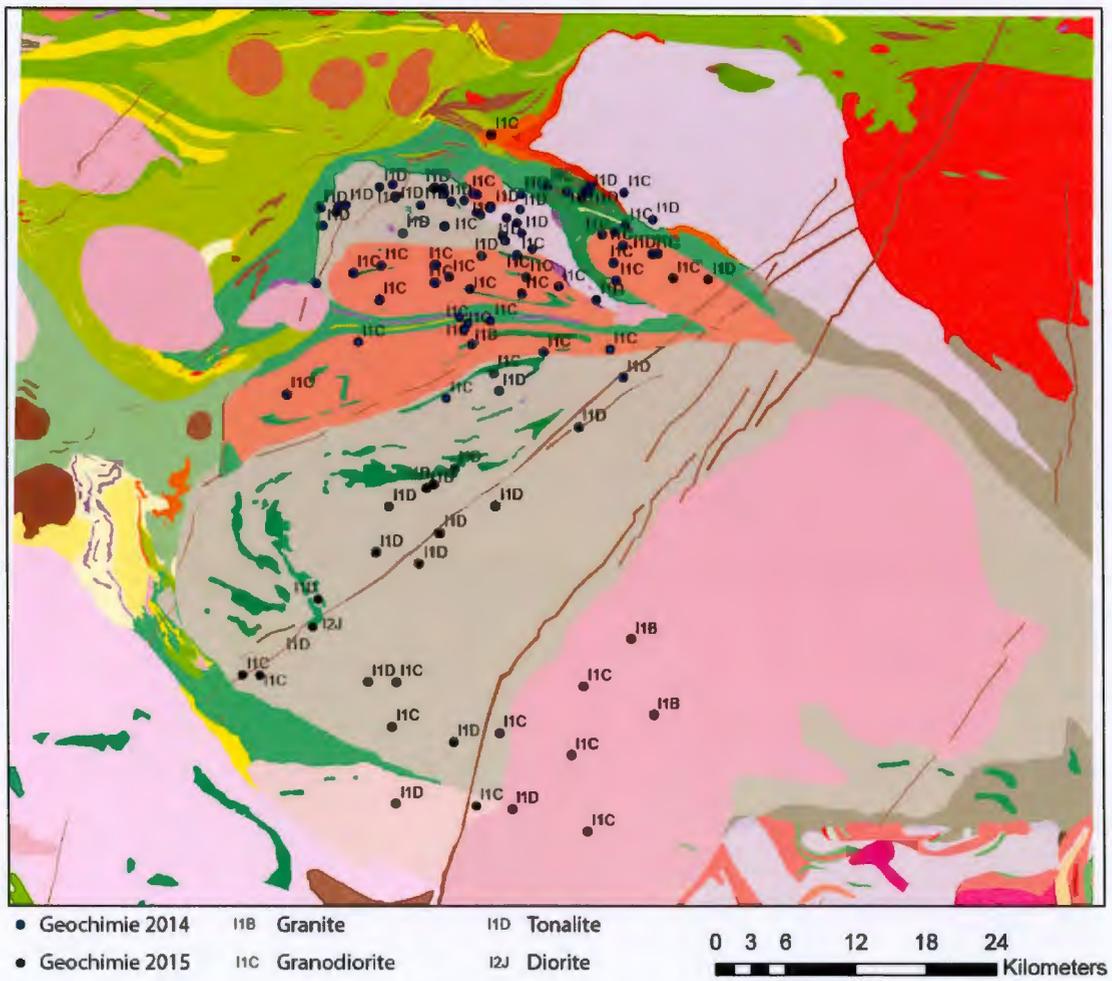
ANNEXE A

GÉOLOGIE DU COMPLEXE D'ATTIC

Voir la carte géologique fournie avec le manuscrit.

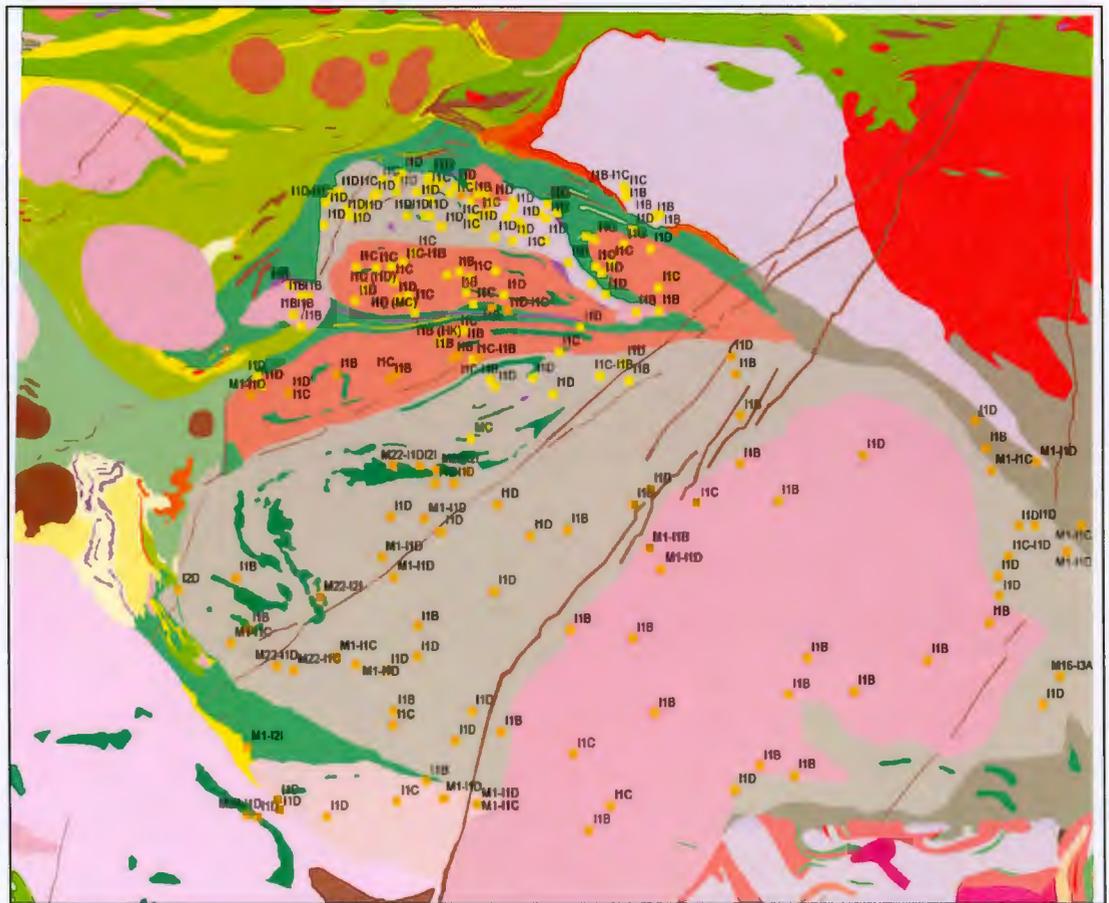
ANNEXE B

CARTE DE LOCALISATION DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES SUR ROCHE TOTALE



ANNEXE C

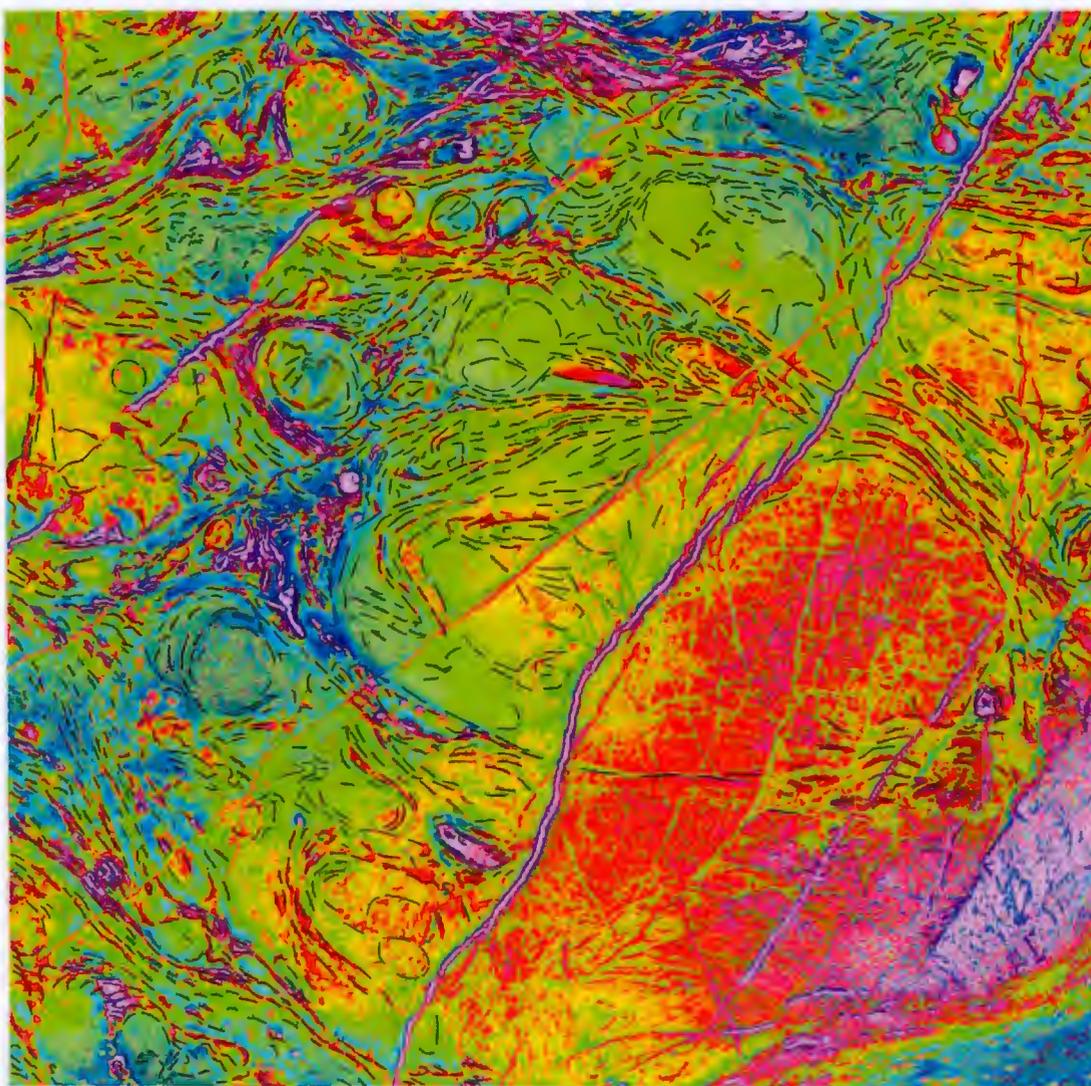
CARTE DE LOCALISATION DES COLORATIONS



■ Coloration 2014	M1	Gneiss	I1D	Tonalite	0 3 6 12 18 24 Kilometers
■ Coloration 2015	M22	Migmatite	Q2	Diorite quartzifère	
	I1B	Granite	I2J	Diorite	
	I1C	Granodiorite			

ANNEXE D

ANALYSE LINÉAMENTAIRE



Les linéaments magnétiques ont été réhaussés en noir pour faire ressortir les structures principales. On note une bonne correspondance avec la carte géologique. Les hauts magnétiques sont en rose et les bas magnétiques en bleu.

BIBLIOGRAPHIE

- Abbott, D., Burgess, L., Longhi, J. et Smith, W. (1994). An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99(13), 835-813.
- Afonso, J. C. et Ranalli, G. (2004). Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics*, 394(3-4), 221-232.
- Alexandrov, P., Ruffet, G. et Cheilletz, A. (2002). Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(10), 1793-1807.
- Allègre, C. (2005). Géologie isotopique.
- Amato, J. M., Wright, J. E., Gans, P. B. et Miller, E. L. (1994). Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska. *Tectonics*, 13(3), 515-527.
- Anderson, D. L. (1981). Plate tectonics on Venus. *Geophysical Research Letters*, 8(4), 309-311.
- Anglin, C., Jonasson, I. et Franklin, J. (1996). Sm-Nd dating of scheelite and tourmaline; implications for the genesis of Archean gold deposits, Val d'Or, Canada. *Economic Geology*, 91(8), 1372-1382.

- Anhaeusser, C. R. et Robb, L. J. (1980). Regional and detailed field and geochemical studies of Archean trondhjemitic gneisses, migmatites and greenstone xenoliths in the southern part of the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research*, 11(3-4), 373-397.
- Arndt, N. T. (1994). Archean komatiites. *Developments in Precambrian Geology*, 11, 11-44.
- Arndt, N. T. (2013). The formation and evolution of the continental crust. *Geochemical Perspectives*, 2(3), 405-405.
- Artemieva, I. M. (2006). Global 1× 1 thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416(1-4), 245-277.
- Artemieva, I. M. (2009). The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos*, 109(1-2), 23-46.
- Auger, P. E. et Longley, W. W. (1939). *Région de la rivière Laflamme inférieure, territoire d'Abitibi, Québec*. RG 002.
- Ayer, J. (2005). *Overview of results from the greenstone architecture project: discover Abitibi initiative* Ontario Geological Survey.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K. et Trowell, N. (2002). Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*, 115(1), 63-95.
- Bailey, R. (2006). Crustal ductility and early continental tectonophysics. *Archean Geodynamics and Environments*, 115-130.

- Bandyayera, D., Daigneault, R. et Sharma, K. (2003). *Géologie de la région du lac de la Ligne (32F01), Abitibi, Québec*. RG 2002-12.
- Bandyayera, D., Rhéaume, P., Doyon, J. et Sharma, K. (2004). *Géologie de la région du lac Hébert (32G/03)*. *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune*, RG2003-07.
- Barker, F. et Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(10), 596-600.
- Beakhouse, G. (2011). The Abitibi subprovince plutonic record: Tectonic and metallogenic implications: Ontario Geological Survey. *Open File Report*, 6268, 161.
- Bédard, Brouillette, P., Madore, L. et Berclaz, A. (2003). Archean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian Research*, 127(1), 61-87.
- Bédard, J. H. (2003). Evidence for Regional-Scale, Pluton-Driven, High-Grade Metamorphism in the Archean Minto Block, Northern Superior Province, Canada. *The Journal of geology*, 111(2), 183-205.
- Bédard, J. H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(5), 1188-1214.
- Bédard, J. H. (2010). Parental magmas of Grenville Province massif-type anorthosites, and conjectures about why massif anorthosites are restricted to the Proterozoic. *Geological Society of America Special Papers*, 472, 77-103.

- Bédard, J. H. (2018). Stagnant lids and mantle overturns: implications for Archean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers*, 9(1), 19-49.
- Bédard, J. H., Harris, L. B. et Thurston, P. C. (2012). The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, 229, 20-48.
- Benn, K. (2006). Tectonic delamination of the lower crust during Late Archean collision of the Abitibi–Opatica and Pontiac Terranes, Superior Province, Canada. *Archean Geodynamics and Environments*, 267-282.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M. R. et Gillett, J. (1994). Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(2), 271-281.
- Benn, K. et Moyen, J.-F. (2008). The Late Archean Abitibi-Opatica terrane, Superior Province : A modified oceanic plateau. *The Geological Society of America*, 440.
- Benn, K., Sawyer, E. W. et Bouchez, J.-L. (1992). Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11), 2429-2444.
- Bickle, M., Bettenay, L., Boulter, C., Groves, D. et Morant, P. (1980). Horizontal tectonic interaction of an Archean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology*, 8(11), 525-529.
- Birkett, T., Moorhead, J., Girard, R. et Marchildon, N. (1992). *Carte géologique de la province de Grenville à l'est de l'axe Louvicourt-Val-d'Or-Senneterre*. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.

- Black, L., Kamo, S., Allen, C., Davis, D., Aleinikoff, J., Valley, J., Williams, I. (2004). Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2), 115-140.
- Bleeker, W. (2002). Archaean tectonics: a review, with illustrations from the Slave craton. *Geological Society, London, Special Publications*, 199(1), 151-181.
- Boily, M. et Dion, C. (2002). Geochemistry of boninite-type volcanic rocks in the Frotet-Evans greenstone belt, Opatica subprovince, Quebec: implications for the evolution of Archaean greenstone belts. *Precambrian Research*, 115(1), 349-371.
- Bonin, B. (2012). Extra-terrestrial igneous granites and related rocks: A review of their occurrence and petrogenesis. *Lithos*, 153, 3-24.
- Bonin, B., Bébien, J. et Masson, P. (2002). Granite: A planetary point of view. *Gondwana Research*, 5(2), 261-273.
- Bosse, V., Féraud, G., Balleve, M., Peucat, J.-J. et Corsini, M. (2005). Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chemical Geology*, 220(1-2), 21-45.
- Bouhallier, H., Chardon, D. et Choukroune, P. (1995). Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: The Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1), 57-75.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. et Ballèvre, M. (1993). Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Research*, 63(1-2), 43-58.

- Bourne, J. et Danis, D. (1987). A proposed model for the formation of reversely zoned plutons based on a study of the Lacorne Complex, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(12), 2506-2520.
- Bouvier, L. C., Costa, M. M., Connelly, J. N., Jensen, N. K., Wielandt, D., Storey, M., . . . Bellucci, J. J. (2018). Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature*, 558(7711), 586.
- Bowring, S., Housh, T. et Isachsen, C. (1990). The Acasta gneisses: remnant of Earth's early crust. *Origin of the Earth*, 319-343.
- Bowring, S., Williams, I. et Compston, W. (1989). 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada. *Geology*, 17(11), 971-975.
- Brereton, N. (1970). Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *Earth and Planetary Science Letters*, 8(6), 427-433.
- Brown, M. (2014). The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, 5(4), 553-569.
- Brown, R. L. et Read, P. B. (1983). Shuswap terrane of British Columbia: A Mesozoic "core complex". *Geology*, 11(3), 164-168.
- Brun, J.-P. (1983a). Isotropic points and lines in strain fields. Dans *Strain Patterns in Rocks* (p. 321-327). Elsevier.
- Brun, J.-P. (1983b). L'origine des domes gneissiques; modeles et tests. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(2), 219-228.

- Brun, J.-P. (2002). Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 355-370.
- Brun, J.-P. et van den Driessche, J. (1994). Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 165(6), 519-530.
- Burov, E. et Yamato, P. (2008). Continental plate collision, P–T–t–z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modelling. *Lithos*, 103(1-2), 178-204.
- Cagnard, F., Barbey, P. et Gapais, D. (2011). Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt. *Precambrian Research*, 187(1), 127-142.
- Cagnard, F., Brun, J. et Gapais, D. (2006a). Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*, 421(1), 145-160.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J. et Ehlers, C. (2006b). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova*, 18(1), 72-78.
- Calvert, A. et Ludden, J. (1999). Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*, 18(3), 412-429.
- Calvert, A., Sawyer, E., Davis, W. et Ludden, J. (1995). Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375(6533), 670.

- Campbell, I., Griffiths, R. et Hill, R. (1989). Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, 339(6227), 697-699.
- Campbell, I. et Hill, R. (1988). A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(1), 11-25.
- Campbell, I. et Taylor, S. (1983). No water, no granites-No oceans, no continents. *Geophysical Research Letters*, 10(11), 1061-1064.
- Campbell, N. et Wood, A. (1906). *The radioactivity of the alkali metals*, vol. 14.
- Card, K. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48(1), 99-156.
- Card, K. et Ciesielski, A. (1986). DNAG# 1. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian shield. *Geoscience Canada*, 13(1).
- Carignan, J., Gariépy, C., Machado, N. et Rive, M. (1993). Pb isotopic geochemistry of granitoids and gneisses from the late Archean Pontiac and Abitibi Subprovinces of Canada. *Chemical Geology*, 106(3-4), 299-315.
- Carlson, R. (2014). Thermal ionization mass spectrometry.
- Castonguay, S. (1999). *Évolution tectonique et géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la zone de Humber interne, Appalaches du sud du Québec: Tectonic evolution and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the internal Humber zone, southern Quebec Appalachians*. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.

- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A. et Féraud, G. (2001). Tectonometamorphic evolution of the southern Québec Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian–Early Devonian exhumation of the internal Humber zone. *Geological Society of America Bulletin*, 113(1), 144-160.
- Chang, Z., Vervoort, J. D., McClelland, W. C. et Knaack, C. (2006). U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(5).
- Chardon, D., Choukroune, P. et Jayananda, M. (1996). Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India). *Journal of Structural Geology*, 18(8), 991-1004.
- Chardon, D., Choukroune, P. et Jayananda, M. (1998). Sinking of the Dharwar basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Research*, 91(1), 15-39.
- Chardon, D., Gapais, D. et Cagnard, F. (2009, 12 March 2009). Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, 477, 105-118.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G. et Bouillin, J. (1999). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian–Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 306(1), 97-116.
- Cherniak, D. J. (1993). Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chemical Geology*, 110(1-3), 177-194.
- Cherniak, D. J. et Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1-2), 5-24.

- Cherniak, D. J. et Watson, E. B. (2003). Diffusion in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 113-143.
- Choukroune, P. (1995). *Déformations et déplacements dans la croûte terrestre* Masson.
- Choukroune, P., Bouhallier, H. et Arndt, N. T. (1995). Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. *Geological Society, London, Special Publications*, 95(1), 67-86.
- Chown, E., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. (1992). Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 2211-2225.
- Chown, E., Harrap, R. et Moukhsil, A. (2002). The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*, 115(1), 291-310.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. et Fan, J.-X. (2013). The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.
- Collins, W. J., Van Kranendonk, M. J. et Teyssier, C. (1998a). Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, 20(9), 1405-1424.
- Collins, W. J., Van Kranendonk, M. J. et Teyssier, C. (1998b). Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, 20(9), 1405-1424.
- Coltice, N., Marty, B. et Yokochi, R. (2009). Xenon isotope constraints on the thermal evolution of the early Earth. *Chemical Geology*, 266(1-2), 4-9.

- Colville, P. A., Ernst, W. et Gilbert, M. (1966). Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 51(11-12), 1727-1754.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical geology*, 104(1-4), 1-37.
- Corfu, F. (1988). Differential response of U-Pb systems in coexisting accessory minerals, Winnipeg River Subprovince, Canadian Shield: implications for Archean crustal growth and stabilization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3), 312-325.
- Corfu, F. (1993). The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, 88(6), 1323-1340.
- Corfu, F. et Andrews, A. (1987). Geochronological constraints on the timing of magmatism, deformation, and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(7), 1302-1320.
- Corfu, F. et Ayres, L. (1991). Unscrambling the stratigraphy of an Archean greenstone belt; a U-Pb geochronological study of the Favourable Lake belt, northwestern Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 50(3-4), 201-220.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. et Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Corfu, F., Heaman, L. et Rogers, G. (1994). Polymetamorphic evolution of the Lewisian Complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(3), 215-228.

- Corfu, F. et Noble, S. R. (1992). Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 2081-2097.
- Corfu, F. et Stone, D. (1998). The significance of titanite and apatite U-Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(17), 2979-2995.
- Cruden, A. (1991). *Syntectonic plutons in the Larder Lake-Cadillac Deformation Zone: implications for the timing of late Archean deformation in the SW Abitibi belt*, vol. 25.
- Cruz-Uribe, A. M., Feineman, M. D., Zack, T. et Jacob, D. E. (2018). Assessing trace element (dis) equilibrium and the application of single element thermometers in metamorphic rocks. *Lithos*, 314, 1-15.
- Cumming, G. et Richards, J. (1975). Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(2), 155-171.
- Dahl, P. S. (1996). The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(19), 3687-3700.
- Daigneault, R. (1990). Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de deformation de la sous—province de l’Abitibi. *The northwestern Quebec polymetallic belt*. Edited by M. Rive, P. Verpaeslt, Y. Gagnon, JM Lulin, G. Riverin. and A. Simard. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special*, 43, 43-64.

Daigneault, R., Mueller, W. et Chown, E. (2002). Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, 115, 261-290.

Daigneault, R., Mueller, W. et Chown, E. (2004). Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Developments in Precambrian Geology*, 12, 88-103.

Daigneault, R. et Proulx, M. (1991). The Cameron deformation zone, a major southeast trending dextral discontinuity in the Abitibi greenstone belt, Québec. *Association Géologique du Canada, Programme avec résumé*, 16, A28.

Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G. (1990). Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(12), 1714-1736.

Dalrymple, G. B. et Lanphere, M. A. (1969). Potassium-argon dating: Principles, techniques and applications to geochronology. Dans (*Freeman*) *San Francisco, California* (p. 258-258).

Daoudene, Y., Tremblay, A., Ruffet, G. et Leclerc, F. (2014). *Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec, Canada : apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques*. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec. MB 2014-04, 57p.

David, J., Davis, D., Dion, C., Goutier, J., Legault, M. et Roy, P. (2007). Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005–2006. *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec*, 2007-2001.

David, J., Laurent, G., Berclaz, A., Maurice, C., Parent, M., Francis, D. et Ross, S. (2004). *Geology and Geochronology of the Nuvvuagittuq Supracrustal Sequence : an*

Example of Paleoproterozoic Crust (ca. 3.8 Ga) in the Northeastern Superior Province. *American Geophysical Union*, 85(17).

David, J., Parent, M., Stevenson, R., Nadeau, P. et Godin, L. (2003). *La séquence supracrustale de Porpoise Cove, région d'Inukjuak; un exemple unique de croûte paléoproterozoïque (ca.3,8 Ga) dans la Province du Supérieur*. (2002 Ministère des Ressources Naturelles, Québec n° DV 2002-10:17.

David, J., Parent, M., Stevenson, R., Nadeau, P. et Godin, L. (2003). The Porpoise Cove supracrustal sequence, Inukjuak area: a unique example of Paleoproterozoic crust (ca. 3.8 Ga) in the Superior Province. *Geological Association of Canada*, 28.

Davies, J. H. et Davies, D. R. (2010). Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1(1), 5-24.

Davies, J. H. et von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 85-102.

Davis, D. (2002). U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, 115(1-4), 97-117.

Davis, D., David, J., Dion, C., Goutier, J., Bandyayera, D., Rhéaume, P. et Roy, P. (2005). Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de terrain et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec*.

Davis, D., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., . . . Dion, C. (2014). *Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012* Énergie et ressources naturelles Québec.

- Davis, D. W. (2019, 2019). Rapport sur la datation U-Pb des roches du Québec 2018-19 Projets Lac Cadieux et Lac Watts., 106.
- Davis, W., Lacroix, S., Gariépy, C. et Machado, N. (2000). Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 117-133.
- Davis, W., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E. et Benn, K. (1995). U-Pb geochronology of the Opatika tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(2), 113-127.
- de Wit, M. J. (1982). Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *Journal of Structural Geology*, 4(2), 117-136.
- de Wit, M. J. et Hart, R. A. (1993). Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, 30(3), 309-335.
- Defant, M. J. et Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *nature*, 347(6294), 662.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. (1983a). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(9), 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. (1983b). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(9), 1374-1388.

- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19(9), 1729-1758.
- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A. et Rocheleau, M. (1986). Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Geologische Rundschau*, 75(3), 715-736.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Boivin, P., Larouche, M. et Côté, R. (1974). Stratigraphic and tectonic work on the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Timiskaming. *Ministère des Richesses naturelles, Québec, Canada, DP-246*, 43.
- Dixon, J. M. (1975). Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28(1), 89-124.
- Dixon, J. M. et Summers, J. (1983). Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged. models of inter-diapir synclines. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(12), 1843-1861.
- Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259-274.
- Drummond, M. S. et Defant, M. J. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21503-21521.
- Ducharme, Y., Stevenson, R. K. et Machado, N. (1997). Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(8), 1059-1071.

- Dumond, G., McLean, N., Williams, M. L., Jercinovic, M. J. et Bowring, S. A. (2008). High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology*, 254(3-4), 175-196.
- Dunlap, W. (1997). Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology*, 143(3-4), 181-203.
- Essex, R. M. et Gromet, L. P. (2000). U-Pb dating of prograde and retrograde titanite growth during the Scandian orogeny. *Geology*, 28(5), 419-422.
- Faure, S. (2015). *Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métamorphiques en Abitibi*. Rapport, Projet CONSOREM 2013-03. 52p.
- Feng, R. et Kerrich, R. (1990). Geobarometry, differential block movements, and crustal structure of the southwestern Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 18(9), 870-873.
- Feng, R. et Kerrich, R. (1991). Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(11), 3437-3441.
- Feng, R., Machado, N. et Ludden, J. (1993). Lead geochronology of zircon by LaserProbe-Inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(14), 3479-3486.
- Ferry, J. et Watson, E. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429-437.

- Fisher, C. M., Longerich, H. P., Jackson, S. E. et Hanchar, J. M. (2010). Data acquisition and calculation of U–Pb isotopic analyses using laser ablation (single collector) inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 25(12), 1905-1920.
- Fleck, R. J., Sutter, J. F. et Elliot, D. H. (1977). Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(1), 15-32.
- Foland, K., Hubacher, F. et Arehart, G. B. (1992). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of very fine-grained samples: An encapsulated-vial procedure to overcome the problem of ^{39}Ar recoil loss. *Chemical Geology*, 102(1-4), 269-276.
- Foley, S., Tiepolo, M. et Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417(6891), 837.
- Fontaine, A. (2019). *Géologie des minéralisations aurifères de la mine Éléonore, Eeyou Istchee Baie-James, province du Supérieur, Québec, Canada*. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Fortier, S. M. et Gilletti, B. J. (1989). An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals. *Science*, 245(4925), 1481-1484.
- Fountain, D. M. et Salisbury, M. H. (1981). Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology, and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 263-277.
- François, C., Philippot, P., Rey, P. et Rubatto, D. (2014). Burial and exhumation during Archean sagduction in the east Pilbara granite-greenstone terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 235-251.

- Fryer, B. J., Jackson, S. E. et Longerich, H. P. (1995). The design, operation and role of the laser-ablation microprobe coupled with an inductively coupled plasma; mass spectrometer (LAM-ICP-MS) in the earth sciences. *The Canadian Mineralogist*, 33(2), 303-312.
- Fu, B., Page, F. Z., Cavosie, A. J., Fournelle, J., Kita, N. T., Lackey, J. S., . . . Valley, J. W. (2008). Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(2), 197-215.
- Fu, Y., Sun, X., Hollings, P., Li, D. et Yang, T. (2018). Geochronology and trace element geochemistry of titanite in the Machangqing Cu-Mo-dominated polymetallic deposit, Yunnan Province, southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 158, 398-414.
- Gao, X.-Y., Zheng, Y.-F., Chen, Y.-X. et Guo, J. (2012). Geochemical and U-Pb age constraints on the occurrence of polygenetic titanites in UHP metagranite in the Dabie orogen. *Lithos*, 136, 93-108.
- Gapais, D., Jaguin, J., Cagnard, F. et Boulvais, P. (2014). Pop-down tectonics, fluid channelling and ore deposits within ancient hot orogens. *Tectonophysics*, 618, 102-106.
- Garber, J., Hacker, B., Kylander-Clark, A., Stearns, M. et Seward, G. (2017). Controls on trace element uptake in metamorphic titanite: implications for petrochronology. *Journal of Petrology*, 58(6), 1031-1057.
- Gariépy, C., Allègre, C. J. et Lajoie, J. (1984). U-Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(11), 1296-1304.

- Gehrels, G. E., Valencia, V. A. et Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Gervais, F., Nadeau, L., Malo, M., Whitney, D., Teyssier, C. et Siddoway, C. (2004). Migmatitic structures and solid-state diapirism in orthogneiss domes, eastern Grenville Province, Canada. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 359-378.
- Getty, S. R. et Gromet, L. P. (1992). Geochronological constraints on ductile deformation, crustal extension, and doming about a basement-cover boundary, New England Appalachians. *American Journal of Science*, 292(6), 359-397.
- Goodwin, A. et Ridler, R. (1970). The Abitibi orogenic belt. Dans *Basins and geosynclines of the Canadian shield* (vol. 70, p. 1-30).
- Gordon, S. M., Bowring, S. A., Whitney, D. L., Miller, R. B. et McLean, N. (2010). Time scales of metamorphism, deformation, and crustal melting in a continental arc, North Cascades USA. *Bulletin*, 122(7-8), 1308-1330.
- Gorman, B., Pearce, T. et Birkett, T. (1978, 1978-01-01). Structure of Archean Greenstone Belts. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 6(1), 23-41. doi: 10.1016/0301-9268(78)90053-0
- Goscombe, B. (1991). Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia. *Journal of Structural Geology*, 13(3), 299-318.
- Götze, J. et Kempe, U. (2009). Physical principles of cathodoluminescence (CL) and its applications in geosciences. Dans *Cathodoluminescence and its Application in the Planetary Sciences* (p. 1-22). Springer.

- Goutier, J. (1997). *Géologie de la région de Destor:(32D/07-200-0201)* Le Service, Ministère de l'énergie et des ressources.
- Goutier, J. (2005). *Géologie de la région de la Baie Ramsey (32F14)*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 2005-03, 56p.
- Goutier, J. (2006). *Géologie de la région du lac au Goéland (32F/15)* Ressources naturelles et Faune, Québec.
- Goutier, J. et Melançon, M. (2007). *Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire)* Ressources naturelles et faune Québec.
- Goutier, J., Rhéaume, P. et Davis, D. (2003). *Géologie de la région du Lac Olga (32F14)*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 2003-09, 40p.
- Graham, C. M. et Powell, R. (1984). A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of metamorphic Geology*, 2(1), 13-31.
- Graham, R. B. (1947). *Région du lac Wetetnagami, cantons de Squart, de Moquin et de Labrie, Comté d'Abitibi-Est* RG 029.
- Gray, R. et Pysklywec, R. N. (2010). Geodynamic models of Archean continental collision and the formation of mantle lithosphere keels. *Geophysical Research Letters*, 37(19).
- Green, D. (1975). Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, 3(1), 15-18.

- Green, T. et Pearson, N. (1986). Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chemical Geology*, 55(1-2), 105-119.
- Grove, T., Chatterjee, N., Parman, S. et Médard, E. (2006). The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 74-89.
- Grove, T. et Parman, S. (2004). Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3), 173-187.
- Guillong, M. et Heinrich, C. A. (2007). Sensitivity enhancement in laser ablation ICP-MS using small amounts of hydrogen in the carrier gas. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 22(12), 1488-1494.
- Guillong, M., Horn, I. et Günther, D. (2003). A comparison of 266 nm, 213 nm and 193 nm produced from a single solid state Nd: YAG laser for laser ablation ICP-MS. *Journal of analytical atomic spectrometry*, 18(10), 1224-1230.
- Günther, D., Frischknecht, R., Heinrich, C. A. et Kahlert, H.-J. (1997). Capabilities of an argon fluoride 193 nm excimer laser for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry microanalysis of geological materials. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 12(9), 939-944.
- Günther, D. et Heinrich, C. A. (1999). Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 14(9), 1363-1368.
- Hamilton, W. B. (1998). Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1), 143-179.

- Hamilton, W. B. (2007a). Comment on "A vestige of Earth's oldest ophiolite". *Science*, 318(5851), 746d-746d.
- Hamilton, W. B. (2007b). Driving mechanism and 3-D circulation of plate tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 433, 1-25.
- Hammarstrom, J. M. et Zen, E.-a. (1986). Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Hammouche, H. (2015). *Géologie de la région du lac Cuivillier (32C15), Abitibi Nord-Est*.
- Hanchar, J. et Rudnick, R. (1995). Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*, 36(3-4), 289-303.
- Hanes, J., Archibald, D., Hodgson, C. et Robert, F. (1992). Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada; 40 Ar/39 Ar evidence for a 70-to 100-my-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. *Economic Geology*, 87(7), 1849-1861.
- Hansen, V. L. (2007). .1 Venus: A Thin-Lithosphere Analog for Early Earth? *Developments in Precambrian Geology*, 15, 987-1012.
- Harley, S. et Kelly, N. (2007). The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: an example from the Rauer Islands, East Antarctica. *Chemical Geology*, 241(1), 62-87.
- Harris, L. B. et Bédard, J. H. (2014). Crustal evolution and deformation in a non-plate-tectonic Archean Earth: Comparisons with Venus. Dans *Evolution of Archean Crust and Early Life* (p. 215-291). Springer.

- Harrison, T. M., C  lerier, J., Aikman, A. B., Hermann, J. et Heizler, M. T. (2009). Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 1039-1051.
- Harrison, T. M., Duncan, I. et Mcdougall, I. (1985). Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2461-2468.
- Harrison, T. M., Schmitt, A. K., McCulloch, M. T. et Lovera, O. M. (2008). Early (≥ 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu–Hf, $\delta^{18}\text{O}$, and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(3-4), 476-486.
- Hawkins, D. P. et Bowring, S. A. (1999). U-Pb monazite, xenotime and titanite geochronological constraints on the prograde to post-peak metamorphic thermal history of Paleoproterozoic migmatites from the Grand Canyon, Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(2-3), 150-169.
- Hayden, L. A., Watson, E. B. et Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(4), 529-540.
- Head, J. W., Hurwitz, D., Ivanov, M., Basilevsky, A. et Kumar, P. S. (2008). Geological Mapping of Fortuna Tessera (V-2): Venus and Earth's Archean Process Comparisons.
- Heather, K. B. (2001). *The geological evolution of the Archean Swayze Greenstone Belt, Superior Province, Canada*. University of Keele.
- Hermann, J. et Rubatto, D. (2003). Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(9), 833-852.

Herzberg, C. et Asimow, P. D. (2008). Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(9).

Herzberg, C., Asimow, P. D., Arndt, N., Niu, Y., Lesher, C., Fitton, J., . . . Saunders, A. (2007). Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2).

Herzberg, C. et O'hara, M. (1998). Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. *Earth-Science Reviews*, 44(1-2), 39-79.

Herzberg, C. et Rudnick, R. (2012). Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model. *Lithos*, 149, 4-15.

Hinton, R. et Upton, B. (1991). The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(11), 3287-3302.

Hirata, T. et Nesbitt, R. W. (1995). U-Pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(12), 2491-2500.

Hodgson, C. et Hamilton, J. (1989). Gold mineralization in the Abitibi Greenstone Belt: End-stage result of Archean collisional tectonics. *Econ Geol Monogr*, 6, 86-100.

Hoffman, P. F. et Ranalli, G. (1988). Archean oceanic flake tectonics. *Geophysical Research Letters*, 15(10), 1077-1080.

- Hofmann, A. E., Baker, M. B. et Eiler, J. M. (2014). Sub-micron-scale trace-element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(3), 1057.
- Holmes, A. (1911). The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 85(578), 248-256.
- Horn, I. et Günther, D. (2003). The influence of ablation carrier gasses Ar, He and Ne on the particle size distribution and transport efficiencies of laser ablation-induced aerosols: implications for LA-ICP-MS. *Applied Surface Science*, 207(1-4), 144-157.
- Horstwood, M. (2008). *Data reduction strategies, uncertainty assessment and resolution of LA-(MC-) ICP-MS isotope data* (vol. 40) Mineralogical Association of Canada.
- Horwitz, E. P., Dietz, M. et Chiarizia, R. (1992). The application of novel extraction chromatographic materials to the characterization of radioactive waste solutions. *Journal of Radioanalytical and nuclear chemistry*, 161(2), 575-583.
- Horwitz, E. P., Dietz, M. L., Chiarizia, R., Diamond, H., Maxwell III, S. L. et Nelson, M. R. (1995). Separation and preconcentration of actinides by extraction chromatography using a supported liquid anion exchanger: application to the characterization of high-level nuclear waste solutions. *Analytica Chimica Acta*, 310(1), 63-78.
- Hoskin, P. W. (2005). Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3), 637-648.

- Hoskin, P. W. et Black, L. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of metamorphic Geology*, 18(4), 423-439.
- Hoskin, P. W. et Ireland, T. R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28(7), 627-630.
- Hoskin, P. W., Kinny, P. et Wyborn, D. (1998). Chemistry of hydrothermal zircon: investigating timing and nature of water-rock interaction. *Water-rock interaction*, 9, 545-548.
- Hoskin, P. W. et Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Hubert, C., Trudel, P. et Gélinas, L. (1984). Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(9), 1024-1032.
- Isacks, B., Oliver, J. et Sykes, L. R. (1968). Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73(18), 5855-5899.
- Isnard, H. et Gariépy, C. (2004). Sm-Nd, Lu-Hf and Pb-Pb signatures of gneisses and granitoids from the La Grande belt: extent of late Archean crustal recycling in the northeastern Superior Province, Canada. *Geochimica et cosmochimica acta*, 68(5), 1099-1113.
- Jackson, S. E., Pearson, N., Griffin, W. et Belousova, E. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2), 47-69.

- Jackson, S. et Fyon, J. (1991). The western Abitibi subprovince in Ontario. *Geology of Ontario. Edited by PC Thurston, HR Williams, RH Sutcliffe, and GM Stott. Ontario Geological Survey, Special, 4(Part 1)*, 405-484.
- Jackson, S., Sutcliffe, R., Ludden, J., Hubert, C., Green, A., Milkereit, B., . . . Verpaelst, P. (1990). Southern Abitibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology*, 18(11), 1086-1090.
- Jackson, S., Fyon, J. A. et Corfu, F. (1994). Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. *Precambrian Research*, 65(1-4), 183-205.
- Jager, E., Niggli, E. et Wenk, E. (1967). *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen* Kummerly & Frey.
- Jahn, B.-M., Auvray, B., Blais, S., Capdevila, R., Cornichet, J., Vidal, F. et Hameurt, J. (1980). Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *Journal of Petrology*, 21(2), 201-244.
- Jahn, B.-M., Glikson, A., Peucat, J. et Hickman, A. (1981). REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(9), 1633-1652.
- Jaupart, C., Labrosse, S. et Mareschal, J. (2007). Temperatures, heat and energy in the mantle of the Earth. *Treatise on geophysics*, 7, 253-303.
- Jébrak, M., LeQuentrec, M. F., Mareschal, J.-C. et Blais, D. (1991). A gravity survey across the Bourlamaque massif, southeastern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada: the relationship between the geometry of tonalite plutons and associated gold mineralization. *Precambrian Research*, 50(3-4), 261-268.

- Johnson, T. E., Brown, M., Goodenough, K. M., Clark, C., Kinny, P. D. et White, R. W. (2016). Subduction or sagduction? Ambiguity in constraining the origin of ultramafic–mafic bodies in the Archean crust of NW Scotland. *Precambrian Research*, 283, 89-105.
- Johnson, T. E., Brown, M., Kaus, B. J. et VanTongeren, J. A. (2013). Delamination and recycling of Archean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience*, 7(1), 47.
- Jolivet, L., Nataf, H.-C. et Aubouin, J. (1998). *Géodynamique* Dunod.
- Jolly, W. T. (1978). Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. Dans *Metamorphism in the Canadian Shield* (vol. 78, p. 63-78).
- Jourdan, F. et Renne, P. R. (2007). Age calibration of the Fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K–Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 387-402.
- Jourdan, F., Verati, C. et Féraud, G. (2006). Intercalibration of the Hb3gr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard. *Chemical Geology*, 231(3), 177-189.
- Kamber, B., Blenkinsop, T., Villa, I. M. et Dahl, P. (1995). Proterozoic transpressive deformation in the northern marginal zone, Limpopo belt, Zimbabwe. *The Journal of Geology*, 103(5), 493-508.
- Kelley, K., Plank, T., Newman, S., Stolper, E., Grove, T., Parman, S. et Hauri, E. (2010). Mantle melting as a function of water content beneath the Mariana Arc. *Journal of Petrology*, 51(8), 1711-1738.

- Ketchum, R. A., Donelick, R. A. et Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84(9), 1235-1255.
- Ketchum, J. W., Ayer, J. A., Van Breemen, O., Pearson, N. J. et Becker, J. K. (2008). Pericontinental crustal growth of the southwestern Abitibi subprovince, Canada—U-Pb, Hf, and Nd isotope evidence. *Economic Geology*, 103(6), 1151-1184.
- Klepeis, K. A., Schwartz, J., Stowell, H. et Tulloch, A. (2016). Gneiss domes, vertical and horizontal mass transfer, and the initiation of extension in the hot lower-crustal root of a continental arc, Fiordland, New Zealand. *Lithosphere*, 8(2), 116-140.
- Kloppenburg, A., White, S. et Zegers, T. (2001). Structural evolution of the Warrawoona Greenstone Belt and adjoining granitoid complexes, Pilbara Craton, Australia: implications for Archaean tectonic processes. *Precambrian Research*, 112(1), 107-147.
- Kohn, M. J. (2003). Geochemical zoning in metamorphic minerals. *The Crust*, 3, 229-261.
- Kohn, M. J. (2017). Titanite petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 419-441.
- Kohn, M. J. et Corrie, S. L. (2011). Preserved Zr-temperatures and U–Pb ages in high-grade metamorphic titanite: evidence for a static hot channel in the Himalayan orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(1-2), 136-143.
- Kohn, M. J. et Spear, F. S. (1989). Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+ plagioclase+ quartz. *American Mineralogist*, 74(1-2), 77-84.
- Kohn, M. J. et Spear, F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.

- Korenaga, J. (2006). Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 164, 7.
- Košler, J., Wiedenbeck, M., Wirth, R., Hovorka, J., Sylvester, P. et Míková, J. (2005). Chemical and phase composition of particles produced by laser ablation of silicate glass and zircon—implications for elemental fractionation during ICP-MS analysis. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 20(5), 402-409.
- Krogh, T. (1973). A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(3), 485-494.
- Krogh, T. (1982a). Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(4), 637-649.
- Krogh, T. (1982b). Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(4), 631-635.
- Krogh, T. (1993). High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 119(1-2), 1-18.
- Krogh, T. et Davis, G. (1975). Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. *Carnegie Inst Washington Yrbk*, 74, 619-623.
- Kroslakova, I. et Günther, D. (2007). Elemental fractionation in laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry: evidence for mass load induced matrix effects

in the ICP during ablation of a silicate glass. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 22(1), 51-62.

Lacroix, S., Sawyer, E. et Chown, E. (1998). Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the late Archaean Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, 20(1), 43-59.

Lafrance, B. (2003). *Reconstruction d'un environnement de sulfures massifs volcanogènes déformé: exemple archéen de Normétal, Abitibi* Université du Québec à Chicoutimi.

Lanphere, M. A. et Dalrymple, G. B. (1976). Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 32(2), 141-148.

Lauzière, K. (1989). *Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec* Université du Québec à Chicoutimi.

Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661-3697.

Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63(11-12), 1023-1052.

Lee, J., Hacker, B. R., Dinklage, W. S., Wang, Y., Gans, P., Calvert, A., . . . McClelland, W. (2000). Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 19(5), 872-895.

Lemarchand, J. (2012). Les minéralisations filoniennes aurifères du pluton de Bourlamaque (Val d'Or, Abitibi) : synthèse structurale et apports de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 248pp.

- Li, J.-W., Deng, X.-D., Zhou, M.-F., Liu, Y.-S., Zhao, X.-F. et Guo, J.-L. (2010). Laser ablation ICP-MS titanite U–Th–Pb dating of hydrothermal ore deposits: a case study of the Tonglushan Cu–Fe–Au skarn deposit, SE Hubei Province, China. *Chemical geology*, 270(1-4), 56-67.
- Lin, S. et Beakhouse, G. P. (2013). Synchronous vertical and horizontal tectonism at late stages of Archean cratonization and genesis of Hemlo gold deposit, Superior craton, Ontario, Canada. *Geology*, 41(3), 359-362.
- Lin, S., Parks, J., Heaman, L. M., Simonetti, A. et Corkery, M. T. (2013). Diapirism and sagduction as a mechanism for deposition and burial of “Timiskaming-type” sedimentary sequences, Superior Province: Evidence from detrital zircon geochronology and implications for the Borden Lake conglomerate in the exposed middle to lower crust in the Kapuskasing uplift. *Precambrian Research*, 238, 148-157.
- Lister, G. S. et Baldwin, S. L. (1996). Modelling the effect of arbitrary PTt histories on argon diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh. *Tectonophysics*, 253(1-2), 83-109.
- Longerich, H. P., Günther, D. et Jackson, S. E. (1996). Elemental fractionation in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Fresenius' journal of analytical chemistry*, 355(5-6), 538-542.
- Longley, W. (1946). *Région de Tonnancourt-Holmes, Comté d'Abitibi, Québec*
- Ludden, Hubert, C. et Gariépy, C. (1986). The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123(02), 153-166.

- Ludwig, R. (1992). ISOPLOT a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version 2.57. *US Geol. Surv., Open File Rept.*, 40.
- Lyubetskaya, T. et Korenaga, J. (2007). Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3).
- Maas, R., Kinny, P. D., Williams, I. S., Froude, D. O. et Compston, W. (1992). The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), 1281-1300.
- Macgregor, A. M. (1951). *Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia*, vol. 54.
- Mareschal, J.-C. et Jaupart, C. (2006). Archean thermal regime and stabilization of the cratons. *Archean Geodynamics and Environments*, 164, 61.
- Marshall, D. J. et Mariano, A. N. (1988). *Cathodoluminescence of geological materials* Taylor & Francis.
- Martin, H. (1994). The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. Dans *Developments in Precambrian geology* (vol. 11, p. 205-259). Elsevier.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411-429.
- Martin, H. et Moyen, J.-F. (2002). Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, 30(4), 319-322.

- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R., Moyen, J.-F. et Champion, D. (2004). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048
- Mattauer, M. (1980). *Les déformations des matériaux de l' écorce terrestre* Hermann.
- Mattinson, J. M. (1978). Age, origin, and thermal histories of some plutonic rocks from the Salinian block of California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 67(3), 233-245.
- Mattinson, J. M. (2005). Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220(1), 47-66.
- McCall, G. (2010). New paradigm for the early Earth: did plate tectonics as we know it not operate until the end of the Archean? *Australian Journal of Earth Sciences*, 57(3), 349-355.
- McCulloch, M. T. et Gamble, J. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374.
- McDonough, W. F. et Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- McDougall, I., Mac Dougall, I. et Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method* Oxford University Press on Demand.

- McKenzie, D. P. et Parker, R. L. (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, 1276-1280.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., . . . Gibson, H. (2014). U-Pb geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration. *Economic Geology*, 109(1), 27-59.
- Meldrum, A., Boatner, L., Weber, W. et Ewing, R. (1998). Radiation damage in zircon and monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(14), 2509-2520.
- Merrihue, C. (1965). Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. *Trans Am Geophys Union*, 46, 125.
- Merrihue, C. et Turner, G. (1966). Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71(11), 2852-2857.
- Mezger, K. et Krogstad, E. (1997). Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of metamorphic Geology*, 15(1), 127-140.
- Mezger, K., Rawnsley, C., Bohlen, S. et Hanson, G. (1991). U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. *The Journal of Geology*, 99(3), 415-428.
- Mitchell, J. (1968). The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(7), 781-790.
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P. et Dubé, B. (2017a). *Archean Base and Precious Metal Deposits, Southern Abitibi Greenstone Belt, Canada* Society of Economic Geologists, Incorporated.

- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B. et Frieman, B. M. (2017b). Geology of the Abitibi Greenstone Belt. *Reviews in Economic Geology*, 19, 7-49.
- Montigny, R. (1985). *Méthode classique potassium-argon. Méthode de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications: textes réunis par E. Roth et b. Poty* : Masson.
- Mortensen, J. (1993a). U–Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau–Matagami–Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(1), 11-28.
- Mortensen, J. (1993b). U–Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda–Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(1), 29-41.
- Mortensen, J. et Card, K. (1993). U–Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(9), 1970-1980.
- Moyen, J.-F. (2011). The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123(1-4), 21-36.
- Moyen, J.-F. et Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312-336.
- Moyen, J.-F. et Stevens, G. (2006). Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 164, 149.

- Mueller, Daigneault, R., Mortensen, J. et Chown, E. (1996). Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265(1), 127-150.
- Müller, W., Shelley, M., Miller, P. et Broude, S. (2009). Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24(2), 209-214.
- Murali, A., Parthasarathy, R., Mahadevan, T. et Das, M. S. (1983). Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments—a case study on Indian zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(11), 2047-2052.
- Myers, J. S. et Watkins, K. P. (1985). Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn Block, Western Australia. *Geology*, 13(11), 778-780.
- Nasdala, L., Pidgeon, R. T. et Wolf, D. (1996). Heterogeneous metamictization of zircon on a microscale. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(6), 1091-1097.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T. et Kober, B. (2001). Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(2), 125-144.
- Nédélec, A., Minyem, D. et Barbey, P. (1993). High-P—high-T anatexis of Archaean tonalitic grey gneisses: the Eseka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research*, 62(3), 191-205.
- Newman, F. et Walke, H. (1935). LX. The radioactivity of potassium and rubidium. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 19(128), 767-773.

- Nisbet, Cheadle, M. J., Arndt, N. T. et Bickle, M. J. (1993a). Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*, 30(3), 291-307.
- Nisbet, E., Cheadle, M. J., Arndt, N. T. et Bickle, M. J. (1993b). Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*, 30(3), 291-307.
- Ohnenstetter, D., Cesbron, F., Remond, G., Caruba, R. et Claude, J.-M. (1991). Émissions de cathodoluminescence de deux populations de zircons naturels: tentative d'interprétation. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 313(6), 641-647.
- Olierook, H. K., Taylor, R. J., Erickson, T. M., Clark, C., Reddy, S. M., Kirkland, C. L., . . . Barham, M. (2019). Unravelling complex geologic histories using U–Pb and trace element systematics of titanite. *Chemical Geology*, 504, 105-122.
- Olivo, G. R., Isnard, H., Williams-Jones, A. E. et Gariépy, C. (2007). Pb isotope compositions of pyrite from the C quartz-tourmaline vein of the Siscoe gold deposit, Val d'Or, Quebec: Constraints on the origin and age of the gold mineralization. *Economic Geology*, 102(1), 137-146.
- Palme, H. et O'Neill, H. S. C. (2003). Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on geochemistry*, 2, 568.
- Parman, S., Dann, J., Grove, T. et De Wit, M. (1997). Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 303-323.

- Parrish, R. R. et Krogh, T. E. (1987). Synthesis and purification of ^{205}Pb for U - Pb geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 66(1-2), 103-110.
- Patchett, P. et Tatsumoto, M. (1981). A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75(3), 263-267.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. et Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A. et Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Percival, J. A. (2007). Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. Dans *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (vol. 5, p. 903-928). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication No. 5.
- Percival, J. A. et Helmstaedt, H. (2004). Insights on Archean continent---ocean assembly, western Superior Province, from new structural, geochemical and geochronological observations: introduction and summary. *Precambrian Research*, 132, 209-212.
- Percival, J. A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G. M., Leclair, A. D., Corkery, M. T. et Boily, M. (2012). Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*. Edited by JA Percival, FA Cook, and RM Clowes. Geological Association of Canada Special Paper, 49, 321-378.

- Petrus, J. A. et Kamber, B. S. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270.
- Pidgeon, R., Bosch, D. et Bruguier, O. (1996). Inherited zircon and titanite U · Pb systems in an Archaean syenite from southwestern Australia: implications for U · Pb stability of titanite. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4), 187-198.
- Pisonero, J., Fliegel, D. et Günther, D. (2006). High efficiency aerosol dispersion cell for laser ablation-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 21(9), 922-931.
- Pitra, P., Balleve, M. et Ruffet, G. (2010). Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *Journal of metamorphic Geology*, 28(2), 183-208.
- Polat, A., Hofmann, A. et Rosing, M. T. (2002). Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology*, 184(3), 231-254.
- Poli, S. et Schmidt, M. W. (2002). Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1), 207-235.
- Poulsen, K. H., Borradaile, G. J. et Kehlenbeck, M. M. (1980). An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(10), 1358-1369.
- Powell, W., Carmichael, D. et Hodgson, C. (1995a, 30th December 1994). Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, 787-805.

- Powell, W., Hodgson, C., Hanes, J., Carmichael, D., McBride, S. et Farrar, E. (1995). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(6), 768-786.
- Powell, W., Hodgson, C., Hanes, J., Carmichael, D., McBride, S. et Farrar, E. (1995b). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(6), 768-786.
- Prowatke, S. et Klemme, S. (2005). Effect of melt composition on the partitioning of trace elements between titanite and silicate melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3), 695-709.
- Purdy, J. et Jager, E. (1976). *K-Ar ages on rock forming minerals from Central Alps: Memoire de Padova : XXX.*
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. et Jackson, M. G. (2007). Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, 241(3-4), 177-206.
- Ramberg, H. (1981). *Gravity, deformation and the earth's crust: in theory, experiments and geological application* Academic press.
- Ramsay, J. G. et Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures* (vol. 2) Academic press.
- Ranalli, G. (1997). Rheology of the lithosphere in space and time. *Geological Society, London, Special Publications*, 121(1), 19-37.

- Ravna, E. K. (2000). Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer. *Lithos*, 53(3-4), 265-277.
- Reston, T. (1993). Evidence for extensional shear zones in the mantle, offshore Britain, and their implications for the extension of the continental lithosphere. *Tectonics*, 12(2), 492-506.
- Rey, P. F. et Coltice, N. (2008). Neoproterozoic lithospheric strengthening and the coupling of Earth's geochemical reservoirs. *Geology*, 36(8), 635-638.
- Rey, P. F. et Houseman, G. (2006). Lithospheric scale gravitational flow: the impact of body forces on orogenic processes from Archaean to Phanerozoic. *Geological Society, London, Special Publications*, 253(1), 153-167.
- Robert, F. (1989). Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(12), 2661-2675.
- Robin, P.-Y. F. et Cruden, A. R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16(4), 447-466.
- Robinson, P. (1982). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrences and theory. *Rev. Mineral.*, 9, 1-227.
- Rollinson, H. et Martin, H. (2005). Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. Introduction to the Special Issue. *Lithos*, 79.
- 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.

- Rubatto, D. (2017). Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 83(1), 261-295.
- Rubatto, D. et Gebauer, D. (2000). Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. Dans *Cathodoluminescence in geosciences* (p. 373-400). Springer.
- Rubatto, D. et Hermann, J. (2007). Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*, 241(1), 38-61.
- Ruffet, G., Féraud, G. et Amouric, M. (1991). Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(6), 1675-1688.
- Sandiford, M. et McLaren, S. (2006). *Thermo-mechanical controls on heat production distributions and the long-term evolution of the continents* Citeseer.
- Sawyer, E. (2008). *Atlas of migmatites* (vol. 9) NRC Research Press.
- Sawyer, E. et Benn, K. (1993). Structure of the high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15(12), 1443-1458.
- Schellart, W. (2004). Quantifying the net slab pull force as a driving mechanism for plate tectonics. *Geophysical research letters*, 31(7).
- Schmidt, M. W. et Poli, S. (2004). Magmatic epidote. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56(1), 399-430.

- Schoene, B. (2014). 4.10-U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry, Second Edition* 2nd edn. Elsevier, Oxford, 341-378.
- Schoene, B. et Bowring, S. A. (2007). Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(1), 165-185.
- Schoene, B., Crowley, J. L., Condon, D. J., Schmitz, M. D. et Bowring, S. A. (2006). Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(2), 426-445.
- Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A. et Günther, D. (2012). Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 162-173.
- Scott, C. R., David, J. et St-Onge, M. R. (1995). Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U–Pb geochronology and PTt path determinations. *Geology*, 23(12), 1123-1126.
- Scott, C. R., Mueller, W. U. et Pilote, P. (2002). Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada. *Precambrian Research*, 115(1), 223-260.
- Sigurgeirsson, T. (1962). Age dating of young basalts with the potassium argon method. *Unpublished Report Physics Laboratory, University of Iceland (in Icelandic (English translation by L. Kristjansson, University of Iceland, 1973))*.

- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M. et Perchuk, L. (2010). Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments. *Lithos*, 116(3), 209-229.
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M. et Stüwe, K. (2017). What drives metamorphism in early Archean greenstone belts? Insights from numerical modeling. *Tectonophysics*.
- Smithies, R., Champion, D. et Van Kranendonk, M. J. (2009). Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3-4), 298-306.
- Smithies, R., Van Kranendonk, M. J. et Champion, D. (2005). It started with a plume—early Archean basaltic proto-continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(3), 284-297.
- Smithies, R., Van Kranendonk, M. J. et Champion, D. (2007). The Mesoproterozoic emergence of modern-style subduction. *Gondwana Research*, 11(1), 50-68.
- Snyder, G. A., Taylor, L. A. et Crozaz, G. (1993). Rare earth element selenochemistry of immiscible liquids and zircon at Apollo 14: An ion probe study of evolved rocks on the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(5), 1143-1149.
- Soddy, F. (1913). Intra-atomic charge. *Nature*, 92(2301), 399.
- Stacey, J. t. et Kramers, J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Steiger, R. H. et Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359-362.

- Stern, R. J. (2005). Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33(7), 557-560.
- Stern, R. J. (2008). Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: an alternative interpretation of Earth's tectonic history. *Geological Society of America Special Papers*, 440, 265-280.
- Sutherland, F. L., Hoskin, P. W., Fanning, C. M. et Coenraads, R. R. (1998). Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(4), 356-372.
- Sylvester, P. J. (2008). LA-(MC)-ICP-MS trends in 2006 and 2007 with particular emphasis on measurement uncertainties. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(4), 469-488.
- Taylor, R., Harley, S., Hinton, R., Elphick, S., Clark, C. et Kelly, N. (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.
- Thébaud, N. et Rey, P. (2013). Archean gravity-driven tectonics on hot and flooded continents: controls on long-lived mineralised hydrothermal systems away from continental margins. *Precambrian Research*, 229, 93-104.
- Thomas, R. (2013). *Practical guide to ICP-MS: a tutorial for beginners* CRC press.
- Thompson, P. (2005). *A new metamorphic framework for gold exploration in the Timmins-Kirkland Lake area, western Abitibi greenstone belt*. Ontario Geological Survey.

- Thomson, J. (1905). LXIV. On the emission of negative corpuscles by the alkali metals. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 10(59), 584-590.
- Thurston, P. (2002). Autochthonous development of Superior Province greenstone belts? *Precambrian Research*, 115(1-4), 11-36.
- Thurston, P., Ayer, J., Goutier, J. et Hamilton, M. (2008). Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, 103(6), 1097-1134.
- Tiepolo, M. (2003). In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation–inductively coupled plasma–sector field mass spectrometry. *Chemical Geology*, 199(1-2), 159-177.
- Tiepolo, M., Oberti, R. et Vannucci, R. (2002). Trace-element incorporation in titanite: constraints from experimentally determined solid/liquid partition coefficients. *Chemical Geology*, 191(1-3), 105-119.
- Tilton, G. (1960). Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research*, 65(9), 2933-2945.
- Tilton, G. et Grunefelder, M. H. (1968). Sphene: uranium-lead ages. *Science*, 159(3822), 1458-1461.
- Trail, D., Watson, E. B. et Tailby, N. D. (2011). The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480(7375), 79.
- Tremblay, A., Ruffet, G. et Castonguay, S. (2000). Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Québec, northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism. *Geological Society of America Bulletin*, 112(1), 136-146.

- Trémillon, B. (1965). *Les séparations par les résines échangeuses d'ions* Gauthier-Villars.
- Tucker, R. D., Råheim, A., Krogh, T. et Corfu, F. (1987). Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2-3), 203-211.
- Tucker, R. D., Robinson, P., Solli, A., Gee, D. G., Thorsnes, T., Krogh, T. E., . . . Bickford, M. (2004). Thrusting and extension in the Scandian hinterland, Norway: New U-Pb ages and tectonostratigraphic evidence. *American Journal of Science*, 304(6), 477-532.
- Turcotte, D. et Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, 456 pp : Cambridge Univ. Press, New York.
- Turner, F. J. et Weiss, L. E. (1963). *Structural analysis of metamorphic tectonites* McGraw-Hill.
- Turner, G. (1968). The distribution of potassium and argon in chondrites. Dans *Origin and Distribution of the Elements* (p. 387-398). Elsevier.
- Turner, G. (1971). Argon 40-argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth and Planetary Science Letters*, 10(2), 227-234.
- Urey, H. C. (1955). The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon, and Mars. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 41(3), 127-144.

- Ushikubo, T., Kita, N. T., Cavosie, A. J., Wilde, S. A., Rudnick, R. L. et Valley, J. W. (2008). Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3-4), 666-676.
- Valley, J. W. (2003). Oxygen isotopes in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 343-385.
- Valley, J. W., Peck, W. H., King, E. M. et Wilde, S. A. (2002). A cool early Earth. *Geology*, 30(4), 351-354.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C. et Griffin, W. (2001). GLITTER on-line interactive data reduction for the LA-ICPMS microprobe. *Macquarie Research Ltd., Sydney*.
- Van Der Velden, A. J., Cook, F. A., Drummond, B. J. et Goleby, B. R. (2006). Reflections of the Neoproterozoic: A global perspective. *Archean geodynamics and environments*, 255-265.
- Van Hunen, J. et Moyen, J.-F. (2012). Archean subduction: fact or fiction? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 195-219.
- van Hunen, J. et van den Berg, A. P. (2008). Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere. *Lithos*, 103(1), 217-235.
- Van Kranendonk, M. J. (1999). Model for the development of kyanite during partial convective overturn of Archean granite-greenstone terranes: the Pilbara Craton, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 17(2), 145-156.
- Van Kranendonk, M. J. (2011). Cool greenstone drips and the role of partial convective overturn in Barberton greenstone belt evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 60(5), 346-352.

- Van Kranendonk, M. J., Collins, W., Hickman, A. et Pawley, M. J. (2004a). Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara granite–greenstone terrane, Pilbara craton, western Australia. *Precambrian Research*, 131(3), 173-211.
- Van Kranendonk, M. J., Collins, W. J., Hickman, A. et Pawley, M. J. (2004b). Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara granite–greenstone terrane, Pilbara craton, western Australia. *Precambrian Research*, 131(3), 173-211.
- Van Kranendonk, M. J., Kröner, A., Hoffmann, J. E., Nagel, T. et Anhaeusser, C. R. (2014). Just another drip: Re-analysis of a proposed Mesoarchean suture from the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research*, 254, 19-35.
- Van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., Hickman, A. H., Wingate, M. T. et Bodorkos, S. (2010). Evidence for Mesoarchean (~ 3.2 Ga) rifting of the Pilbara Craton: The missing link in an early Precambrian Wilson cycle. *Precambrian Research*, 177(1), 145-161.
- Van Staal, C. et Williams, P. (1983). Evolution of a Svecofennian-mantled gneiss dome in SW Finland, with evidence for thrusting. *Precambrian Research*, 21(1-2), 101-128.
- Vernon, R. (2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5(2), 1-23.
- Vernon, R. et Clarke, G. (2008). *Principles of metamorphic petrology* Cambridge University Press.

- Viljoen, M. et Viljoen, R. (1970). Archaean volcanicity and continental evolution in the Barberton region, Transvaal. Dans *African magmatism and tectonics* (p. 27-49). Oliver and Boyd Edinburgh.
- Villa, I. M. (1998). Isotopic closure.
- Villa, I. M., Grobéty, B., Kelley, S., Trigila, R. et Wieler, R. (1996). Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure Mountains hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(1-2), 67-80.
- Villa, I. M. et Puxeddu, M. (1994). Geochronology of the Larderello geothermal field: new data and the "closure temperature" issue. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(4), 415-426.
- Vine, F. J. et Matthews, D. H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199(4897), 947-949.
- von Blanckenburg, F. et Davies, J. H. (1995). Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1), 120-131.
- Von Weizsäcker, C. (1937). Über die Möglichkeit eines dualen β -Zerfalls von Kalium. *Physikalische Zeitschrift*, 38, 623-624.
- Wasserburg, G. (1963). Diffusion processes in lead-uranium systems. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4823-4846.
- Wasserburg, G., MacDonald, G. J., Hoyle, F. et Fowler, W. A. (1964). Relative contributions of uranium, thorium, and potassium to heat production in the Earth. *Science*, 143(3605), 465-467.

- Watson, E. et Harrison, T. (2005). Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308(5723), 841-844.
- Watson, E., Wark, D. et Thomas, J. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413.
- Wegria, H. et Bertolus, M. (1975). *Maricourt Lake Area* : Department of Natural Resources.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.
- White, D., Musacchio, G., Helmstaedt, H., Harrap, R., Thurston, P., Van der Velden, A. et Hall, K. (2003). Images of a lower-crustal oceanic slab: Direct evidence for tectonic accretion in the Archean western Superior province. *Geology*, 31(11), 997-1000.
- White, W. (2015). Probing the Earth's deep interior through geochemistry.
- Wijbrans, J. R. et McDougall, I. (1986). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(2), 187-194.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H. et Graham, C. M. (2001). Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409(6817), 175.
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*.

- Wong, L., Davis, D., Krogh, T. et Robert, F. (1991). UPb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 325-336.
- Wyllie, P. J. (1988). Solidus curves, mantle plumes, and magma generation beneath Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4171-4181.
- Xie, G., Mao, J., Bagas, L., Fu, B. et Zhang, Z. (2019). Mineralogy and titanite geochronology of the Caojiaba W deposit, Xiangzhong metallogenic province, southern China: implications for a distal reduced skarn W formation. *Mineralium Deposita*, 54(3), 459-472.
- Zhang, L.-S. et Schärer, U. (1996). Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretation of U · Pb ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 138(1-4), 57-65.
- Zindler, A. et Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14(1), 493-571.