

**Titre:** Stratégie pétrochronologique appliquée au transect Manicouagan-Fermont: modèle tectonique intégrateur de l'Orogène de Grenville  
Title: Fermont: modèle tectonique intégrateur de l'Orogène de Grenville

**Auteur:** Charles Kavanagh-Lepage  
Author:

**Date:** 2023

**Type:** Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

**Référence:** Kavanagh-Lepage, C. (2023). Stratégie pétrochronologique appliquée au transect Manicouagan-Fermont: modèle tectonique intégrateur de l'Orogène de Grenville [Thèse de doctorat, Polytechnique Montréal]. PolyPublie.  
Citation: <https://publications.polymtl.ca/57084/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**  
Open Access document in PolyPublie

**URL de PolyPublie:** <https://publications.polymtl.ca/57084/>  
PolyPublie URL:

**Directeurs de recherche:** Félix Gervais  
Advisors:

**Programme:** Génie minéral  
Program:

**POLYTECHNIQUE MONTRÉAL**

affiliée à l'Université de Montréal

**Stratégie pétrochronologique appliquée au transect Manicouagan-Fermont:  
Modèle tectonique intégrateur de l'Orogène de Grenville**

**CHARLES KAVANAGH-LEPAGE**

Département des génies civil, géologique et des mines

Thèse présentée en vue de l'obtention du diplôme de *Philosophiæ Doctor*

Génie minéral

Décembre 2023

# **POLYTECHNIQUE MONTRÉAL**

affiliée à l'Université de Montréal

Cette thèse intitulée :

## **Stratégie pétrochronologique appliquée au transect Manicouagan-Fermont: Modèle tectonique intégrateur de l'Orogène de Grenville**

présentée par **Charles KAVANAGH-LEPAGE**

en vue de l'obtention du diplôme de *Philosophiæ Doctor*

a été dûment acceptée par le jury d'examen constitué de :

**Marc LEGAULT**, président

**Félix GERVAIS**, membre et directeur de recherche

**Carl GUILMETTE**, membre

**Renaud SOUCY-LAROCHE**, membre externe

## REMERCIEMENTS

La route vers la complétion de ce doctorat fut sinueuse et marquée d'opportunités offertes par des gens hors pair. Je tiens à remercier mon superviseur Félix Gervais, qui, il y a maintes années a pris une chance avec un étudiant en difficulté. Mon parcours géologique a vraiment pris son envol à travers un stage de recherche avec Félix. De fil en aiguille, ce simple stage a abouti à un second avec le MERNQ, multiples saisons de terrain, des congrès, un séjour à l'étranger et finalement, cette thèse. Ces années d'apprentissages, de discussions et de travail ont porté fruit grâce à sa supervision et sa patience.

Je tiens à remercier également Abdelali Moukhsil du MERNQ pour sa supervision lors de mon stage parmi son équipe à Wemotaci. Sa rigueur et son éthique de travail sur le terrain a certainement influencé mes travaux subséquents. En plus de sa supervision, Ali a été essentiel à la réussite de ce projet à travers le support financier et logistique du MERNQ.

Tack så mycket Lotta Möller för ditt varma välkomnande till Lunds Universitet. Je garderai toujours de bons souvenirs de mon séjour à Lund et de l'excursion géologique menée par Charlotte dans les campagnes suédoises.

Ce projet n'aurait été possible sans l'expertise de l'équipe de Kyle Larson au laboratoire Fipke Laboratory for Trace Element Research de l'Université de Colombie-Britannique Okanagan et de l'équipe de James Crowley au Geochronology Laboratory de Boise State University, merci à vous. Plus particulièrement, merci à Kyle pour de nombreuses discussions techniques par rapport à la géochronologie, la thermobarométrie et la programmation.

Merci à mes collègues de Polytechnique Montréal : Gaëlle pour sa bonne humeur lors de nos travaux de terrain et durant nos travaux de laboratoires; Alexandre Bénard pour son assistance sur le terrain. Chris Lambert, que dire, nous avons entrepris nos PhD presque en même temps et passé par tout un *roller-coaster* d'émotions. À quand le prochain *rant* par rapport à la nomenclature du Grenville? Nos échanges quotidiens, scientifiques ou non, ont vraiment forgé un lien durant ces années. Merci pour ton support et tes encouragements. D'ailleurs, j'attends toujours mon invitation à un safari.

Merci à mes amis Hugo, Marc-André et Sébastien, qui font depuis si longtemps partie intégrale de ma vie. Toutes ces sorties à vélo, de course, voyage ou le large spectre de soupers et soirées allant

de simple à compliquée que nous avons eu m'ont permis de garder ou retrouver le moral. Santé et robustesse chers amis.

À mes parents, Céline et François, merci. Ce parcours académique aurait été impossible sans vous.

Enfin, je remercie Laurence, ma *life partner*, qui a été une source d'encouragement tout au long de ce doctorat. Sa patience et son support infaillible ont été clé à ma persévérance...

## RÉSUMÉ

L'évolution tectono-métamorphique de la Province de Grenville (PG), culminant lors de l'Orogenèse Grenvillienne au Protérozoïque, reste à ce jour débattue. Des modèles d'accommodation de la déformation crustale distincts temporellement et géographiquement ont été proposés pour cet orogène. Ces modèles de prisme orogénique et de fluage chenalisé et extrusion ductile, ont par le passé ciblé la Ceinture parautochtone (CP) ou la Ceinture allochtone (CA), respectivement. Il en découle un modèle d'évolution tectonique souvent interprété comme diachrone. Cependant, un corps d'études récentes suggère que ces deux ceintures ont eu une évolution commune lors de la phase Rigolet de l'orogénie. Au nord-est du réservoir Manicouagan, un secteur de la PG centrale a été identifié où peu de données quantitatives ont été documentés historiquement. Ce secteur, et cette lacune de données, est à un point névralgique de la PG et sépare géographiquement les segments de la CP dans l'avant-pays et de la CA en arrière-pays où les différents modèles tectoniques ont été documentés. Il est donc crucial de combler ces lacunes à l'aide de données robustes afin de faire le pont entre les segments de l'orogène et de revisiter l'évolution tectonique de la PG centrale

Ici, deux chemins Pression-Température-temps-Déformation (P-T-t-D) ont été établis pour les nappes de haut-grade de la PG centrale. D'abord, l'étude s'est concentrée sur deux échantillons d'amphibolite et leurs populations de titanite de la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ). Cette étude pétrochronologique a permis d'établir que l'échantillon d'amphibolite 24 aurait subi un métamorphisme de longue durée avant d'atteindre son paroxysme à des conditions de 1,6 – 1,8 GPa et 800 – 900 °C à  $1036 \pm 22$  Ma. La déformation de cette amphibolite est illustrée dans la zone de cisaillement Racines situées à moins de deux kilomètres, où l'échantillon d'amphibolite 37 a été prélevé. Les titanites de ces deux échantillons présentent une signature géochimique en Éléments des Terres Rares identique, mais la datation obtenue pour les titanites de l'échantillon 37 s'avère plus jeune à  $946 \pm 23$  Ma. L'étude détaillée d'un réseau de dislocations cristallines préservés dans les grains de titanite, et une corrélation spatiale entre ces dislocations et les signatures isotopiques et géochimiques permet d'expliquer cette différence d'âge. Un âge de refroidissement rutile de  $933 \pm 24$  Ma a également été obtenu pour l'échantillon 37. Ces deux âges se chevauchant indique une déformation tardive dans la MIZ, lors de son exhumation.

Un deuxième chemin P-T-t-D a été établi pour le Domaine Shabogamo (DS), une potentielle seconde nappe de haut-grade dans la PG centrale. L'étude d'une amphibolite révèle la croissance des grains de titanite lors de la décompression de 1,8 GPa – 775°C à 1,2 GPa – 750°C entre  $987 \pm 16$  Ma et  $969 \pm 17$  Ma. Ce chemin de décompression est obtenu par la combinaison de multiples méthodes thermobarométriques indépendantes : i) modélisation d'équilibre de phase; ii) l'association entre les compositions modélisées et mesurées des minéraux majeurs; iii) l'application de la thermobarométrie Ti-Amp et Zr-in-Ttn; iv) l'application de la thermobarométrie semi-quantitative basé sur la composition de l'amphibole, et; v) l'utilisation d'un modèle de régression linéaire *Ordinary Least Square* prédictif basé sur les données expérimentales de formation d'amphiboles. L'étude des zircons d'un dyke granitique recoupant l'amphibolite 90 et de ceux provenant d'un leucosome déformé dans le mur du DS indique que le Terrane de Gagnon (TG) sous-jacent a subi un métamorphisme de haute-pression à  $972 \pm 16$  Ma alors que le DS était en décompression.

L'analyse géochronologique d'échantillons additionnels du TG et la compilation des données géochronologiques régionales révèle une forte récurrence de dates durant la phase Rigolet à approximativement 985 Ma. Ces datations contemporaines proviennent de contextes et localisations variés : cristallisation de leucosomes dans le TG; cristallisation de dykes syn à tardi-déformation à travers les différents niveaux structuraux de la MIZ; cristallisation de leucogranites syn à tardi-déformation dans la zone de cisaillement Hart-Jaune, au sommet de la MIZ, et; cristallisation d'un dyke tardif dans le DS.

La mise en coupe et en carte de l'ensemble des données permet dans un premier temps de tester quels modèles d'accommodation de la déformation s'appliquent, et ultimement de les intégrer dans un modèle tectonique continu décrivant l'évolution de la PG centrale durant l'Orogène de Grenville. Ainsi, le modèle tectonique proposé dans cette thèse suggère l'évolution d'abord du TG dans un prisme orogénique, marqué par la formation de plis-nappes couchés dans des formations de fer. L'extrusion ductile de la MIZ et du DS aurait été facilité par la présence de rampes de socles et aurait entraîné une compression latérale à un niveau crustal moyen. Cette compression aurait engendré la déformation des roches partiellement fondues du TG et est marquée par un plissement régional de plan axial nord-ouest sud-est. Enfin une phase d'effondrement gravitaire est envisagée, tel que suggéré par le mouvement extensif de la zone de cisaillement Racines dans la MIZ.

## ABSTRACT

The tectono-metamorphic evolution of the Grenville Province (PG), culminating in the Proterozoic Grenvillian Orogeny, remains a matter of debate. Temporally and geographically distinct models of accommodation of crustal deformation have been proposed for this orogen. These models of orogenic wedge, channel flow and ductile extrusion, have in the past targeted the Parautochthonous Belt (CP) and the Allochthonous Belt (CA), respectively. This often results in a diachronous and contradictory interpretation of tectonic evolution. However, a body of recent studies suggests that these two belts shared a common evolution during the Rigolet phase of the orogeny. Northeast of the Manicouagan reservoir, a sector of the central PG has been identified where little quantitative data has been documented historically. This area, and this data gap, is at a crossroads of the PG and geographically separates the segments of the CP in the foreland and the CA in the hinterland where the different tectonic models have been documented. It is therefore crucial to fill these gaps with robust data in order to revisit the tectonic evolution of the central PG.

Here, two Pressure-Temperature-Time-Deformation (P-T-t-D) paths were established for the high-grade nappes of the central PG. First, the study focused on two amphibolite samples and their titanite populations from the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ). This petrochronological study established that amphibolite sample 24 underwent long-lasting metamorphism before peaking at conditions of 1.6 - 1.8 GPa and 800 - 900°C at  $1036 \pm 22$  Ma. The deformation of this amphibolite is illustrated in the Racines Shear Zone, structurally less than two kilometers up-section where amphibolite sample 37 was taken. The titanites from these two samples have an identical Rare Earth Element geochemical signature, but the dating obtained for the titanites from sample 37 is younger at  $946 \pm 23$  Ma. Detailed study of a network of crystalline dislocations preserved in the titanite grains, and a spatial correlation between these dislocations and isotopic and geochemical signatures, explain this age difference. A rutile cooling age of  $933 \pm 24$  Ma was also obtained for sample 37. These two overlapping ages indicate late deformation in the MIZ, during its exhumation.

A second P-T-t-D path was established for the Shabogamo Domain (DS), a potential second high-grade nappe in the central PG. The study of an amphibolite reveals the growth of titanite grains during decompression from 1.8 GPa - 775°C to 1.2 GPa - 750°C between  $987 \pm 16$  Ma and  $969 \pm 17$  Ma. This decompression path is obtained by combining multiple independent thermobarometric

methods: Phase equilibrium modelling; the association between modelled and measured major mineral compositions; 3) the application of Ti-Amp and Zr-in-Ttn thermobarometry, the application of semi-quantitative thermobarometry based on amphibole composition, and the use of a predictive *Ordinary Least Square* linear regression model based on experimental amphibole formation data. The study of zircons from a granitic dyke crosscutting amphibolite 90 and those from a deformed leucosome in the footwall of the DS indicates that the underlying Gagnon Terrane (TG) underwent high-pressure metamorphism at  $972 \pm 16$  Ma while the DS was decompressing.

Geochronological analysis of additional samples from the TG and compilation of regional geochronological data reveals a high mode of dates during the Rigolet phase at approximately 985 Ma. These contemporary dates come from a variety of contexts and locations: leucosome crystallization in the TG; syn-to-late deformation dyke crystallization across the various structural levels of the MIZ; syn-to-late deformation leucogranite crystallization in the Hart-Jaune shear zone at the top of the MIZ; and late dyke crystallization in the DS.

An analysis of these geochronological data was conducted through cross-sections and maps, allowing to first test which deformation accommodation models apply, and ultimately integrate them into a continuous tectonic model describing the evolution of the central Grenville Province during the Grenville Orogeny. The tectonic model proposed in this thesis suggests the initial evolution of the TG in an orogenic wedge, marked by the formation of recumbent fold nappes in banded iron formations. Ductile extrusion of the MIZ and DS would have been facilitated by the presence of basement ramps and would have led to lateral compression at a mid-crustal level. This compression would have led to deformation of the partially melted TG rocks. This deformation phase is marked by regional folding in a northwest-southeast axial plane. Finally, a gravitational collapse phase is suggested, as indicated by the extensive movement of the Racines shear zone in the MIZ and late folding within the TG.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	III
RÉSUMÉ.....	V
ABSTRACT .....	VII
TABLE DES MATIÈRES .....	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XV
LISTE DES FIGURES.....	XVI
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS .....	XXVIII
LISTE DES ANNEXES.....	XXIX
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Portée de l'étude.....	1
1.1.1 Secteur à l'étude .....	4
1.2 Contexte géologique.....	6
1.2.1 Composantes et subdivisions de la Province de Grenville.....	6
1.2.2 Évolution anté-grenvillienne .....	9
1.2.3 Orogenèse grenvillienne.....	10
1.2.4 Géologie du secteur à l'étude .....	16
1.2 Objectifs de la thèse .....	23
1.3 Méthodes .....	23
1.3.1 Travaux de terrain .....	23
1.3.2 Travaux de laboratoire .....	24
1.4 Structure de la thèse et contributions .....	26
1.4.1 Structure de la thèse .....	26
1.4.2 Autres contributions de l'auteur .....	28

CHAPITRE 2	ARTICLE 1: DEFORMATION INDUCED DECOUPLING BETWEEN U-PB AND TRACE ELEMENTS IN TITANITE REVEALED THROUGH PETROCHRONOLOGY AND STUDY OF LOCALIZED DEFORMATION .....	31
2.1	Avant-propos .....	31
2.2	Abstract .....	32
2.3	Introduction .....	33
2.4	Geological setting.....	35
2.4.1	Grenville Province.....	35
2.4.2	Geology of the study area.....	37
2.4.3	Exhumation modes in the central Grenville Province.....	40
2.5	Methods.....	41
2.5.1	U-Pb isotopes and trace element measurements .....	41
2.5.2	Electron Backscattered diffraction (EBSD) .....	43
2.5.3	Phase equilibria modelling .....	44
2.5.4	Mineral chemistry .....	44
2.6	Results .....	45
2.6.1	Outcrop and sample descriptions .....	45
2.6.2	Sample 24.....	47
2.6.3	Sample 37.....	50
2.6.4	Mineral composition .....	53
2.6.5	Phase equilibria modelling .....	54
2.6.6	U-Pb geochronology .....	57
2.6.7	Sample 37.....	57
2.6.8	Titanite Electron Backscattered Diffraction analysis.....	60
2.6.9	Thermobarometry and trace element concentrations .....	63

2.6.10	Zr-in-titanite .....	63
2.6.11	Zr-in-rutile .....	65
2.6.12	Zr and Nb Ratios .....	65
2.6.13	Trace element mapping .....	66
2.6.14	REE profiles .....	67
2.7	Discussion .....	67
2.7.1	Co-genetic relationships of index minerals .....	67
2.7.2	Titanite petrogenesis .....	71
2.7.3	U-Pb geochronology and impact of deformation .....	73
2.7.4	Tectonic implications .....	77
2.8	Conclusion.....	77
2.9	Acknowledgements .....	79
CHAPITRE 3      ARTICLE 2: TITANITE PETROCHRONOLOGY, PHASE EQUILIBRIA MODELLING AND THE ROLE OF AMPHIBOLE DURING DECOMPRESSION: INSIGHTS FROM THE SHABOGAMO DOMAIN, CENTRAL GRENVILLE PROVINCE.....		80
3.1	Avant-Propos.....	80
3.2	Abstract .....	81
3.3	Introduction .....	81
3.4	Geological setting.....	83
3.4.1	Grenville Province.....	83
3.4.2	Geology of the study area.....	85
3.5	Methods.....	89
3.5.1	In situ titanite geochronology and trace element measurements.....	89
3.5.2	Zircon U-Pb geochronology .....	91
3.5.3	Phase equilibria modelling .....	92

3.5.4	Thermobarometry calculations.....	93
3.5.5	Mineral Chemistry.....	94
3.6	Results.....	95
3.6.1	Outcrops and core logs.....	95
3.6.2	Sample 90A description.....	97
3.6.3	Chemical Composition of minerals.....	99
3.6.4	Thermobarometry.....	100
3.6.5	Phase equilibria modelling.....	104
3.6.6	Geochronology.....	106
3.7	Discussion.....	113
3.7.1	REE redistribution in a HP amphibolite.....	113
3.7.2	Validity of phase equilibria model.....	114
3.7.3	P-T-t path.....	114
3.7.4	Tectonic implications.....	114
3.8	Conclusion.....	118
3.9	Acknowledgements.....	119
CHAPITRE 4 GÉOCHRONOLOGIE RÉGIONALE.....		121
4.1	Méthode.....	121
4.1.1	Méthodes de terrain.....	121
4.1.2	Datation isotopique U-Pb sur zircon.....	121
4.1.3	Thermométrie « Ti-in-Zircon ».....	122
4.2	Observations et interprétation de terrain.....	122
4.2.1	Affleurement 19CK2033 – L’ABT.....	122
4.2.2	Affleurement 19CK2052 – Intersection tectonique Hart-Jaune.....	126

4.3	Résultats géochronologiques de zircons .....	128
4.3.1	Échantillon 2033B3 .....	129
4.3.2	Échantillon 2033B2 .....	135
4.3.3	4.3.3 Échantillon 2052 .....	141
4.3.4	Synthèse .....	148
4.4	Compilation régionale .....	151
4.4.1	Revue des études antérieures .....	151
4.4.2	Mise en carte et interprétation .....	154
CHAPITRE 5 TECTONIQUE RÉGIONALE .....		156
5.1	Structures et coupes interprétées .....	159
5.1.1	Structures du Terrane de Gagnon .....	159
5.1.2	Coupe A-A' .....	161
5.1.3	Coupe B-B' .....	162
5.1.4	Coupe C-C' - Ligne 55 du <i>Lithoprobe</i> .....	162
5.2	Modèles d'accommodation de la convergence .....	164
5.2.1	Front de l'orogène .....	166
5.2.2	Juxtaposition des domaines tectoniques .....	167
5.2.3	Arrière-pays .....	171
5.2.4	Sommaire .....	173
5.3	Modèle tectonique .....	173
5.3.1	État initial .....	173
5.3.2	> 1035 Ma : Métamorphisme prograde de la CA .....	176
5.3.3	1035 – 1010 Ma : Formation des plis nappes .....	176
5.3.4	1010 – 980 Ma : Extrusion ductile des nappes et compression NE-SO .....	176

5.3.5	980 – 950 Ma : Relâchement des contraintes et effondrement gravitationnel .....	180
CHAPITRE 6 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS .....		182
6.1	Synthèse et conclusion .....	182
6.1.1	Stratégie pétrochronologique .....	182
6.1.2	Modèle tectonique .....	184
6.2	Recommandations de travaux .....	185
6.2.1	Étude structurale.....	185
6.2.2	Études métamorphiques dans la Province de Grenville centrale .....	185
RÉFÉRENCES .....		187
ANNEXES .....		214

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4.1. Synthèse des résultats géochronologiques et thermobarométriques .....	150
Tableau 5.1 Caractéristiques des modèles tectoniques. Modifié de Gervais et Brown (2011)...	165
Tableau 5.2 Sommaire des conditions P-T et leurs âges pour la MIZ, le DS et le TG. Paroxysme P-T du TG tiré de Beaudry (2023).....	170

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1. Processus tectoniques schématisés (Tiré de Jannin, 2017). A) Stade d’orogène petit et froid et modèle de prisme orogénique (d’après Platt, 1986 et Jamieson et Beaumont, 2013). B) Modèle de divers types d'extrusion ductile, dont le fluage chenalisé dans un orogène large et chaud (inspiré de Jamieson et Beaumont, 2011, 2013; Larson et Cottle, 2014). C) Modèle d'effondrement gravitaire au stade de déclin de l'orogène (inspiré de Rey et al., 2001; Tirel et al., 2009)..... 2
- Figure 1.2 Distribution spatiale des études antérieures dans la Province de Grenville centrale..... 6
- Figure 1.3 Subdivisions de la Province de Grenville. A) Cartographie des domaines tectono-métamorphiques de la Province de Grenville (Tiré de Jannin, 2017, d’après Rivers, 2008). B) Niveaux structuraux et signature métamorphique de la Province de Grenville (tiré de Rivers, 2015)..... 8
- Figure 1.4 Modèle tectonique du Mésoprotérozoïque d’après Gervais et al. (2023)..... 10
- Figure 1.5 Coupe crustale de la Province de Grenville d’ouest (à gauche) en est (droite), réalisés à partir des résultats du projet LITHOPROBE (Tiré de Rivers, 2015). Les coupes D et E sont en limites du secteur à l’étude. .... 11
- Figure 1.6. Modélisation numérique montrant 75 Ma de convergence durant l’Orogène de Grenville comparé à la coupe crustale issue du projet LITHOPROBE. A) Coupe du secteur à l’étude selon le LITHOPROBE (Hynes et al., 2000). B) Modèle EGO-1 avec isotherme de 700°C en tireté. C) Coupe crustale superposé au modèle numérique (Tiré de Jamieson et al., 2010).  
 Abréviations :Berthier Terrane (BT), Gagnon Terrane (GT), Hart-Jaune Terrane (HJ), Lelukuau Terrane (LT), Superior Province (SuP), Tshenukutish Terrane (TT). P, Q, R, S, T dénote les segments crutaux modélisés et initialement côte à côte et à une profondeur crustale identique. .... 12
- Figure 1.7. Modèle tectonique de l’Orogène de Grenville (Tiré de Jannin, 2017; d’après Rivers, 2008). A) Stade LHO avec plateau et déformation principalement ductile sous celui-ci. B) Effondrement gravitaire Ottawan. C) Migration de la déformation vers l’avant pays lors de

l'effondrement et déformation Rigolet dans la ceinture parautochtone. ABD – <i>Allochthon Boundary Detachment</i> ; autres abbréviations tirés de la figure 1.3. ....	14
Figure 1.8. Carte géologique du secteur à l'étude. Tiré de Kavanagh-Lepage et al. (2023).....	18
Figure 1.9. Orthogneiss mylonitique type de la Zone Imbriquée de Manicouagan. Tiré de Labat et al. (2020). ....	20
Figure 1.10. Impact des structures de socle durant l'orogénèse grenvillienne, promouvant l'exhumation des nappes de haut grade comme la MIZ. Tiré de Jannin (2017) A) Bloc 3D : A1 et A2) Structure du socle archéen et limite du bassin profond labradorien lors de l'orogène du Nouveau Québec. A3) Extrusion ductile des nappes allochtones (MIZ et DS) et migration du front de compression vers l'avant-pays. A4) Fin de l'extrusion ductile et de la déformation dans la CP. B) Carte schématique des limites du bassin labradorien et localisation des failles transverses .....	21
Figure 2.1 Illustration de deux mécanismes pouvant former des dislocations, tel que mesuré par EBSD (Tiré de Reddy et al. (2007)). Dans ce chapitre, l'angle de dispersion $2\theta$ est de moins $2^\circ$ pour le KAM. Au-delà de $2^\circ$ , il a été considéré qu'il s'agit d'une frontière de sous-grains. ....	32
Figure 2.2 Simplified geological map of the Manicouagan area in the Central Grenville Province. Modified from Labat et al. (2020), Jannin (2017), Dunning & Indares (2010) and Rivers (2008). Inset: tectonometamorphic subdivision of the Grenville Province after Rivers (2008). ....	36
Figure 2.3 Geological map of the MIZ. Modified from Labat et al. (2020), Jannin (2017), Indares et al., (2000). Sense of shear in the Lelukau Terrane determined during fieldwork from this study and Labat et al., (2020) as well as reported by the MERNQ via the SIGEOM (2021). Sense of shear in the Tshenukutish from Indares et al. (2000). Outcrops 24 and 37 have purple and green markers, respectively and this colour scheme continues throughout. ....	39
Figure 2.4. Outcrops 24 and 37, with borders purple and green respectively. A) Outcrop 24 on the shores of the Manicouagan reservoir. Amphibolite gneiss is crosscut by late pegmatite, similar to the pegmatite dated at the adjacent outcrop 17CK1023 by Labat et al. (2020). B) Zoom-in on amphibolite gneiss. In dark green: matrix amphibole overgrowing clinopyroxene (pale	

green). Garnet is red and most grains in the picture are surrounded by a plagioclase (white) corona. Garnet aggregates like in the bottom left of the photo are interpreted as potential restite. C) Outcrop 37, N-S orientated cliff along one arm of the Manicouagan reservoir. Mylonitic fabric is highlighted by the stippled lines. Interpreted sense of shear is Top-to-the-South..... 46

Figure 2.5 Photomicrograph from sample 37. Kinematic indicators including shearband boudins and asymmetric foliations showing dextral sense of shear corresponds to a Top-to-the-S movement along the shear zone. Yellow stippled lines are C' planes, whereas the blue stippled line shows the foliation parallel to the main shearing plane. Grain size diminishes towards the C' planes..... 48

Figure 2.6 Photomicrographs (A-C) and BSE image (D) of sample 24. A) Rutile inclusions in titanite and titanite grain in contact with garnet. In dark green, matrix amphibole overgrows titanite and garnet. B) Zoom in on another rutile grain overgrown by titanite. As in A, amphibole overgrows the titanite and here clinopyroxene as well. C) Top center: heart shaped garnet with rutile and clinopyroxene inclusions and a plagioclase corona. The plagioclase corona is interpreted as a decompression texture. Center: pale green clinopyroxene grains partly overgrown by amphibole. Within the clinopyroxene grains are lobes of plagioclase. Bottom: Lobe of plagioclase in amphibole. The red box highlights an area of EPMA measurements where calculated  $X_{An}$  and  $X_{Jd}$  are lowest. D) BSE image centered on a titanite with inclusions of rutile (brighter BSE response) and clinopyroxene (darker BSE response). Amphibole surrounds the titanite. .... 49

Figure 2.7. SEM-BSE images of allanite grains from sample 24. Insets: Interpreted zones and relative abundance of LREE. A) Xenomorphic allanite core presenting atypical zoning. Marked growth zoning with brighter BSE response on the left and right extremities of the grain. B) Example of a thicker LREE-rich mantle surrounding xenomorphic core. .... 50

Figure 2.8. Photomicrographs (A, E) and BSE images (B-D) from sample 37. A) Photomicrograph in PPL of an elongated titanite aggregate. View in the X-Z plane of the finite strain ellipsoid and foliation is horizontal. Titanite aggregate is elongated parallel to stretching lineation. Blocky garnet grains are scattered throughout the thin section. Amphibole in dark green overgrows garnet, titanite and clinopyroxene. B) Blocky garnet grain with multiple rutile

inclusions. Right most rutile inclusion is comprised in a larger inclusion of quartz. C) Garnet grain showing rutile, clinopyroxene and quartz inclusions. One larger inclusion is comprised of both rutile and clinopyroxene. D) Allanite grain aligned with the stretching lineation. Allanite in this sample present a darker core and brighter rim associated with increased LREE content, as for sample 24. E) Photomicrograph in PPL of titanite grains S1T1 (center left) and S1T2 (center right) in sample 37. Titanite grain boundaries are traced in yellow. White stippled lines indicate brittle fractures. .... 52

Figure 2.9. Photomicrographs of garnet grains with rutile and clinopyroxene inclusions. Garnet is surrounded by a corona of plagioclase and amphibole. On the right, calculated garnet end-member profiles. Profiles are mostly flat throughout except at the rim where there is a sharp increase and decrease in  $X_{\text{sps}}$  and  $X_{\text{prp}}$ , respectively. These profiles indicate a prolonged residence of garnet at high-T to homogenize the inner composition, as well as a “Mn kick-up” (Kohn & Spear, 2000) suggestive of a retrograde net transfer reaction. Dark red inclusions in garnet in the top photomicrograph are rutile grains. .... 53

Figure 2.10. Phase equilibria modelling results. Bulk rock composition input into Perple\_X shown in the top left. A) Limits of mineral stability and key reactions: (1) Amp-Grt-Augite-Ttn-Zo to Amp-Grt-Omp-Rt-H<sub>2</sub>O; (2) Amp-Grt-Omp-Rt-H<sub>2</sub>O to Amp-Grt-Omp-Ttn-melt; (3) Amp-Grt-Omp-Ttn-melt to Amp-Grt-Augite-Pl-Ttn-melt. The heavy stippled line highlights the peak-pressure field compatible with peak pressures described for the MIZ. B) Volume isopleths for rutile and titanite generated with PyWerami software (Lexa, O, updated 2011). C) Grossular garnet endmember and anorthite endmember isopleths. Shaded area is the intersection between modelled isopleths and  $X_{\text{grs}}$  of garnet and adjacent  $X_{\text{an}}$  from plagioclase calculated from EPMA measurements. Minimum and maximum  $X_{\text{grs}}$  and  $X_{\text{an}}$  are from rims of garnet and adjacent plagioclase in corona. D) Comparison of Ttn-in isopleth between our modelling results and those published by Marsh & Kelly (2017) for a mafic rock with increased bulk CaO. Titanite is stable between the full blue lines in our results whereas the shaded area bound by the stippled lines represent the stability field from Marsh & Kelly (2017). Notice the very similar shaped of stability fields between the two and the very close high-T limit. .... 56

- Figure 2.11. In situ geochronology results reported in Tera-Wasserburg diagrams. A) Regression through the data from titanite grains of sample 24. B) Regression through the data of titanite grains from sample 37 realized at FiLTER laboratory C) Concordant data and apparent date calculated for rutile grains of sample 37. .... 59
- Figure 2.12. Inverse Pole Figure maps of titanite grains S1T1 and S1T2. The colors indicate the measured orientation of the subgrains in reference to the pole of foliation which corresponds to the Z axis of the finite strain ellipsoid..... 60
- Figure 2.13. Kernelled Average Misorientation map for titanite grains S1T1 (A) and S1T2 (B) of sample 37..... 62
- Figure 2.14. Zr concentrations, and thermobarometry results. A) Two representative titanite grains from sample 24. In the grain to the right, Zr concentration in a rutile inclusion is shown. Spot size is 35x35 micron. B) Box and whiskers plot for Zr-in-titanite and Zr-in-rutile thermobarometry results. C) Kernel Density Estimates for the Zr concentration in titanite and rutile from our two samples. .... 64
- Figure 2.15. Trace element concentrations overlayed onto KAM maps for grains S1T1 (Top row) and S1T2 (Bottom row). Spot size is 40 micrometers in diameter. .... 69
- Figure 2.16.  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  and calculated  $^{207}\text{Pb}$  corrected  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  spot dates for each LA-ICP-MS spot overlayed onto KAM maps. Grain S1T1 (left) and grain S1T2 (right)..... 70
- Figure 2.17. REE profiles for all LA-ICP-MS measurements in titanite from both samples. Data normalized to C1 chondrite from Sun & McDonough (1989). Shaded area represents the range of peak titanite compositions documented by Storkey et al. (2005). .... 71
- Figure 2.18. Integration of Zr-in-Rt, Zr-in-Ttn thermobarometry results and  $\text{XAn}+\text{Xgrs}$  isopleth intersections to phase equilibria modelling of sample 24. Thin stippled lines represent the uncertainties of thermometry calculations ( $33^\circ\text{C}$  for Zr-in-Ttn;  $30^\circ\text{C}$  for Zr-in-Rt). In red: suggested P-T path. Reactions are: (1) Amp-Grt-Augite-Ttn-Zo to Amp-Grt-Omp-Rt-H<sub>2</sub>O; (2) Amp-Grt-Omp-Rt-H<sub>2</sub>O to Amp-Grt-Omp-Ttn-melt; (3) Amp-Grt-Omp-Ttn-melt to Amp-Grt-Augite-Pl-Ttn-melt. .... 72
- Figure 2.19. Quantitative integration of KAM per laser spot area (KAMpa) and measured trace element concentrations or isotopic ratios for titanite grains S1T1 and S1T2. A) Sorted

correlation coefficient between the KAMpa and trace elements or ratios. Note the greater correlation between KAMpa and  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and KAMpa. The high correlation between KAMpa and Sr suggests that Pb was mobilized. In support of textural evidence for decoupling, the REEs, here in the middle of the plot, yield a close to null correlation with KAMpa. U/Th, often associated as an initial growth signature is also uncorrelated to the KAMpa further supporting the decoupling behavior of the U-Pb system. Calculated correlation matrix is presented as supplementary material. B) KDE estimates of the  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  calculated for KAMpa quartiles. Inset: The first and fourth quartile and their location along the isochron calculated for the whole population. The systematically lower position of the spots also explains the younger  $^{207}\text{Pb}$  corrected  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  spot dates.... 75

Figure 3.1 Simplified geological map of the Manicouagan area in the Central Grenville Province. Modified from Kavanagh-Lepage et al. (2022), Labat et al. (2020), Jannin (2017), Dunning & Indares (2010) and Rivers (2008). Inset: tectonometamorphic subdivision of the Grenville Province modified from Rivers (2008). ..... 84

Figure 3.2 Geological map of the study area. Modified from Kavanagh-Lepage et al. (2022). Black stippled lines: Foliation trace interpreted from field data and from the regional gradient of the magnetic anomaly map; Green stippled lines: Second generation axial planes; Red stippled lines: third generation axial planes. Fold and banded iron formations data compiled by the MERNQ and publicly available via the SIGEOM (2022). ..... 87

Figure 3.3 Geophysical map of the study area. Vertical gradient of the residual magnetic field. Shabogamo Domain is shaded in grey. Limits of the SD are modified from Jannin (2017). The contrast and intensity of the vertical gradient are used to differentiate the nappes (SD, MIZ) from the Gagnon Terrane. The interpretation is based on the qualitative differences noted between the nappes and the GT. Note the presence of very-high contrast in the GT correlated to the banded iron formations, whereas the contrasts in intensity in the SD and MIZ are not as pronounced. Geophysical data compiled by the MERNQ and publicly available via the SIGEOM (2023). ..... 88

Figure 3.4. Outcrop and hand sample photos. A) Outcrop 19CK2090, northeastern limit of the SD. B) Garnet-clinopyroxene amphibolite gneiss with leucocratic pools interpreted as former partial melt. C) Hand sample cut perpendicular to foliation. D) Outcrop 19CK2089,

southwestern footwall of the SD, within the GT. Garnet-biotite gneiss with thickened fold hinges. Sample 89B location above the hammer. E) Garnet aggregates within the gneissosity. F) Rolling structures marking a top-to-the-NW sense of shearing. .... 96

Figure 3.5. Sample 90A – Photomicrograph, backscattered electron (BSE) images and chemical profiles. A) Photomicrograph showing abundant amphibole (dark green) overgrowth of clinopyroxene (pale green), and growth within garnet coronae. Large garnet grain (2.5 mm) presents an irregular border, multiples inclusions and fractures. Larger titanite grains (>1 mm) present along plagioclase within the gneissic banding and scattered throughout. B) BSE image showing inclusions of quartz, plagioclase, and apatite within garnet. Allanite is present as inclusions in titanite, or bordering apatite. Profile B-B' presents a flat inner major component composition, and a sharp increase in Xsps paired to a decrease in Xprp over approximately 200  $\mu\text{m}$  at the garnet rim. C) BSE image of titanite and A-A' chemical profile displaying a step-like growth zonation. Zirconium concentration is inversely correlated to  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content. .... 98

Figure 3.6. Sample 90A – Zr-in-Ttn results. A) Gaussian mixture model results for Zr concentration. 125 ppm peak corresponds to titanite cores mean, whereas 210 ppm peak corresponds to titanite rims mean. B) Zr-in-Ttn thermometry calculation results. The two peaks indicate mean temperatures of 771 and 798  $^{\circ}\text{C}$  for the titanite cores and rims, respectively, at a pressure of 1.2 GPa. Calculations after Hayden et al. (2008). 2s is the standard deviation without external error propagation. .... 101

Figure 3.7. Ti-in-Zircon thermobarometry results. A) Sample 89B B) Sample 90B. Calculations after Hoffman et al. (2014) and plotted for pressures ranging 0.5 – 1.8 GPa. .... 102

Figure 3.8. Sample 90A – Amphibole thermobarometry. A) P-T diagram modified from Ernst & Liu (1998). Yellow ellipses: Qualitative range of measured amphibole composition. Blue dots: OLS P-T prediction results for measured  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ . B) Ti-Amp (Liao et al., 2021) thermometry results. C) Kernel density estimate comparison of amphibole thermometry. OLS model predictions overlap with the calibrated Ti-Amp model of Liao et al. (2021). D) Two component GMM for pressures calculated with our OLS model. Results indicate a denser cluster of data points centered on 1.26 GPa. .... 103

Figure 3.9. Sample 90A – Phase equilibria modelling. A) Limits of mineral stability and key assemblages: (1) Grt-Amp-Cpx-Rt; (2) Grt-Amp-Omp-Ttn-melt; (3) Amp-Omp-Grt-Pl-Ttn. Green arrow is the suggested prograde path followed by the sample. B) Amphibole and garnet volume isopleths and plagioclase X<sub>an</sub> isopleth generated with PyWerami software (Lexa, O, updated 2011). C) Garnet endmember isopleths: X<sub>almandine</sub> and X<sub>grossular</sub> in shades of red and blue, respectively. Shaded areas are the intersection between modelled isopleths X<sub>alm</sub>, X<sub>grs</sub> and X<sub>spss</sub> calculated from EPMA measurements. D) Overlay of independent thermobarometry results onto the phase equilibria model. Green arrow indicates relative amphibole vol% increase as presented in B. Blue dots: OLS model P-T results. Purple shaded area: interquartile range of TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from calculated from measured concentrations in amphibole. Garnet isopleths intersections are shaded in white, as in C. Zr-in-Ttn results for cores and rims also follow the same slope as the OLS results, amphibole vol% and amphibole TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. 105

Figure 3.10. Sample 90A – In situ titanite geochronology. A) Rare Earth Elements profiles for titanite cores and rims. B) ‘Robust’ regression in Terra Wasserburg space for titanite cores C) ‘Robust’ regression in Terra Wasserburg space for titanite rims. Diagrams generated with the ChrontouR toolbox (Larson, K., 2022; DOI 10.17605/OSF.IO/P46MB)..... 108

Figure 3.11. Sample 90B and 89B – Zircon geochronology. A) Morphologies of zircons analysed in sample 90B. Mostly homogeneous population. B) REE profile for zircons showing a positive HREE slope, uncorrelated to the calculated date. C) <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb weighted mean date for the zircon population of sample 90B. D) Morphologies of zircons analysed in sample 89B. Almost all grains contain an Archean inherited core. E) REE profile for zircons showing a flat HREE slope, uncorrelated to the calculated date. F) <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb weighted mean date for the zircon population of sample 89B. G) Th-U plot for sample 90B and 89B. Both sample yield Th/U ranging mainly from 0.01 – 0.1. However, sample 90B shows a greater concentration in both Th (>10 ppm) and U (> 100 ppm)..... 113

Figure 3.12. Suggested P-t path for the SD and GT during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny. In purple: Decompression path interpreted from sample 90A. More information is needed to constraint its burial path. Yellow stippled line: Composite path for the GT interpreted from results of this study and from Indares (1995)..... 115

- Figure 4.1. Carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel centré sur l'intersection tectonique Hart-Jaune. Noter le contraste de signature magnétique entre la MIZ et le TG. Les affleurements 2033 et 2052 discutés ci-après se retrouvent sur le linéament magnétique correspondant à l'ABT. .... 123
- Figure 4.2. A) Affleurement 19CK2033. Boudins mafiques restitiques. Ces boudins sont inclus dans le rubanement tonalitique de première génération. B) Aperçu d'un boudin avec Cpx-Grt-Amp. L'abondance d'amphibole indique une rétrogression importante C) Matériel tonalitique de première génération concordant à la gneissosité. D) Le même matériel tonalitique est discordant par endroit. Toutes ces injections sont interconnectées. .... 124
- Figure 4.3. Affleurement 19CK2033. Étirement et transposition de grains de quartz dans une veine granitique parallèle au rubanement mylonitique. Indicatif d'un mouvement du toit vers le NO ..... 125
- Figure 4.4. A et B) Affleurement 19CK2033. Vues perpendiculaires du dyke granitique recoupant le rubanement mylonitique (échantillon 2033B2) C et D) Vue du dyke et agrandissement montrant la texture cataclasique ..... 126
- Figure 4.5. Carte synthèse de la déformation observée à l'intersection tectonique Hart-Jaune. Tiré de Kavanagh-Lepage et al. (2020) ..... 127
- Figure 4.6. A) Affleurement 19CK2052. Granite rosé massif et tardi-déformation échantillonné pour l'étude géochronologique. B) Affleurement 19CK2052. Orthogneiss avec rubanement mylonitique. En noir, enclave mafique transposée formant un pli isoclinal. C) Boudinage d'un corps de gabbro dans la ZCHJ. D) Leuco-gabbro en L-tectonite, défini par des amphiboles formant une linéation minérale proéminente ..... 128
- Figure 4.7. Morphologies et zonations des zircons de l'échantillon 20233B3. Noter la présence de faces cristallines et l'absence de cœurs hérités. .... 130
- Figure 4.8. Concentrations Th et U mesurées dans les zircons des échantillons 2033B3, 2033B2 et 2052. .... 132
- Figure 4.9. Diagramme bivarié de la concentration mesurée d'Y versus la pente Yb/Gd pour les analyses des échantillons 2033B3, 2033B2 et 2052. .... 132

Figure 4.10. Profile des Terres Rares normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) pour l'échantillon 2033B3. ....	133
Figure 4.11. A) Courbe de distribution des concentrations de Ti mesurées dans l'échantillon 2033B3. Noter que les valeurs présentées sont la moyenne $\pm$ 2 écart-types. B) Résultats de calculs Ti-in-Zircon selon la calibration d'Hoffman et al. (2014) pour une distribution de pression de 0,5 – 1,8 GPa (5000 – 18 000 bars).....	134
Figure 4.12. A) Diagramme Wetherill et centroïde calculé avec IsoplotR (Vermeesch, 2018). Les données discordantes à plus de 10% du Concordia sont retirées du calcul de moyenne pondérée. B) Moyenne pondérée calculée pour l'échantillon 2033B3. ....	135
Figure 4.13. Morphologies et zonations des zircons de l'échantillon 2033B2 .....	136
Figure 4.14. Profile des Terres Rares normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) pour l'échantillon 2033B2. ....	138
Figure 4.15 A) Courbe de distribution des concentrations de Ti mesurées dans l'échantillon 2033B2. Noter que les valeurs présentées sont la moyenne $\pm$ 2 écart-types. B) Résultats de calculs Ti-in-Zircon selon la calibration d'Hoffman et al. (2014) pour une distribution de pression de 0,5 – 1,8 GPa (5000 – 18 000 bars).....	139
Figure 4.16. A) Diagramme Wetherill et centroïde calculé. Les données discordantes à plus de 10% du Concordia sont retirées du calcul de moyenne pondérée. B) Moyenne pondérée calculée pour l'échantillon 2033B2. Calculs réalisés avec IsoplotR (Vermeesch, 2018). ....	140
Figure 4.17. Morphologies et zonations des zircons de l'échantillon 2052. Z1, 2 et 3 font référence aux zonations décrites dans le texte. ....	142
Figure 4.18. Signature géochimique Th/U des zones 1,2 et 3 des zircons de l'échantillon 2052	144
Figure 4.19. Profile des Terres Rares normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) pour l'échantillon 2052.....	145
Figure 4.20 A) Courbe de distribution des concentrations de Ti mesurées dans l'échantillon 2052. Noter que les valeurs présentées sont la moyenne $\pm$ 2 écart-types. B) Résultats de calculs Ti-in-Zircon selon la calibration d'Hoffman et al. (2014) pour une distribution de pression de 0,5 – 1,8 GPa (5000 – 18 000 bars).....	146

- Figure 4.21. A) Diagramme Tera-Wasserburg. Les données discordantes à plus de 10% du Concordia sont retirées du calcul de moyenne pondérée. B) Moyenne pondérée calculée pour l'échantillon 2052..... 147
- Figure 4.22. Variations de l'anomalie  $Eu^*$  et de la concentration en Y pour la population grenvillienne de l'échantillon 2052..... 148
- Figure 4.23. A) 19CK2015. Leucosome plissé dans les paragneiss du Terrane de Gagnon. Datation présentée par Beaudry (2023). B) 19CK2054. Dyke tardi-déformation recoupant les paragneiss du Terrane de Gagnon. Datation présentée par Beaudry (2023). C) 19CK2054. Vue rapprochée du dyke, montrant l'entraînement de la gneissosité dans le plan de mise en place du dyke. D) 17CK1012. Leucosomes plissés dans les paragneiss du Terrane de Gagnon. Datation présentée par Labat et al. (2020) ..... 152
- Figure 4.24. Compilation régionale de l'âge de la déformation..... 155
- Figure 5.1 Carte géologique de la région à l'étude et mesures structurales relevées dans le Terrane de Gagnon. Les marqueurs A-A', B-B', C-C' indiquent les extrémités des coupes. Encart : Agrandissement du secteur central du TG où sont situées les formations de fer plissé en crochet (Modifié de Clarke, 1977). ..... 157
- Figure 5.2 Coupes tectoniques. A-A'. Coupe dans un plan OSO-ENE, perpendiculaire à B-B'. b) le bloc-diagramme du gisement du Mont-Reed (Landry, 2013) est projeté dans le plan de la coupe, bien que sa localisation soit plus au nord (Figure 5.1). Le gisement du Mt-Reed présente une forme de plis couchés de première génération, repris par un pli ouvert de 2<sup>e</sup> génération avec un axe plongeant vers le NO. Coupe B-B'. Coupe dans un plan NNO-SSE. A) Plis-nappe couché et antiforme synclinal décrit par Clark (1977) pour le gisement de fer du Lac Jeannine. Noter que le pli antiforme synclinal est orthogonal à la coupe B-B'. Clark (1977) note que la structure n'est pas entièrement observable dans l'ancien secteur de la mine, mais expliquerait la forme du gisement ainsi que la polarité stratigraphique observée lors de l'exploitation du gisement. Coupe C-C'. Coupe NE-SO interprétée à partir du profil sismique réflexion de la ligne 55 du Lithoprobe (modifié de Hynes et al., 2000). Noter que ce profil est non migré et que le plan vertical représenté suit le tracé de la route 389. L'étendue horizontale originale présentée par Hynes et al. (2000) n'est pas à l'échelle. La marque rouge indique le point d'inflexion approximatif de la coupe (voir Figure 5.1). ..... 159

Figure 5.3 Modèle tectonique de l'orogénie grenvillienne. Noter que ce modèle conceptuel n'est pas à l'échelle. A) Configuration initiale de la Ceinture Parautochtone incluant des rampes de socles parallèles et perpendiculaires à l'orogène (Modifié de Jannin, 2017). B) Première phase de déformation – formation de plis-nappes couchés dans la CP. Cette déformation est compatible avec la première phase de plissement décrite pour le Mont-Wright, au NE du secteur à l'étude, soit des plis de plan axial NNE-SSO déversés au NO. C) Exhumation des nappes de haut grade (MIZ et DS) de leur niveau crustal inférieur à un niveau crustal moyen. L'exhumation aurait été facilitée par la présence des rampes de socles (Jannin, 2017 et références comprises). La 2<sup>e</sup> phase de déformation notée dans le TG serait formée par les contraintes imposées lors de l'exhumation des nappes. Les paragneiss du TG se retrouvent plissés selon un plan axial NO-SE, formant des plis serrés variants de droits à déversés. Cette phase de déformation aurait donné la forme distincte de crochets des formations de fers de la région à l'étude, tel que le Mt-Reed (voir Figure 5.1). D) Relâchement des contraintes suite à l'extrusion et affaissement des nappes, imposant un régime en transtension dans le TG. Régime de contrainte tardif compatible avec celui présenté pour le Mt-Wright (Brodeur-Grenier, 2018). Formation de plis droits, ouverts de plan axial NE-SO. Cette dernière génération de plissement est visible grâce aux mesures de foliations régionales (Coupe B-B', Figure 5.1; Clark, 1977), et permet d'expliquer l'axe de plis plongeant vers le NO du Mt-Reed ainsi que la répétition de plis en forme de crochets. (Figure à la page suivante)..... 174

Figure 5.4 A) Aperçu de la bréchification à l'affleurement 17CK1003 et injection de leucogranite. B) Vue de l'intrusion leucogranitique et des fragments de gabbro C) Gabbro éclogitique démembré et fragments emportés par la déformation. D). Vue sur un des fragments de gabbro éclogitique. Les cœurs des fragments préservés un assemblage Grt-Cpx tandis que leurs marges sont rétro-morphosées en amphibolite. Les fragments adoptent par endroit des formes sigmoïdes, indicatif de la déformation pervasive..... 178

## LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ABT	<i>Allochton Boundary Thrust</i> – Zone de Charriage de l’Allochtone
AMCG	Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite
CA	Ceinture Allochtone
CL	Cathodoluminescence
CP	Ceinture Parautochtone
DS	Domaine Shabogamo
EBS	Diffraction des électrons rétrodiffusés
EPMA	Microsonde électronique
ETR	Éléments des Terres Rares
FG	Front du Grenville
Ga	Giga annum
KAM	<i>Kernel Average Misorientation</i>
KDE	<i>Kernel density estimation</i>
LA-ICPMS	Ablation laser avec spectrométrie de masse à plasma couplé par induction
LHO	Large Hot Orogen
Ma	Mega annum
MERNQ	Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles du Québec
MIZ	<i>Manicouagan Imbricate Zone</i> - Zone Imbriquée de Manicouagan
MSWD	<i>Mean squared weighted deviation</i> - déviation pondérée de la régression par moindres carrés
OL	<i>Orogenic Lid</i> – Couverture orogénique
OLS	Ordinary least square
PG	Province de Grenville
P-T-t-D	Pression-Température-temps-Déformation
S.O.	Sans objet
TG	Terrane de Gagnon
THJ	Terrane de Hart-Jaune
ZCHJ	Zone de cisaillement Hart-Jaune

## LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A Données géochronologiques et compositionnelles .....	214
---	-----

## CHAPITRE 1 INTRODUCTION

### 1.1 Portée de l'étude

Les processus tectoniques d'orogénèse collisionnelle, comme leur compréhension, sont en perpétuelle évolution. Un orogène évolue autant en magnitude qu'en température lors de la convergence et l'épaississement crustal (Jamieson et Beaumont, 2013). Dans une revue récente, Jamieson et Beaumont (2013) ont subdivisé les orogènes selon un spectre allant de petits et froids, à transitoires puis orogènes larges et chauds (LHO pour large hot orogen). Des exemples modernes de ces types d'orogène sont les Pyrénées ou Taiwan (petit et froid), les Alpes en Suisse centrale (transitoire) et l'Himalaya (LHO) (Jamieson et Beaumont, 2013 et références incluses).

À un stade initial d'évolution de l'orogène, les processus tectoniques d'accommodation de la convergence sont principalement décrits par le concept du prisme orogénique à l'équilibre (Figure 1.1A; Platt, 1986; Jamieson et Beaumont, 2013). L'accommodation de la déformation à l'intérieur du prisme et sa forme générale sont régies par le maintien d'un angle critique dépendant de la rhéologie du prisme (Platt, 1986; Dahlen, 1990). L'angle peut être maintenu par épaisseur lors d'accrétion basale, par la propagation vers l'avant-pays de plis et de failles de chevauchement; ou lors d'un amincissement causé par la formation de failles normales à l'arrière du prisme ou encore par érosion au sommet et sédimentation au front (Jamieson et Beaumont, 2013). L'expression de la dynamique du prisme orogénique est la formation d'une ceinture de plis et chevauchements (Platt, 1986).

Si l'épaississement de la croûte et l'augmentation du géotherme est suffisant, généralement lors d'une collision continent-continent, le stade de LHO est atteint et un plateau orogénique sera formé (Figure 1.1B). À l'atteinte d'une température de 700°C et d'une proportion de fusion partielle de 7 %, une réduction drastique de la viscosité a lieu au niveau crustal moyen sous le plateau (Rosenberg et Handy, 2005; Grujic, 2006). L'ensemble de roche de faible viscosité aura tendance à se découpler de la superstructure plus compétente et fluera généralement vers l'avant-pays, selon un gradient de pression lithostatique (Beaumont et al., 2006; Grujic, 2006; Gervais et Ranalli, 2017). Ce mode d'accommodation de la déformation est communément nommé fluage chenalisé ou channel flow (Grujic et al., 1996; Vanderhaeghe et al., 1999; Beaumont et al., 2001, 2004, 2006; Godin et al., 2006; Grujic, 2006; Vanderhaeghe, 2009). Différents types de gradients de pression, tels que le contraste latéral de densité, la topographie, la flottabilité des roches partiellement

fondues et l'inclinaison du chenal, peuvent impacter le flux (Gervais et Ranalli, 2017). Le fluage chenalisé est considéré comme homogène lorsque des roches affectées sont de composition et rhéologie relativement homogène. À l'opposé, le fluage chenalisé est considéré comme hétérogène lorsque des segments crustaux de différentes compétences sont impliqués, par exemple un niveau crustal moyen faible et un segment de socle sous-jacent compétent (Beaumont et al., 2006). Enfin, un type de fluage chenalisé hétérogène important est l'extrusion ductile de nappe. Dans ce cas, la nappe est expulsée au-delà d'un indenteur, typiquement une rampe frontale de socle plus compétente (Warren et al., 2008; Jamieson et al., 2010; Duretz et al., 2011; Jamieson et Beaumont, 2013). L'extrusion ductile peut également se développer en présence de rampes de socles latérales (Hynes, 2002).

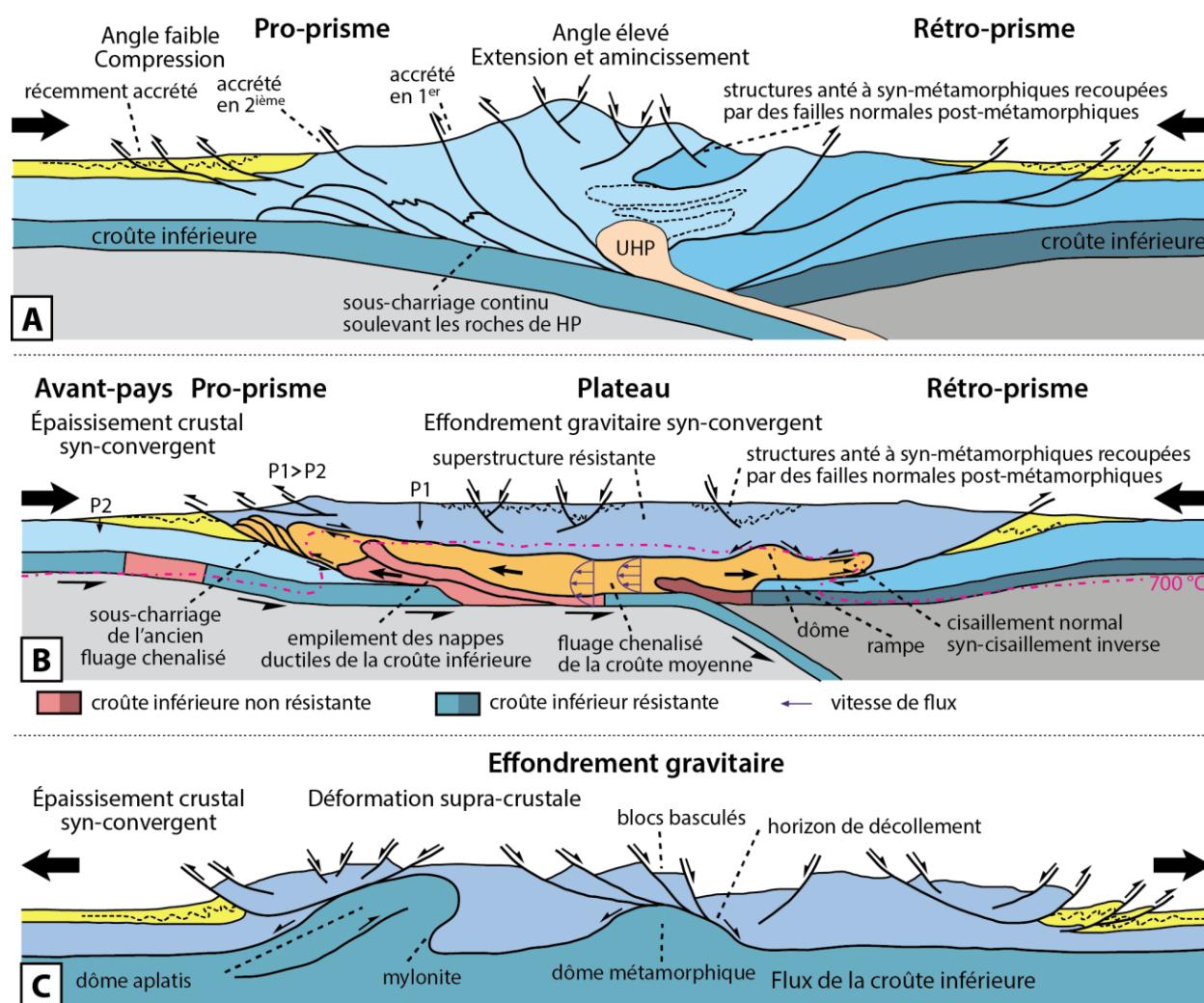


Figure 1.1. Processus tectoniques schématisés (Tiré de Jannin, 2017). A) Stade d'orogène petit et froid et modèle de prisme orogénique (d'après Platt, 1986 et Jamieson et Beaumont, 2013). B)

Modèle de divers types d'extrusion ductile, dont le fluage chenalisé dans un orogène large et chaud (inspiré de Jamieson et Beaumont, 2011, 2013; Larson et Cottle, 2014). C) Modèle d'effondrement gravitaire au stade de déclin de l'orogène (inspiré de Rey et al., 2001; Tirel et al., 2009).

La superstructure d'un LHO peut se déstabiliser et s'effondrer sur elle-même (Figure 1.1C). La croûte épaissie développe une énergie potentielle gravitationnelle importante et est soutenue par les forces tectoniques et sa résistance interne. L'effondrement a lieu lorsque les forces convergentes se relâchent et/ou ne contrebalancent pas les forces gravitationnelles (Rey et al., 2001). Si ces forces diminuent, c'est-à-dire en cas de ralentissement du taux de convergence ou d'affaiblissement de la croûte, les forces gravitationnelles deviendront le principal moteur de la déformation (Rey et al., 2001). L'extension de la croûte supérieure engendrera alors des failles normales qui exhumeront les niveaux inférieurs et créeront des boudins à l'échelle de la croûte. Une conséquence de l'effondrement est la formation de complexes à cœurs métamorphiques (Rey et al., 2001; Tirel et al., 2008; Platt et al., 2015).

Par le passé, les processus de prisme orogénique et de fluage chenalisé étaient considérés à la fois mutuellement exclusifs et n'opérant qu'en régime tectonique convergent. Ce statu quo a été rompu par les résultats de modélisation thermo-mécanique des orogènes, qui ont permis de démontrer qu'un prisme orogénique et le fluage chenalisé peuvent avoir lieu au flanc d'un orogène en déclin et que l'effondrement peut avoir lieu lors de la convergence, par exemple dans la croûte supérieure sus-jacente à une croûte moyenne partiellement fondue (Rey et al., 2001; Tirel et al., 2009; Vanderhaeghe, 2009; Jamieson et al., 2010; Jamieson et Beaumont, 2013). Il s'avère que ces modes d'accommodation de déformation crustale sont en fait variables dans le temps et l'espace, et que par exemple, les processus de prisme orogénique et de fluage chenalisé se superposent à travers l'évolution de l'orogène (e.g. l'Himalaya; Larson et Cottle, 2014; Cottle et al., 2015). Sachant que l'état final d'un orogène représente fort probablement le résultat d'une combinaison de ces processus, il est important d'évaluer l'architecture orogénique attentivement afin de comprendre son évolution. Il est alors crucial que l'interprétation tectonique soit appuyée par des données de terrain combinant structure, métamorphisme et géochronologie à divers niveaux structuraux de l'orogène (Gervais et Brown, 2011). Enfin, des critères diagnostiques nous permettent de reconnaître les processus tectoniques ayant eu lieu lors de l'orogénèse (Gervais et Brown, 2011).

Depuis le premier cadre tectonique et la subdivision de la Province de Grenville (PG) par Wynne-Edwards (1972), l'interprétation des données de terrain, des modèles analogiques et numériques ont permis, avec le temps, de construire une séquence d'événements continue qui décrit la collision continent-continent connue sous le nom d'Orogène de Grenville. Le consensus actuel est que l'architecture de la Province de Grenville est le résultat d'une orogénèse Mésoprotérozoïque chaude, de longue durée et effondrée (Rivers, 2012).

L'architecture de 1<sup>er</sup> ordre de la PG subdivise la Province en deux ceintures, parautochtone et allochtone, séparées par la Zone de Charriage de l'Allochtonne (*Allochton Boundary Thrust*; ABT; Rivers et al., 1989). Les niveaux structuraux de l'orogène ont été définis par leurs relations structurales et leurs contrastes métamorphiques et il a été reconnu qu'à travers la PG des segments de la croûte inférieure, moyenne et supérieure sont juxtaposés (Figure 1.1; Rivers, 2008, 2012). Les niveaux structuraux de cet ancien orogène varient ainsi géographiquement et cette variation rend la PG une cible intéressante pour l'étude des processus orogéniques.

### **1.1.1 Secteur à l'étude**

La PG de la région de Manicouagan a fait l'objet d'études antérieures clés tels le levé sismique du projet *LITHOPROBE* (Hynes et al., 2000) et la modélisation thermomécanique numérique (Jamieson et al., 2010) permettant l'interprétation tectonique. Depuis, quatre différents modes d'accommodation de la déformation ont été proposés dans cette région: la dynamique de prisme orogénique (van Gool et al., 2008), l'extrusion ductile (Hynes et al., 2000; Indares et al., 1998, 2000, 2004; Jannin, 2017), le fluage chenalisé (Jannin et al., 2018a, b) et l'effondrement gravitationnel (van Gool et al., 2008; Rivers, 2008). Ces modèles ont été contraints rigoureusement localement, par exemple, le paroxysme du métamorphisme et la déformation dans la Zone Imbriquée de Manicouagan (Indares et al., 1998; 2000; voir synthèse d'Indares, 2020) et le cadre structural et métamorphique du prisme orogénique (van Gool et al., 2008) sont bien définis.

Les campagnes de cartographie et d'études géologiques dans la région de Manicouagan de la PG se sont distribuées géographiquement avec les décennies (Figure 1.2). Les campagnes des années 1960-1970 visaient l'identification des formations de fer, soit au sud de Fermont ou autour du Mont-Reed, au nord-est du réservoir Manicouagan. L'étude de roches métamorphisées à haute pression, atteignant le faciès des éclogites, au sud-est de Fermont et sur les rives du réservoir Manicouagan a été l'intérêt principal régional entre les années 1990 – 2010. Depuis, les études se

sont concentrées au sud et sud-ouest du réservoir Manicouagan. La distribution spatiale des études antérieures et des données récoltées laisse donc une lacune entre les rives du réservoir Manicouagan et Fermont (rectangles bleus Figure 1.2). Par conséquent, à l'échelle régionale, les données permettant de rallier l'évolution de la PG centrale dans un même continuum présentent des lacunes principalement géographiques et temporelles. L'acquisition de nouvelles données à l'aide de techniques modernes est donc essentielle pour l'étude de la Province de Grenville centrale. L'objectif de ce projet est donc de combler le manque de données dans le secteur à l'aide d'une étude de pointe basée sur l'application de la pétrochronologie et ainsi de contribuer à l'avancée de la compréhension de l'orogénie grenvillienne.

Pour ce projet, le segment exempt de données quantitatives a été visé (Figure 1.2). Ce secteur s'étend du réservoir Manicouagan à l'ouest jusqu'à Fermont au nord-est. Le centre approximatif du secteur est le Mont-Reed. Les différents niveaux structuraux de l'orogène grenvillien sont représentés le long de ce transect, et passent du niveau structural supérieur de la ceinture allochtone au sud, au niveau inférieur de la ceinture parautochtone au nord.

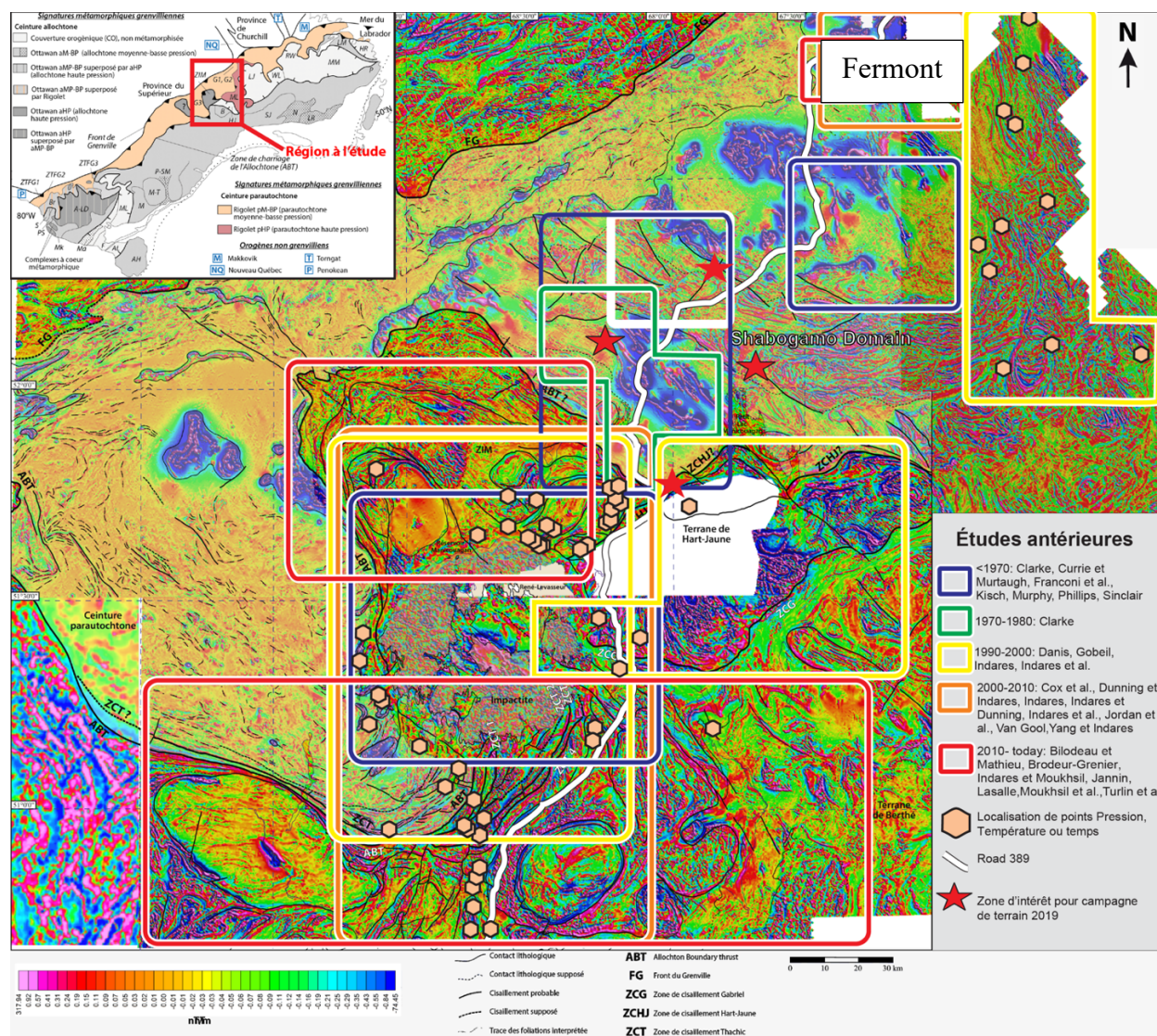


Figure 1.2 Distribution spatiale des études antérieures dans la Province de Grenville centrale

## 1.2 Contexte géologique

### 1.2.1 Composantes et subdivisions de la Province de Grenville

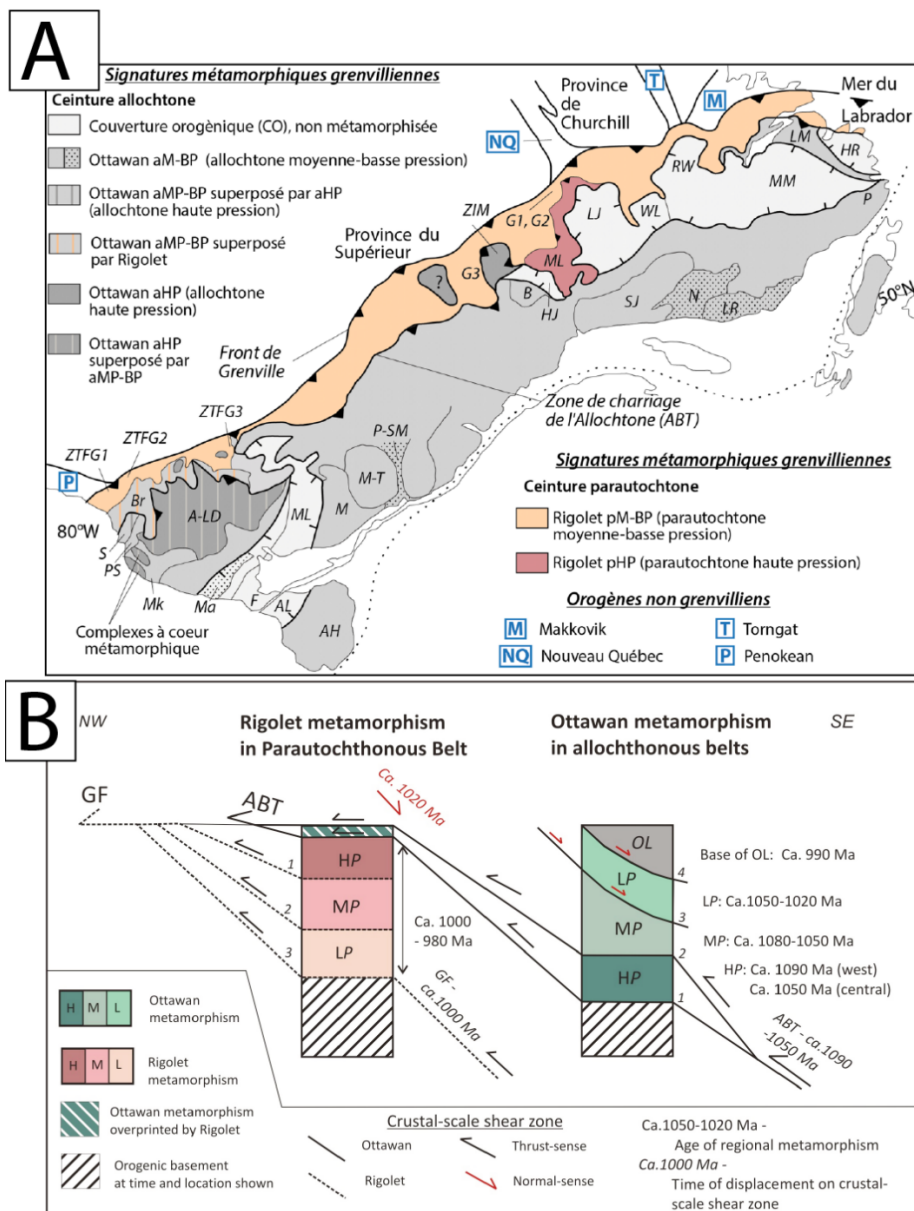
La Province de Grenville est divisée en deux : la ceinture paraautochtone (CP) au NO et la ceinture allochtone (CA) au SE (Figure 1.3A; Rivers et al., 1989). Le Front de Grenville (FG) marque la limite du métamorphisme et de la déformation grenvillienne et sépare la Province de Grenville au sud-est, de la Province du Supérieur au nord-ouest (Rivers et al., 1989). Dans le mur du FG se retrouve la CP, formée de la continuité du socle laurentien et de sa couverture métasédimentaire déformés et métamorphisés durant la phase Rigolet de l'orogénie (1000 – 980 Ma; Rivers et al.,

1989; Martignole et Martelat, 2005; Rivers, 2008). Le grade métamorphique varie à travers la CP, allant du faciès schiste vert au niveau structural inférieur, au faciès granulite au niveau structural supérieur (Rivers, 1983, 2008).

La CA est composé de roches exotiques à péricatatoniques accrétées au craton laurentien et a été métamorphisé durant la phase Ottawan (1090 – 1030 Ma; Rivers et al., 1989, 2012). Ces ensembles de roches, ou terranes, auraient été juxtaposés par une séquence de chevauchement et d'extension (Figure 1.3B; Rivers, 2008). De manière générale, le grade métamorphique à travers la CA augmente vers son niveau structural inférieur, atteignant le faciès éclogite dans le toit de l'ABT (e.g. Terrane Algonquin-Lac Dumoine, Domaine Shawanaga, Zone Imbriquée de Manicouagan, Terrane Molson-Lake (potentiellement); Indares, 1993; Indares et Dunning, 1997; Indares, 1997; Culshaw et al., 1997; Rivers et al., 2002; Gower et al., 2008; Marsh et Culshaw, 2014). Le niveau structural supérieur de la CA aurait échappé au métamorphisme Ottawan, formant une couverture orogénique (OL, Figure 1.3B) semblable à un plateau orogénique (Rivers, 2008).

L'ABT, qui sépare les deux ceintures, est une zone de cisaillement ductile généralement de pendage faible vers le SE (Rivers et al., 1989; Ketchum et Davidson, 2000). Son tracé marque un contraste lithotectonique et métamorphique important à travers la Province de Grenville et peut être reconnu par la cartographie du champ magnétique total (Rivers et al., 1989) ou encore par le contraste d'âges modèles Sm/Nd (Dickin, 2000; Dickin et al., 2008, 2010; Dickin et al., 2017). Une revue des études de l'ABT par Jannin et al. (2018a) indique que cette structure, bien que majeure, demeure cryptique sur le terrain.

De manière générale, le tracé de l'ABT est SO-NE, mais à certains endroits, comme pour la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ), le tracé est lobé. Dans le cas de la MIZ, Labat et al. (2020) ont démontré à l'aide d'une étude structurale régionale que cette géométrie a été acquise, non par plissement, mais par une déformation principalement en constriction. Le tracé de l'ABT aurait également été remanié lors d'un épisode de fluage chenalisé Rigolet (Jannin et al., 2018a, b), et même potentiellement lors d'un plissement relié à l'effondrement gravitaire (Rivers et Schwerdtner, 2015).



### Abréviations

<b>Ceinture allochtone</b>	HJ Terrane de Hart-Jaune	ML Terrane du Mont Laurier	S Domaine Shawanaga
AH Terrane des hautes-terres Adirondack	HR Terrane Hawke River	MM Terrane des montagnes Mealy	SJ Domaine St Jean
AL Terrane des basses-terres Adirondack	LJ Terrane du Lac Joseph	M-T Terrane de Mékinac-Taureau	ZIM Zone Imbriquée de Manicouagan
A-LD Terrane Algonquin-Lac Dumoine	LM Terrane du Lac Melville	N Domaine Natashquan	<b>Ceinture parautochtone</b>
B Terrane de Berthé	LR Segment La Romaine	P Terrane Pinware	G1-3 Groupe de Gagnon
Br Domaine Britt	WL Terrane du Lac Wilson	PS Domaine Parry Sound	ML Terrane de Molson Lake
F Domaine Frontenac	M Terrane de Morin	P-SM Domaine Portneuf-St Maurice	ZTFG1-3 Zone de transition du Front de Grenville
	Ma Terrane de Mazinaw	RW Terrane Red-Wine	
	Mk Domaine de Muskoka		

Figure 1.3 Subdivisions de la Province de Grenville. A) Cartographie des domaines tectono-métamorphiques de la Province de Grenville (Tiré de Jannin, 2017, d'après Rivers, 2008). B) Niveaux structuraux et signature métamorphique de la Province de Grenville (tiré de Rivers, 2015).

## 1.2.2 Évolution anté-grenvillienne

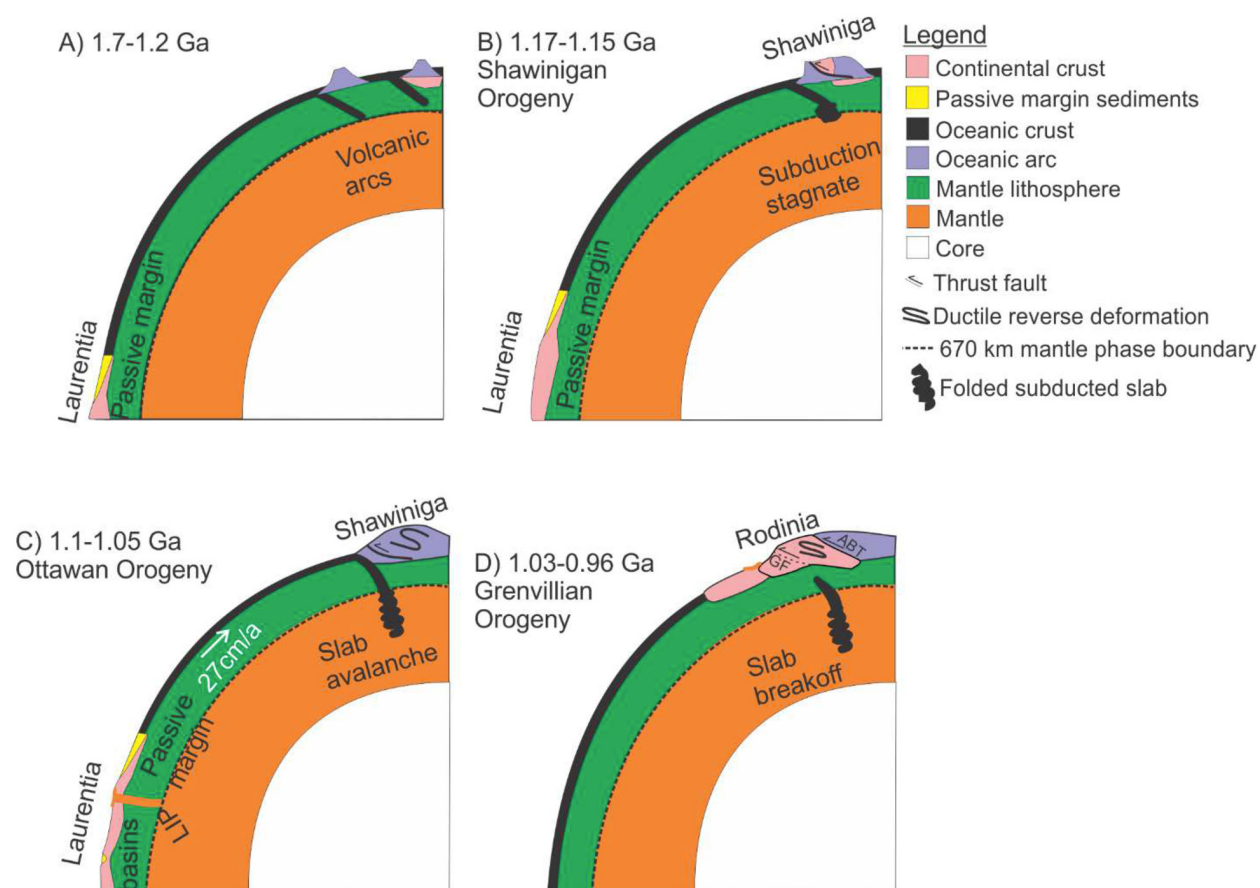
L'évolution de la Province de Grenville s'étend sur plusieurs centaines de millions d'années de la fin du Paléoproterozoïque au début du Néoproterozoïque, et, pour cet intervalle de temps, plusieurs modèles tectoniques s'opposent. Un premier modèle de « stagnant lid » suggère que le Mésoproterozoïque aurait été une période de stabilité lithosphérique, et que celle-ci n'était pas fragmentée comme décrite pour Vénus (Stern, 2020). Cet épisode de « stagnant-lid » s'inscrit dans la période surnommée « Boring Billion » en raison du faible nombre de données de proxy d'activité tectonique (Stern, 2020). Cependant, ce modèle est difficilement réconciliable avec l'ensemble des données de terrain suggérant un magmatisme et un métamorphisme actif durant le Mésoproterozoïque.

Un second modèle suggère que la marge sud-est de la Laurentia était active, faisant face à un océan majeur sur plusieurs milliers de kilomètres (Rivers, 1997). Le long de cette marge, le magmatisme et l'accrétion d'arc sont documentés pendant le Labradorien (1,71-1,60 Ga), le Pinwarien (1,52-1,46 Ga), l'Elzévirien (1,29-1,19 Ga) et le Shawinigan (1,2-1,16 Ga) (Dunning et Indares, 2010 et références ; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2013). De même, Rivers et Corrigan (2000) ont examiné les données de l'ensemble de la PG et ont suggéré que le Pinwarien et l'Elzévirien étaient des événements orogéniques d'accrétion associés à des fermetures de bassins d'arrière-arc. Par exemple, au cours de l'Elzévirien, la fermeture du bassin d'arrière-arc de la ceinture métasédimentaire centrale aurait entraîné le métamorphisme de terranes, ainsi qu'un magmatisme de signature d'arrière-arc et de subduction (Rivers et Corrigan, 2000 et références). Dans ce modèle, l'assemblage de la PG est comparé à une marge convergente de type andéenne de longue durée (Rivers et Corrigan, 2000).

Les résultats de l'étude de la volcano-stratigraphie et des pôles paléomagnétiques dans le « Mid-continental Rift » suggèrent qu'après le Shawinigan, la marge sud-est de la Laurentia était devenue passive et que la subduction était orientée vers le sud (Swanson-Hysell et al., 2019). La trajectoire apparente du pôle magnétique terrestre associée aux datations U-Pb indique que le mouvement vers le sud de Laurentia aurait dépassé 25 cm/an entre ca. 1100 - 1050 Ma, lors d'un épisode de « slab avalanche » (Li et al., 2008 ; Swanson-Hysell et al., 2019).

Inspirés par ces derniers résultats, Gervais et al. (2023) ont proposé un modèle radicalement différent pour le Mésoproterozoïque et la culmination de l'évolution tectonique ayant mené à

l'Orogène de Grenville. Ce modèle postule qu'une marge passive de longue durée aurait bordé Laurentia. Contrairement au modèle andéen, la CA aurait été assemblée sous la forme d'un microcontinent nommé Shawiniga, composé d'arcs juvéniles (Figure 1.4). Ce modèle est appuyé par l'étude des jeux de données globaux de proxys d'activité tectonique, tel le ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans les calcaires, ou encore des valeurs  $\delta\text{O}^{18}$  et  $\epsilon\text{Hf}$  dans les zircons (Gervais et al., 2023 et références), et une compilation des données géochronologiques et géochimiques recueillies dans la Province de Grenville.



### 1.2.3 Orogenèse grenvillienne

L'orogène grenvillien représente la dernière série d'événements qui ont collectivement conduit à la création de la Province de Grenville dans sa configuration structurale actuelle et ultimement à la formation du supercontinent Rodinia (Gower et Krogh, 2002; Rainbird et al. 2012; Condie, 2020). La modélisation numérique-thermomécanique et conceptuels reproduisent assez bien l'architecture de premier ordre de la province de Grenville (Jamieson et al., 2007, 2010; Rivers

2008, 2012). Les résultats de ces modélisations ont permis d'obtenir des modèles crustaux de premier ordre à comparer aux coupes transversales crustales du *LITHOPROBE* (Figure 1.5) dessinées par Martignole et al. (2000) pour le transect Val d'Or-Montréal (GO-2), d'après Culshaw et al. (1997) pour le transect de la baie Georgienne (GO-3) et par Indares et Dunning (2004) pour la Zone Imbriquée de Manicouagan (EGO-1; Figure 1.6) (Jamieson et al. 2007 ; Jamieson et al., 2010). Ainsi, il a été reconnu que plusieurs caractéristiques de l'orogénèse grenvillienne s'accordent avec ces modèles, bien qu'imparfaitement (Jamieson et al., 2007 ; Rivers, 2008).

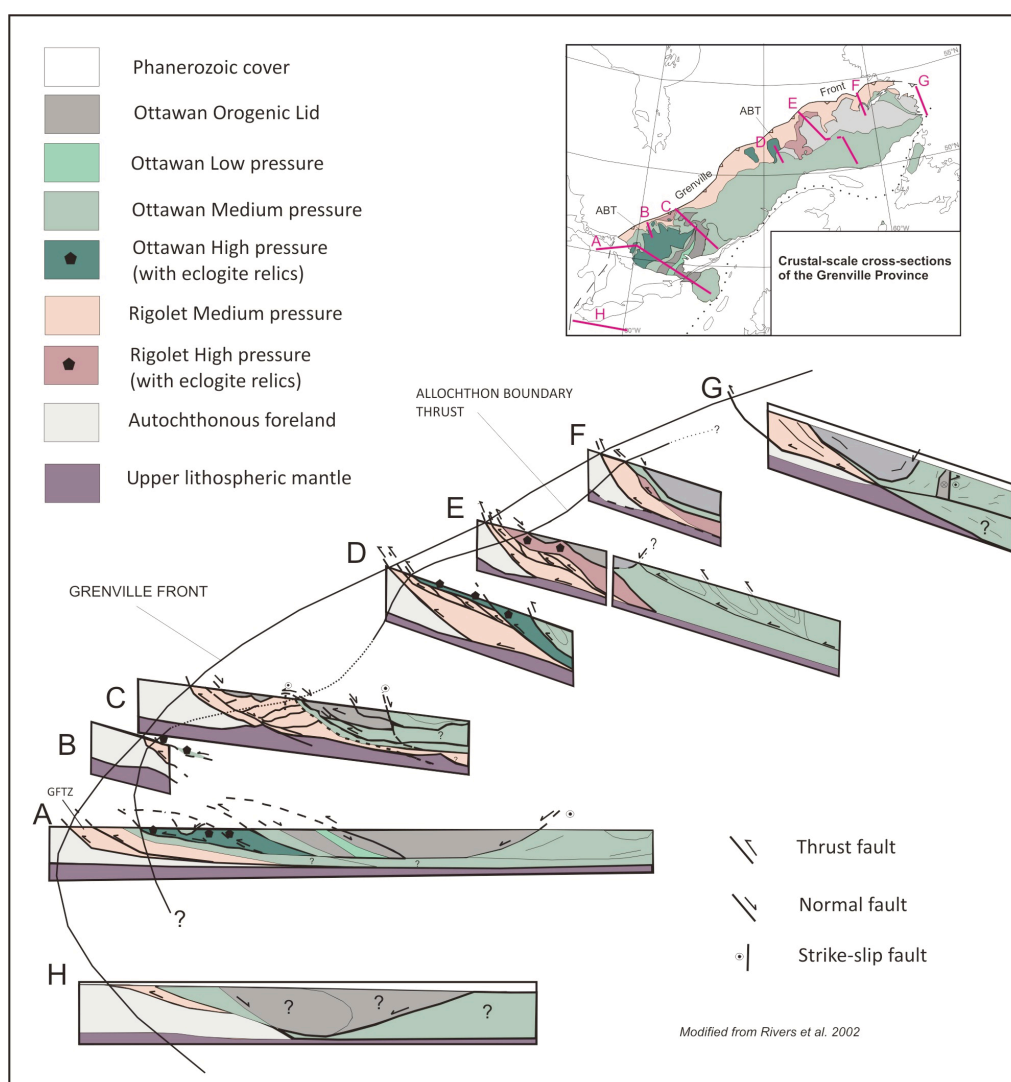


Figure 1.5 Coupe crustale de la Province de Grenville d'ouest (à gauche) en est (droite), réalisés à partir des résultats du projet LITHOPROBE (Tiré de Rivers, 2015). Les coupes D et E sont en limites du secteur à l'étude.

## Model EGO-1 vs. MIZ cross-section

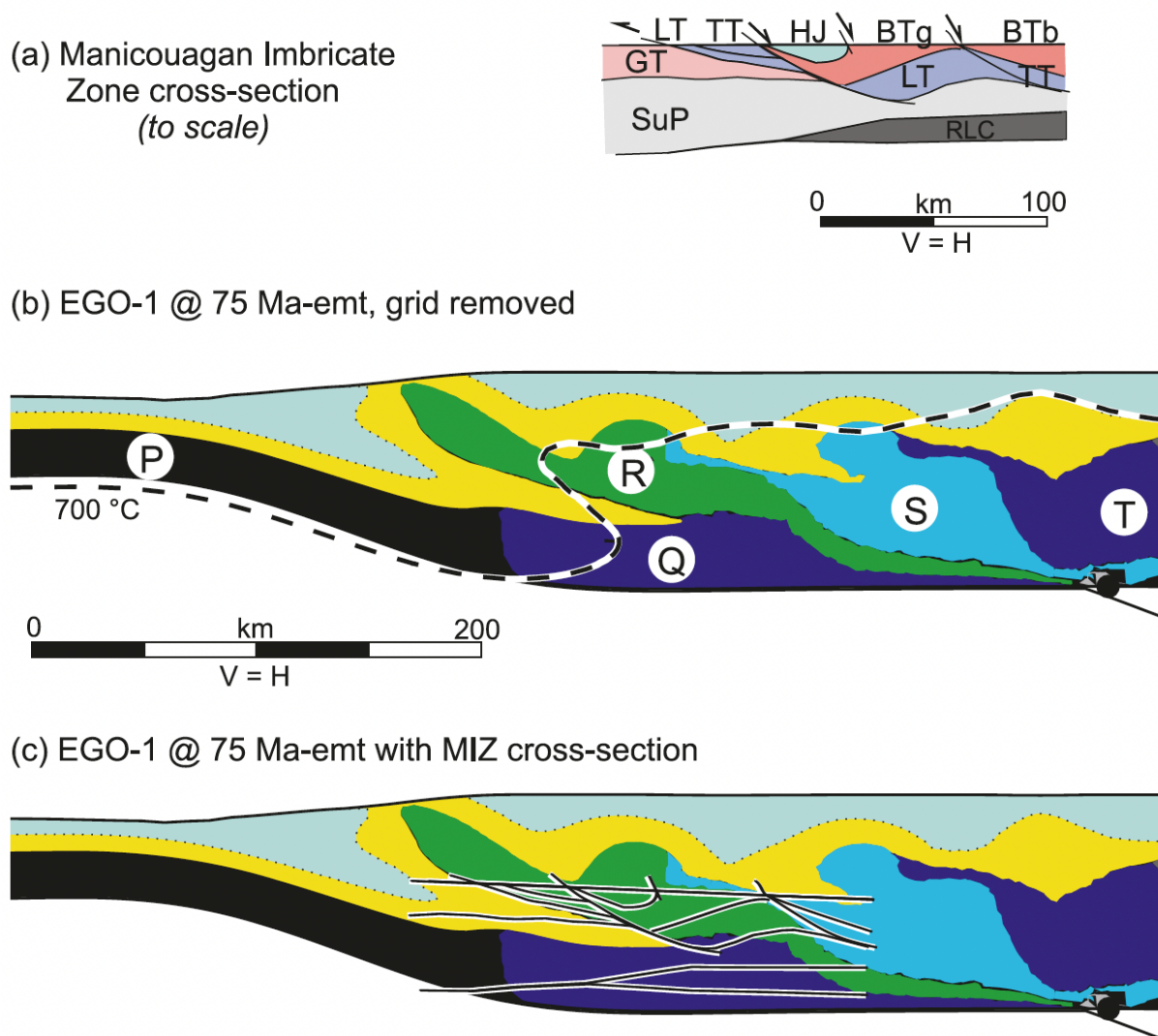


Figure 1.6. Modélisation numérique montrant 75 Ma de convergence durant l’Orogène de Grenville comparé à la coupe crustale issue du projet LITHOPROBE. A) Coupe du secteur à l’étude selon le LITHOPROBE (Hynes et al., 2000). B) Modèle EGO-1 avec isotherme de 700°C en tireté. C) Coupe crustale superposé au modèle numérique (Tiré de Jamieson et al., 2010). Abréviations : Berthier Terrane (BT), Gagnon Terrane (GT), Hart-Jaune Terrane (HJ), Lelukuau Terrane (LT), Superior Province (SuP), Tshenukutish Terrane (TT). P, Q, R, S, T dénote les segments crutaux modélisés et initialement côte à côte et à une profondeur crustale identique.

### 1.2.3.1 Phase Ottawan

Selon le modèle traditionnel, durant la phase Ottawan de l’orogénie grenvillienne la CA aurait formé le cœur d’un LHO produit par une collision continent-continent et comportant un plateau

orogénique (Rivers, 2008, 2012). Sous ce plateau, le segment crustal inférieur à moyen aurait été exhumé vers la CP dans l'avant-pays selon un modèle de fluage chenalisé soit homogène ou hétérogène (Figure 1.7A; Jamieson et al., 2007, 2010; Rivers, 2008). Ce segment crustal est caractérisé par l'atteinte d'une température de plus de 700°C, une déformation ductile généralisée et une évolution métamorphique prolongée. À l'opposé, les roches de la couverture orogénique préservent des âges de refroidissement  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur hornblende Ottawan ou plus anciens (Rivers, 2008, 2012). La CA aurait été également affecté par une phase d'effondrement gravitaire (Figure 1.7B), ce qui aurait contribué à la formation de complexes à cœurs métamorphiques comme le domaine Muskoka (Rivers et Schwerdtner, 2015) et le domaine Mékinac-Taureau (Soucy La Roche et al., 2015). Ce dernier complexe expose un contraste important entre les orthogneiss métamorphisés au faciès des granulites et comportant une forte proportion de liquide de fusion partielle au cœur, et sa couverture structurale métamorphisée au faciès des amphibolites (Corrigan et Van Breemen, 1997; Soucy La Roche et al., 2015). L'activité du détachement de ce complexe daté à ca. 1035 Ma supporte un modèle d'effondrement post-convergence.

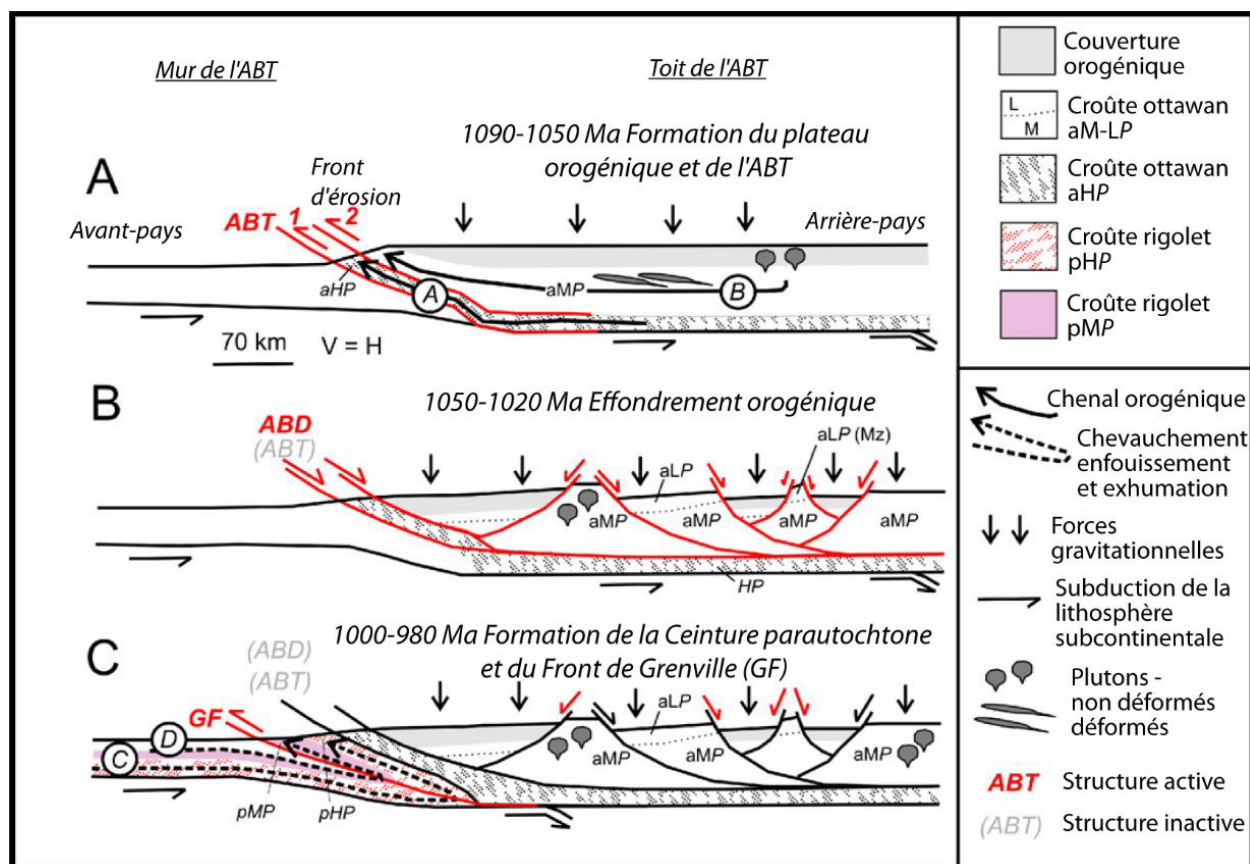


Figure 1.7. Modèle tectonique de l'Orogène de Grenville (Tiré de Jannin, 2017; d'après Rivers, 2008). A) Stade LHO avec plateau et déformation principalement ductile sous celui-ci. B) Effondrement gravitaire Ottawan. C) Migration de la déformation vers l'avant pays lors de l'effondrement et déformation Rigolet dans la ceinture parautochtone. ABD – *Allochthon Boundary Detachment*; autres abbréviations tirés de la figure 1.3.

Le modèle de Gervais et al. (2023) propose une interprétation de la phase Ottawan fortement différente. D'abord, la collision continent-continent n'aurait pas encore eu lieu. Dans ce modèle, le phénomène de *slab avalanche* aurait entraîné Laurentia (CP) vers le sud à un taux exceptionnel de près de 25 cm/an, causant un régime extensif à l'échelle du craton laurentien (Figure 1.4). À titre comparatif, le taux de convergence de la plaque indienne vers le nord n'aurait pas excédé 20 cm/an (Cande et Stegman, 2011). La collision finale et, conséquemment, l'orogénie grenvillienne aurait eu lieu plus tardivement couvrant la fin de la phase Ottawan et l'entièreté de la phase Rigolet.

### 1.2.3.2 Phase Rigolet

Il est généralement accepté que la Phase Rigolet (1005- 980 Ma) marque la migration du front de déformation orogénique vers l'avant-pays, le métamorphisme et la déformation du socle laurentien

et de sa couverture métasédimentaire. La force à l'œuvre pour cette phase aurait été soit une compression en avant-pays lié à l'effondrement gravitaire de l'arrière-pays (Figure 1.1C; Jamieson et al., 2010; Rivers, 2012; Rivers et Schwerdtner, 2015) ou pendant un renouvellement de la convergence (Rivers, 2009; Maity et Indares, 2018). Nonobstant la force à l'œuvre, le modèle d'accommodation de la convergence communément accepté pour la phase Rigolet est celui de prisme orogénique (van Gool et al., 2008). Ce modèle est supporté par des données structurales et métamorphiques seulement que pour la PG orientale (à la frontière Québec - Terre-Neuve-et-Labrador). van Gool et al. (2008) documentent de manière robuste la formation d'une ceinture de plis-chevauchement dans le toit du Front du Grenville, mais leur modèle n'est pas supporté par des données géochronologiques ou métamorphiques modernes. Un second modèle implique la réactivation de la CP lors d'un sous-charriage vers le SE (Jordan et al., 2006; Indares et al. 2008). L'étude de ces modèles et de la CP par Jannin (2017) a mené à l'élaboration d'un modèle de fluage chenalisé hétérogène pour un segment de la CP éloigné du Front du Grenville et dans le mur de l'ABT.

Dans le toit de l'ABT, un modèle d'extrusion ductile de nappe est proposé pour l'évolution tectonique du segment haute pression de la CA, soit la Zone Imbriquée de Manicouagan (Figure 1.6). Ce modèle place l'évolution de la MIZ d'abord durant la phase Ottawan (Indares et al., 1998; Hynes et al., 2002; Indares et Dunning, 2004). Toutefois, les données géochronologiques récentes (Labat et al., 2020) indiquent la mise en place syn-déformation d'un vaste réseau de leucogranites durant la phase Rigolet. Gower et al. (2008) ont également présenté un modèle d'évolution tectonique grenvillien se terminant à la phase Rigolet par l'expulsion de nappes de haut grade (fluage chenalisé hétérogène). Ce dernier modèle est intéressant, car il définit un parallèle entre les structures majeures grenvilliennes et himalayennes, respectivement : Front du Grenville- *Main Boundary Thrust*; ABT – *Main Central Thrust*; Frontière des terranes Molson Lake et Lake Joseph – *South Tibetan Detachment system*.

Une observation importante des études géochronologiques de la CP au Québec, est l'absence d'âge de croissance de zircon entre le Paléoproterozoïque et la phase Rigolet. L'étude récente de pegmatites syn-cinématiques le long de la route 117, au sud du FG, a montré des âges U-Pb sur zircon archéen, suggérant une déformation archéenne (2624 - 2601 Ma; Lambert, 2023). Les résultats de cette dernière étude indiquent une déformation et cristallisation de multiples générations de granites et leucosomes exclusivement durant la phase Rigolet pour toute la CP

exposée le long de la route 117. Ceci a amené Lambert et al. (2023) à proposer un modèle de fluage chenalisé hétérogène inspiré de celui de Jannin (2018a, b). Beaudry (2023) a présenté des datations de zircons provenant d'un leucosome déformé de la CP, où les données discordantes définissent un âge métamorphique Rigolet et un âge de ca. 1900 Ma pour un cœur détritique hérité.

En somme, les phases Ottawan et Rigolet auraient laissé une empreinte tectono-métamorphique importante dans les CA et CP, respectivement. Les modèles tectoniques énoncés ci-haut s'appliquent pour des segments orogéniques situés plutôt dans l'avant-pays (prisme orogénique) ou bien en arrière-pays (fluage chenalisé homogène/hétérogène sous un plateau orogénique, par exemple). Le secteur à l'étude, qui inclut la CP, la CA et leur interface, soit l'ABT, n'est décrit jusqu'à maintenant par aucun modèle d'évolution tectonique continu supporté par des données de terrain, métamorphiques, et géochronologiques modernes. Il est attendu qu'à un point névralgique de l'orogène, tel le secteur à l'étude dans le toit et le mur de l'ABT, les processus tectoniques aient pu se chevaucher dans l'espace et dans le temps (Larson et Cottle, 2014; Cottle et al., 2015). Il s'avère ainsi clé d'acquérir un jeu de données permettant de résoudre cette problématique de l'orogénèse grenvillienne.

## **1.2.4 Géologie du secteur à l'étude**

### **1.2.4.1 Ceinture parautochtone - Terrane de Gagnon**

Le Terrane de Gagnon (TG) comprend deux unités principales : le complexe d'Ulamen et le Groupe de Gagnon (Moukhsil et al., 2013). Le complexe d'Ulamen correspond au socle laurentien archéen composé de roches de *Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite* et est interprété comme corrélatif au complexe d'Ashuanipi de la Province du Supérieur (Jordan et al., 2006; Moukhsil et al., 2013). Le Groupe de Gagnon est la couverture métasédimentaire composée d'une séquence de marge continentale Paléoprotérozoïque formé de paragneiss migmatitiques, de quartzites, de marbres et de formations de fer corrélés au Groupe du Lac Knob de la Fosse du Labrador (Clarke, 1977; Rivers 1983; Henrique-Pinto et al., 2017). La reconstruction stratigraphique qualitative de van Gool et al. (2008) indique une variation des épaisseurs des formations du Groupe du Lac Knob à travers le TG. Les variations sont notées autant parallèlement que perpendiculairement à la marge (et à l'orogène), et van Gool et al. (2008) suggèrent qu'il s'agit du résultat du mouvement de failles normales lors de la formation de la marge passive. De plus, l'étude gravimétrique de Jannin (2017)

a permis de délimiter de profondes rampes de socle perpendiculaires et parallèles au front de l'orogène (Figure 1.10).

Rivers (1983) a documenté une augmentation générale des conditions métamorphiques couplée au niveau structural, passant du faciès schiste vert dans le toit du Front de Grenville, jusqu'au faciès granulite au niveau structural sommital. Le paroxysme du métamorphisme grenvillien aurait été de 1,25-1,5 GPa et 815-850°C (Hynes et al., 2000; Jordan et al., 2006; Rivers, 2009; Rivers et al., 2012; van Gool et al., 2008) et aurait eu lieu durant la phase Rigolet (Jordan et al., 2006; Jannin et al., 2018a). Jordan et al. (2006) ont également daté une génération de monazite à ca. 1719 – 1738 Ma, suggérant le potentiel d'un métamorphisme anté-grenvillien. Toutefois, il n'y a aucune autre occurrence connue de métamorphisme de cet âge dans le secteur à l'étude. Le métamorphisme Rigolet dans le TG est principalement lié à un épisode de déformation en présence de liquide de fusion partielle (Jannin et al., 2018; Labat et al., 2020).

Deux principaux modèles d'évolution tectonique sont documentés pour le TG et concernent soit l'avant-pays (prisme orogénique) ou l'arrière-pays (fluage chenalisé). Une tendance est de mettre en opposition ces deux modèles alors que ces processus ont pu être contemporains (Larson et Cottle, 2014; Cottle et al., 2015) comme ils sont documentés respectivement dans le front de l'orogène, et dans le mur de l'ABT. van Gool et al. (2008) ont documenté dans la région de Wabush la présence d'une ceinture de plis et chevauchement qui aurait impliqué un sous-charriage du TG dans un prisme orogénique, suivi d'un effondrement gravitaire. Ce modèle a depuis été revisité par Brodeur-Grenier (2018), qui a présenté un portrait complet des phases de déformations ayant affecté le gisement de fer du Mont-Wright, près du Front du Grenville. Dans ce dernier modèle, la phase terminale aurait généré un régime de contrainte régional de transtension senestre. Le second modèle a été proposé pour l'exhumation du TG dans le mur de l'ABT au sud-ouest du réservoir Manicouagan. Dans ce secteur, le TG supérieur et la CA inférieure ont été exhumés lors d'un épisode fluage chenalisé Rigolet (ca. 990-960 Ma ; Jannin et al., 2018a). En effet, leur étude a démontré un chevauchement inverse à la base du chenal synchrone à un cisaillement normal au sommet séparé par une zone de déformation coaxiale, une caractéristique clé pour ce mode d'exhumation (Grujic, 2006 ; Gervais et Brown, 2011).

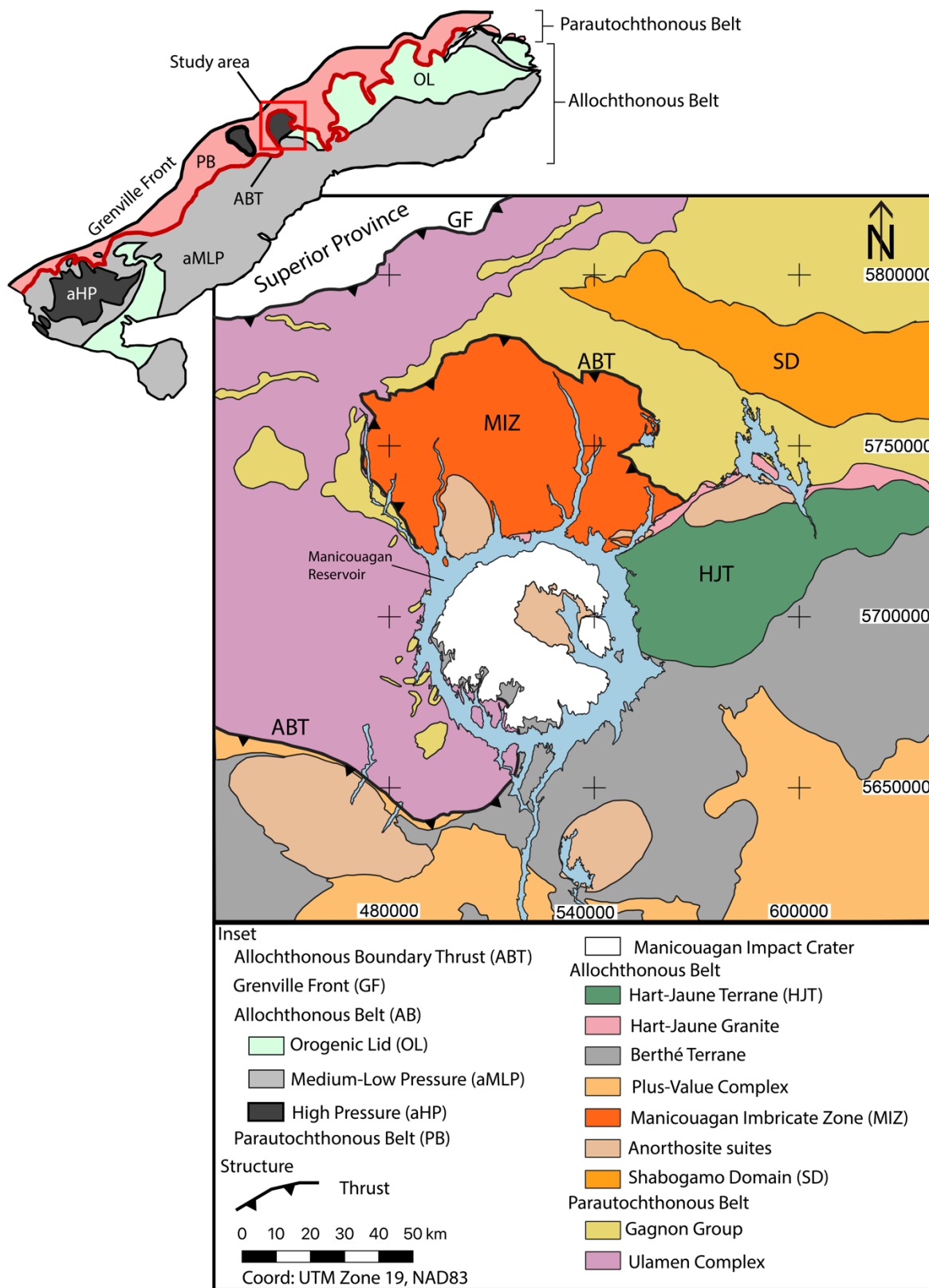


Figure 1.8. Carte géologique du secteur à l'étude. Tiré de Kavanagh-Lepage et al. (2023).

## **1.2.4.2 Ceinture Allochtone**

### **1.2.4.2.1 Zone Imbriquée de Manicouagan**

La Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ), située au nord du réservoir Manicouagan, représente le segment de haute pression de la CA (Rivers et al., 2002) et se subdivise en trois unités : le Terrane de Lelukuau, le Terrane de Tshenukutish et le granite de Hart-Jaune (Figure 1.8; Indares 1997; Indares et al., 1998). Le Terrane Lelukuau est le niveau structural inférieur de la MIZ et de la CA dans le secteur d'étude. Ce terrane est composé d'une suite de roches d'Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite (AMCG) labradorienne (ca. 1690-1630 Ma) ainsi que de troctolites, de gabbros et de rares paragneiss (Indares et al. 1998). Ces orthogneiss montrent généralement un fort degré de déformation (Figure 1.9). Le Terrane Lelukuau est subdivisé en trois tranches : LT1, LT2 et LT3 selon Indares (1997), et chacune est séparée par des zones de cisaillement montrant un mouvement chevauchant du toit vers le nord-ouest (Indares et al., 2000). Par endroit une surimpression de cisaillement normal-vers-le-SE est apparent (Hynes et al., 2000; Indares et al., 2000;). À sa limite méridionale, le Terrane Lelukuau est chevauché par le Terrane Tshenukutish le long de la zone de cisaillement de Tshenukutish. Ce terrane est très semblable au Terrane Lelukuau et se compose de roches AMCG labradorienne et de deux intrusions d'anorthosite : les anorthosites de Baie du Nord et de Brien âgés respectivement d'environ 1214 et 1169 Ma (Indares et al., 1998). Le Granite de Hart-Jaune marque la limite du Terrane Tshenukutish avec le Terrane de Hart-Jaune et son intrusion est interprétée comme étant synchrone au cisaillement normal ca. 1017-1007 Ma le long de la zone de cisaillement de Hart-Jaune (Indares et al., 1998).



Figure 1.9. Orthogneiss mylonitique type de la Zone Imbriquée de Manicouagan. Tiré de Labat et al. (2020).

La MIZ a été métamorphisée lors de la phase Ottawan sous des conditions P-T du faciès éclogite. Le paroxysme du métamorphisme dans le LT aurait atteint 1,4-1,8 GPa et 700-900°C et est daté à 1050-1030 Ma (Indares et al., 1998 ; Indares et al., 2000; Indares, 2008). Dans les deux terranes, les textures de décompression sont omniprésentes et sont principalement : la surcroissance d'amphibole sur le clinopyroxène, des couronnes de plagioclase entourant le grenat et une surcroissance de titanite sur le rutile (Indares, 1998; Cox et Indares 1999; Cox et al., 2002; Kavanagh-Lepage et al., 2023).

La MIZ aurait été exhumée par extrusion ductile, fort probablement induite par l'indentation de rampes de socle (Figure 1.10; Hynes et al., 2000; Indares et al., 2000; Jannin, 2017). Cette extrusion aurait eu lieu entre ca. 1040 et 1007 Ma, soit entre le paroxysme du métamorphisme et la mise en place du Granite Hart-Jaune (Hynes et al., 2000; Indares et al., 1998,2000; Jannin, 2017). Ce modèle a été bonifié par Labat et al. (2020) qui ont démontré d'abord la présence d'un régime de contrainte en constriction à l'échelle de la MIZ, puis daté à ca. 985 Ma la cristallisation contemporaine syn-à-tardi déformation de dykes granitiques dans la MIZ et d'un leucosome dans le Terrane de Gagnon sous-jacent. Cette dernière étude indique que l'évolution de la MIZ se serait prolongée durant la phase Rigolet.



Figure 1.10. Impact des structures de socle durant l'orogénèse grenvillienne, promouvant l'exhumation des nappes de haut grade comme la MIZ. Tiré de Jannin (2017) A) Bloc 3D : A1 et A2) Structure du socle archéen et limite du bassin profond labradorien lors de l'orogène du Nouveau Québec. A3) Extrusion ductile des nappes allochtones (MIZ et DS) et migration du front de compression vers l'avant-pays. A4) Fin de l'extrusion ductile et de la déformation dans la CP. B) Carte schématique des limites du bassin labradorien et localisation des failles transverses

### **1.2.4.2.2 Terrane de Hart-Jaune**

Le Terrane de Hart-Jaune (THJ) est principalement composé de roches ultramafiques et mafiques, de métapelites ainsi que d'une intrusion d'anorthosite (Kish, 1968; Gobeil, 1997a, b; Clark et al., 2017 et références). Dans le toit de la Zone de cisaillement Hart-Jaune, l'anorthosite de Rodot a été datée à ca. 1166 Ma et est interprétée corrélatrice à l'anorthosite de Brien dans la MIZ (Francis et al., 2000 ; Indares & Dunning, 2004).

Il demeure ambigu si le THJ a été soumis à un métamorphisme grenvillien. Jannin (2017) a résumé les interprétations proposées pour l'évolution métamorphique de la THJ: le premier événement enregistré serait un métamorphisme au faciès granulite pré-grenvillien à 1470 Ma (Scott et Hynes, 1994) et le second serait une surimpression au faciès amphibolite lors de la phase Rigolet (Scott et Hynes, 1994; Hynes et St-Jean, 1997). Peu d'évidence appuie ce second événement et les données métamorphiques et géochronologiques ont depuis été retirées du domaine public. La disposition structurale du THJ a mené Rivers (2008) à suggérer que ce terrane ferait partie de la couverture orogénique, et conséquemment aurait échappé au métamorphisme grenvillien.

### **1.2.4.3 Domaine Shabogamo – affinité incertaine**

Le domaine de Shabogamo (DS), tel que défini par Jannin (2017), est situé à l'est du MIZ et est cartographié comme la Formation de Nault (SIGEOM, 2023 ; Moukhsil et al., 2013). Ce domaine a été précédemment décrit comme la "Série d'Orthogneiss Supérieure" par Clarke (1977). L'étendue latérale de ces orthogneiss atteindrait potentiellement la MIZ (Clarke, 1977; Jannin, 2017). Jannin (2017) a identifié les principales caractéristiques que le SD partage avec la MIZ, soit : une signature géophysique similaire; une limite nord interprétée identique parallèle au Front du Grenville (ligne X, Figure 4.11 de Jannin, 2017); et semblent être tout deux " enracinés" plus au sud-est, sous des terranes allochtones. Par conséquent, Jannin (2017) a suggéré que le SD pourrait former une nappe de haut grade, comme la MIZ, potentiellement d'affinité allochtone. L'exhumation du SD se serait produite par extrusion ductile de la même manière que pour le MIZ (Jannin 2017). Cependant, aucune étude métamorphique ni aucune donnée géochronologique ne sont disponibles pour soutenir ces hypothèses. C'est donc l'un des objectifs de ce projet que de contraindre l'évolution du SD durant l'orogénèse grenvillienne.

## 1.2 Objectifs de la thèse

Plusieurs modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer l'évolution de la PG centrale, impliquant autant la CA, la CP ou encore les deux à la fois. Ces différents modèles sont en partie bien appuyés par des données modernes, comme celui de fluage chenalisé Rigolet (Jannin et al. 2018a, b), ou encore d'extrusion ductile (Hynes et al., 2000; Indares et al., 1998,2000; Jannin, 2017; Labat et al., 2020) alors que les données nécessaires pour valider l'application des modèles de prisme orogénique et d'effondrement gravitaire selon les critères de Gervais et Brown (2011) sont insuffisantes. L'objectif global de la thèse est donc d'assembler un jeu de données robuste et cohérent pour un secteur clé de la PG centrale, à l'aide de campagnes de terrain et de techniques analytiques de pointe, afin de faire progresser la compréhension de l'évolution tectono-métamorphique de l'orogène du Grenville. Pour répondre à cet objectif principal, le projet a été scindé en multiples sous-objectifs :

- A) Caractériser les ensembles tectoniques distincts du secteur à l'étude
  - Définir les terranes et leurs frontières tectoniques principales à l'aide d'une étude de terrain;
  - Caractériser le mouvement à ces frontières;
  - Compiler les données de la littérature.
- B) Appliquer les techniques novatrices de la pétrochronologie
  - Mener des études pétrochronologiques *in situ*;
  - Développer une approche originale à l'étude des roches mafiques.
- C) Établir un jeu de données géochronologiques régional
  - Compiler les données disponibles;
  - Réaliser une étude géochronologique de la déformation grenvillienne;
- D) Proposer un modèle tectonique intégrateur

## 1.3 Méthodes

### 1.3.1 Travaux de terrain

Les travaux de terrain pour ce projet ont été répartis en deux campagnes. La première a eu lieu à l'été 2017 et a consisté en l'exploration des rives nord du réservoir Manicouagan principalement par la navigation d'une chaloupe à moteur. L'équipage formé de Charles Kavanagh-Lepage, Félix Gervais et Gaelle Labat a été assisté par le MERNQ, qui a fourni le matériel nécessaire à la réalisation des travaux.

La deuxième campagne a eu lieu à l'été 2019 et a consisté en l'exploration des routes et chemins connexes à la route 389, au nord-est du réservoir Manicouagan, en plus de traverses en forêt. L'équipe était formée de Charles Kavanagh-Lepage et d'Alexandre Bénéard. Pour une semaine l'équipe a eu le support de Félix Gervais et de Hugues Longuépée de *Champion Iron Mines Ltd.* Grâce à ce dernier, l'équipe a pu mener des travaux d'exploration hélicoptérée en étant basée à Fermont. Lors des deux campagnes, l'équipe a été logée à la Station Uapishka, à la base des monts Groulx.

### 1.3.2 Travaux de laboratoire

Une part des travaux de laboratoire réalisés durant ce projet ont eu lieu lors d'un stage MITACS Globalink à l'Université de Lund (Suède), sous la supervision de Charlotte Möller. Ces travaux ont consisté d'investigations par microscope électronique à balayage sur des échantillons de la MIZ et d'une introduction à la méthode de géochronologie d'ablation laser avec spectrométrie de masse à plasma couplé par induction (LA-ICPMS). Il a été aussi l'occasion de mettre en pratique la méthode *Water Based* de séparation et récupération de baddeleyite et zircon (Söderlund et Johansson, 2002) pour un échantillon mafique à grain fin.

Les travaux de terrain et l'échantillonnage des différentes lithologies ont principalement dicté la trajectoire possible de l'étude pétrochronologique. La MIZ et le DS, principalement formés d'orthogneiss, limitent le choix de roches dont l'étude pétrographique porterait des évidences de réactions pouvant être étudiées. Les échantillons de roches mafiques ont été favorisés et systématiquement étudiés en début de projet afin de repérer les minéraux index potentiellement porteur d'information pétrochronologique. Quant aux échantillons récoltés dans le TG, principalement des paragneiss, la présence attendue d'aluminosilicate (kyanite et sillimanite) n'a pas été observée et même le grenat n'a pas été observé à tous les affleurements. Il appert que leur composition est relativement pauvre en aluminium dans le secteur à l'étude, à l'instar de ceux décrits par Jordan et al. (2006) et Jannin (2017) au sud-ouest du réservoir Manicouagan ou encore par Rivers (1983), Indares (1995), Schwartz (1998) et van Gool et al. (2008) au nord-est du secteur à l'étude. Certains échantillons de paragneiss ont tout de même été étudiés dans le cadre de l'étude connexe de Beaudry (2023).

La MIZ est reconnue dans la PG centrale pour l'occurrence d'*éclogites*. Cependant, les lithologies mafiques, principalement des gabbros et amphibolites, sont relativement pauvres en Na comparé

au Ca. Indares (1997) a discuté du dilemme de classification qui en découle, car ces roches, bien que métamorphisées au *faciès éclogite*, ne respectent pas les critères compositionnels de Carswell (1990). Néanmoins, ces gabbros et amphibolites ont été étudiés par le passé et se sont avérés porteur de rutile et titanite (e.g. Cox et al., 1998; Indares et al., 1998; Cox et Indares, 1999a, b; Cox et al., 2002), deux minéraux clés lors d'une étude pétrochronologique. Ces derniers auteurs ont contribué à établir le cadre évolutionnel du métamorphisme grenvillien au *faciès éclogite* et les travaux de cette thèse avancent la compréhension de ce métamorphisme de haute pression.

La modélisation d'équilibre de phase isochimique est grandement limitée dans le cas de l'étude des roches mafiques. Le seul jeu de modèles de solutions solides disponibles est celui développé pour l'augite, l'amphibole et le liquide de fusion partielle tonalitique de Green et al. (2016). La complexité de ces modèles impute une forte demande de capacité de calcul aux logiciels de modélisation comme Perple\_X (Connolly, 2009), et parfois excède la mémoire machine disponible. Pour contrevenir à cette limite et pour obtenir un résultat de modélisation, le système chimique a été simplifié et une résolution de calculs plus faible a été nécessaire. Une autre limite importante est qu'à ce jour, il n'existe aucun modèle de solution solide pour la titanite. Afin de valider et supporter les résultats de modélisation, il a donc été impératif de combiner plusieurs méthodes thermobarométriques différentes. La composition des phases principales a donc été étudiée par microsonde électronique (EPMA) afin de comparer la modélisation aux valeurs réelles observées en lames minces. Une méthode thermobarométrique unique a d'ailleurs été dérivée de ces analyses compositionnelles dans le chapitre 3.

L'étude *in situ* de la titanite et/ou du rutile est essentielle à la réalisation de l'étude pétrochronologique qui consiste à relier la datation isotopique, la microstructure, la composition géochimique et la thermobarométrie. Une part importante de la thèse repose sur l'étude de la titanite au chapitre 2, plus particulièrement sur l'influence que peut avoir la déformation cristalline sur la composition isotopique et géochimique. Les travaux sur les échantillons d'amphibolites du chapitre 2 ont commencé en 2019 lors du stage MITACS à l'Université de Lund. Les résultats préliminaires de datation LA-ICPMS de ces échantillons ont révélé une dispersion des dates de près de 80 millions d'années, excédant l'incertitude de la méthode, alors que les compositions en éléments traces étaient presque identiques. L'échantillon le plus jeune provenant d'une zone de cisaillement, il était donc intuitif de supposer que la déformation a affecté ces grains de titanite (e.g. Lucassen et Becchio, 2003; Romer et Rötzler, 2003; Papapavlou et al., 2017). À ce moment

et à ma connaissance, ce phénomène n'était que peu documenté, et ce uniquement pour le zircon (Reddy et al., 2006; Timms et al., 2006). L'étude s'est poursuivie avec l'assistance du laboratoire FiLTER de l'Université de Colombie-Britannique (Kelowna), où des grains de titanites additionnels ont été cartographiés par diffraction des électrons rétrodiffusés (EBSD), puis à nouveau par LA-ICPMS. La combinaison de méthode élaborée dans le chapitre 2 a permis de confirmer l'intuition initiale que la déformation cristalline affecte le système isotopique.

Enfin, la datation isotopique LA-ICPMS qui s'est avérée une méthode clé dans les travaux de cette thèse comporte certaines limitations. Cette méthode a pour grand avantage de conserver le contexte géologique du point d'analyse, mais en contrepartie l'ablation laser ne vaporise qu'un faible volume du matériel. Ainsi, le faible volume de matériel résulte en une limite importante au niveau de la précision de l'analyse. Par conséquent, la précision d'une date obtenue par cette méthode devrait être de l'ordre de 1 - 2 % (Košler et al., 2013). Il est aussi crucial de vérifier la justesse de la datation avec l'analyse de standards (Horstwood et al., 2016). De plus, le système isotopique choisi a une incidence sur la précision de la datation et pour un âge grenvillien de près de 1 Ga, le ratio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  devrait être plus précis que le ratio  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  (Gehrels et al., 2008). Dans un scénario idéal où l'incertitude de la date est de 1%, il en découle toute de même une incertitude de près de  $\pm 10$  Ma sur le phénomène géologique daté. L'interprétation de l'évolution de l'orogène de Grenville est donc forcément limité à la précision et la justesse des âges obtenues pour les différents événements tectono-métamorphiques.

## **1.4 Structure de la thèse et contributions**

### **1.4.1 Structure de la thèse**

Les résultats du travail de recherche sont présentés dans trois chapitres suivant cette introduction (chapitres 2 à 4). Chacun de ces chapitres est indépendant l'un de l'autre et présente une méthodologie unique. Les chapitres 2 et 3 sont présentés sous format de manuscrit, respectivement accepté et soumis à un journal, tandis que les chapitres 4 et 5 sont des chapitres de thèse conventionnels. L'ensemble des résultats est intégré et bonifié au chapitre 5, afin de proposer un modèle tectonique novateur pour l'évolution de la Province de Grenville centrale.

Le chapitre 2 intitulé « *Deformation induced decoupling between U-Pb and trace elements in titanite revealed through petrochronology and study of localized deformation* » a été écrit par

Charles Kavanagh-Lepage (Polytechnique Montréal) en collaboration avec Félix Gervais (Polytechnique Montréal), Kyle Larson (UBC Kelowna), Riccardo Graziani (UBC Kelowna, Commission Géologique du Canada) et Abdelali Moukhsil (MERN). Les contributions individuelles sont spécifiées à la section 2.1. Ce manuscrit a été publié dans le journal *Geoscience Frontiers*, d'abord en ligne en octobre 2022 et dans l'édition de mars 2023 du journal. Cet article présente l'évolution P-T-t-D de la Zone Imbriquée de Manicouagan. D'un premier temps, le chemin P-T-t d'un échantillon d'amphibolite prélevé dans le mur de la zone de cisaillement Racines est établi à l'aide d'une approche pétrochronologique centrée sur la pétrogenèse de la titanite. Puis, une comparaison avec un échantillon d'amphibolite équivalent prélevé dans la zone de cisaillement a mené à l'étude microstructurale et isotopique de grains de titanite. La corrélation spatiale entre la composition U-Pb et des ETR avec la microstructure intracristalline de la titanite indique un contrôle important de la déformation sur la mobilité des différents éléments. Ces résultats de datations placent une contrainte temporelle sur la déformation durant la phase Rigolet de l'orogénie grenvillienne. Cet article permet de contribuer à l'atteinte des objectifs A, B et C de la thèse.

Le chapitre 3 intitulé « *Titanite petrochronology, phase equilibria modelling and the role of amphibole during decompression: Insights from the Shabogamo Domain, central Grenville Province* » a été écrit par Charles Kavanagh-Lepage (Polytechnique Montréal) en collaboration avec Félix Gervais (Polytechnique Montréal), Kyle Larson (UBC Kelowna) et James Crowley (Boise State University). Ce manuscrit a été soumis au journal *Precambrian Research*. Les contributions individuelles sont spécifiées à la section 3.1. Dans ce manuscrit, nous présentons une méthode pétrochronologique novatrice basée sur l'étude de la titanite et de l'amphibole dans une amphibolite. D'une part, la méthodologie est semblable au chapitre 2 quant à la pétrochronologie sur titanite et modélisation d'équilibre de phase de roche mafique. D'autre part, une méthode unique est proposée pour intégrer l'étude géochimique de l'amphibole à la modélisation. Pour ce faire, nous présentons un modèle de régression *Ordinary Least Square* obtenu sur une base de données expérimentales compositionnelles d'amphibole. Enfin, une combinaison de méthodes thermobarométriques indépendantes nous permet de documenter de manière robuste l'évolution métamorphique de l'échantillon d'amphibolite. Ces résultats originaux révèlent pour la première fois un chemin P-T-t pour le Domaine Shabogamo de la PG centrale. Cet article permet de contribuer à l'atteinte des objectifs A, B et C de la thèse.

Le chapitre 4 présente sous forme de chapitre de thèse conventionnelle les résultats d'une étude géochronologique sur zircons provenant de trois unités granitiques syn-à-tardi déformation. Ces échantillons proviennent de deux affleurements identifiés sur le linéament géophysique de l'ABT. Puis, une compilation ciblant les âges de déformation régionale est présentée. Les résultats géochronologiques et de la compilation permet de répondre à l'objectif C.

Le chapitre 5 présente sous forme de chapitre de thèse conventionnelle un bref volet structural et des coupes tectoniques interprétés. Ces coupes sont en partie interprétées à l'échelle crustale à l'aide du profil sismique du *LITHOPROBE*, et en partie à l'aide de la géologie de surface. Puis, l'ensemble des données des chapitres 2, 3 et 4 sont intégrés afin de présenter un modèle d'évolution tectonique de la Province de Grenville centrale lors de l'Orogène de Grenville, et ainsi répondre à l'objectif D.

Enfin, le chapitre 6 consiste de la conclusion de la thèse et présente des recommandations d'avenues futures de recherche.

#### **1.4.2 Autres contributions de l'auteur**

En plus des articles présentés dans cette thèse, une contribution a été faite aux publications de journal scientifique suivantes :

Labat, G., Gervais, F., Kavanagh-Lepage, C., Jannin, S., & Crowley, J. L. (2020). Ductile nappe extrusion in constrictive strain at the origin of transverse segments of the Allochthon Boundary Thrust in the Manicouagan Imbricate Zone (Central Grenville Province, Québec). *Journal of Structural Geology*, 138 (Juin), 104117. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104117>

Contribution: Travaux de terrain, écriture de la section 6.3 de l'article

Gervais, F., Beaudry, A., Kavanagh-Lepage, C., Moukhsil, A., Larson, K., Guilmette, C. (2023) Far from boring, A new Grenvillian perspective on Mesoproterozoic tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 610 (Mai), 1188129. DOI: 10.1016/j.epsl.2023.118129

Contribution: Compilation des données, programmation et réalisation des figures 2 et 5 de l'article, révision et édition du manuscrit.

Lambert, C., Gervais, F., Crowley, J. Moukhsil, A., Kavanagh-Lepage, C. (2023). Protracted melt-present deformation during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny. Insights from geochronology along the highway 117 transect through the Grenville Province in western Quebec, Canada. *Precambrian Research*, 384 (Janvier), 106939. DOI: 10.1016/j.precamres.2022.106939

Contributions : Révision et édition du manuscrit.

Le projet ayant eu lieu en partenariat avec le ministère des Ressources naturelles du Québec, les résultats des campagnes de terrain et les résultats préliminaires de l'étude pétrochronologique de la MIZ ont été présentés sous forme de rapports préliminaires type de « MB » :

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. Moukhsil, A. (2021). Étude pétrochronologique des minéraux index dans les rétro-éclogites de la Zone Imbriquée de Manicouagan. MB2021-06. Publications ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. Moukhsil, A. (2020). Transect tectono-métamorphique Manicouagan-Fermont : Zone critique de l'Orogène du Grenville. MB2020-06. Publications ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.

Kavanagh-Lepage, C., Labat, G., Gervais, F. Moukhsil, A. (2018). Formation et préservation du rutile dans les éclogites grenvilliennes au NE du Réservoir Manicouagan. MB2018-09. Publications ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.

Enfin, en cours de projet, les résultats ont été présentés sous forme d'affiche ou de présentations aux événements suivants :

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. (2018). Étude tectono-métamorphique de la région de Manicouagan: Proposition de projet de doctorat. *Congrès Québec Mine et énergie*.

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Moukhsil, A. (2018). Petrogenetic study of rutile in Grenvillian eclogites of the Manicouagan Imbricate Zone, northeast Grenville Province. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 50, No. 2 doi: 10.1130/abs/2018NE-310600

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. (2019). Petrochronological investigation of an ancient, long, hot orogen: Insights from the Manicouagan area, central Grenville Province. *Petrochro-2019 Melting, modelling, dating the crust*. Potsdam, Allemagne.

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. (2019). Tectonometamorphic study along the Manicouagan-Fermont transect: A journey in the central Grenville Province and the core of a long, hot orogen. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 51, No. 1 doi: 10.1130/abs/2019NE-328586

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Moukhsil, A. (2019). Synthèse d'observations le long du transect Manicouagan-Fermont : Évolution tectono-métamorphique de la Province de Grenville centrale. *Congrès Québec Mine et énergie*.

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Naeraa, T., Moukhsil, A. (2020). Accessory phase petrochronology under pressure: Unravelling the history of Grenvillian eclogites. *Goldschmidt Virtual 2020*. <https://doi.org/10.46427/gold2020.1260>

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Naeraa, T., Moukhsil, A. (2020). Interview with a titanite: a petrochronometer's response to deformation. *Canadian Tectonics Group annual workshop 2020*.

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Naeraa, T., Moukhsil, A. (2020). Potential U-Pb decoupling in titanite induced by deformation: Insights from the Manicouagan Imbricate Zone in the Grenville Province. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol 52, No. 6 doi: 10.1130/abs/2020AM-356287

Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Naeraa, T., Moukhsil, A. (2020). Découplage du système U-Pb dans la titanite induit par la déformation : Étude de cas dans la Zone Imbriquée de Manicouagan. *Congrès Québec mine et énergie 2020*.

## CHAPITRE 2    ARTICLE 1: DEFORMATION INDUCED DECOUPLING BETWEEN U-PB AND TRACE ELEMENTS IN TITANITE REVEALED THROUGH PETROCHRONOLOGY AND STUDY OF LOCALIZED DEFORMATION

Charles Kavanagh-Lepage, Félix Gervais, Kyle Larson, Riccardo Graziani et Abdelali Moukhsil

Article publié le 22 octobre 2022 par le journal *Geoscience Frontiers*.

### 2.1 Avant-propos

Ce chapitre a été publié dans le journal *Geoscience Frontiers*. Les co-auteurs, Charles Kavanagh-Lepage (Polytechnique Montréal), Félix Gervais (Polytechnique Montréal), Kyle Larson (UBC Kelowna), Riccardo Graziani (UBC Kelowna) et Abdelali Moukhsil (MERNQ) ont contribué à la publication. Les travaux de terrain et l'échantillonnage ont été entrepris par Charles Kavanagh-Lepage, Félix Gervais et Gaëlle Labat. Les travaux de laboratoire ont eu lieu d'une part au laboratoire de l'Université de Lund (Suède) et réalisé par Charles Kavanagh-Lepage sous la supervision de Tomas Naera et Charlotte Möller. D'autre part, les analyses complémentaires LA-ICPMS, EBSD et EPMA ont eu lieu au laboratoire FiLTER de UBC Kelowna sous la supervision de Kyle Larson. La conception, la rédaction, les calculs, la programmation et la réalisation des figures ont été faits par Charles Kavanagh-Lepage. Félix Gervais à titre de superviseur, a réalisé la révision du manuscrit en plus de guider les travaux de recherche. Kyle Larson a contribué à la réduction des données LA-ICPMS et à la révision du manuscrit. Riccardo Graziani a été responsable de l'acquisition et du traitement des données EBSD. Ce travail de recherche aurait été impossible sans le soutien financier du MERNQ par l'entremise d'Abdelali Moukhsil.

La réalisation des travaux de pétrochronologie pour cette contribution forme le cœur de ce chapitre et a servi de base pour le chapitre suivant. En plus de présenter des résultats thermobarométrique et géochronologiques robustes, nous détaillons les facteurs pouvant influencer la titanite comme pétrochronomètre. L'expression de la déformation dans les grains de titanite est étudiée par une cartographie EBSD et révélée par la représentation du *Kernel Average Misorientation (KAM)*. À l'aide du KAM, la préservation d'un réseau complexe de dislocation cristalline est démontrée. La dispersion angulaire mesurée et exprimée par le KAM est représentée à la figure 2.1. L'analyse LA-ICPMS subséquente de ces grains et la superposition de l'information cristallographique et

chimique permettent de démontrer que la densité de dislocation (exprimée « *KAM* per area » ou *KAMpa* dans l'article) a une influence sur la mobilité de certains éléments chimiques et/ou isotopes. Ainsi, dans cet article nous présentons pour la première fois une corrélation spatiale entre les concentrations isotopiques U-Pb, des éléments traces tels les Éléments des Terres Rares et la déformation à l'échelle du micromètre. Les résultats appuient le corps de recherche récente en faveur du découplage potentiel entre datation isotopique et composition géochimique de la titanite.

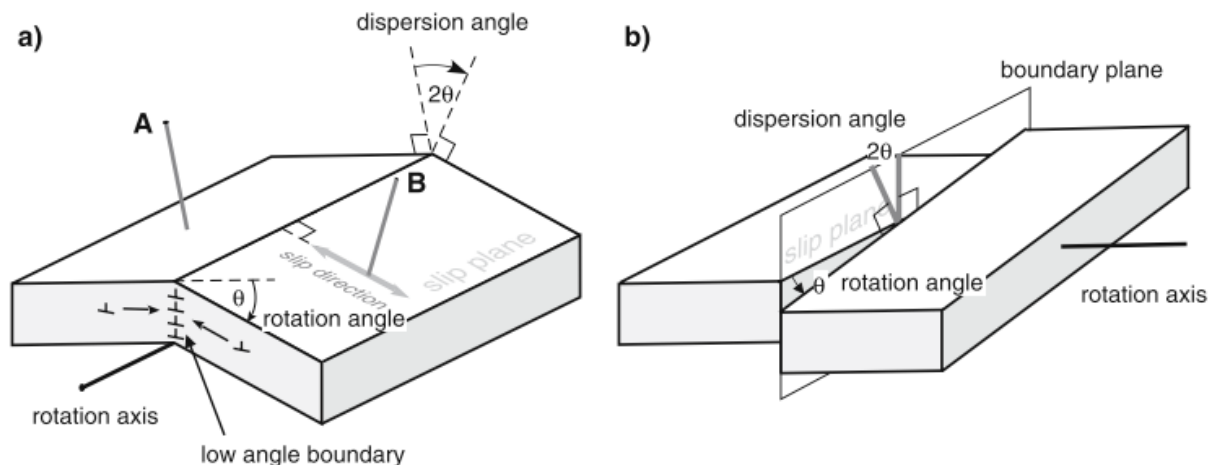


Figure 2.1 Illustration de deux mécanismes pouvant former des dislocations, tel que mesuré par EBSD (Tiré de Reddy et al. (2007)). Dans ce chapitre, l'angle de dispersion  $2\theta$  est de moins  $2^\circ$  pour le KAM. Au-delà de  $2^\circ$ , il a été considéré qu'il s'agit d'une frontière de sous-grains.

## 2.2 Abstract

In this contribution, we analyzed a pair of mafic samples collected from a recently identified shear zone and its proximal footwall from the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ) of the central Grenville Province, Québec, Canada. Titanite petrochronology, metamorphic phase equilibria modelling, trace element thermometry, and electron backscattered diffraction data were used to define a Pressure-Temperature-time-Deformation path for the two samples. An interconnected dislocation network within titanite grains, as outlined with Kernel Average Misorientation maps, are spatially correlated with variation in the U-Pb system but not with that observed for trace element. These results suggest that the U-Pb system was decoupled from trace and rare earth elements and that deformation, rather than interface-coupled dissolution-precipitation reactions or

re-crystallisation, was the main driver for this decoupling. In addition to highlighting a potential pitfall of titanite petrochronology, our P-T-t-D path reveals that ductile shear zones were active later than previously suggested within the MIZ.

### 2.3 Introduction

Constraining the timing of deformation is crucial to unravel the history of tectono-metamorphic domains within the core zone of orogens. Two main approaches are commonly used. First, U-Pb geochronology conducted on pre-, syn- and late-kinematic granitic dykes or leucosomes have the potential to constrain the minimum and maximal age of deformation (e.g. Carosi et al., 2013; Gervais & Crowley, 2017; Jannin et al., 2018; Labat et al., 2020; Möller et al., 2007). However, this approach does not constrain Pressure and Temperature (PT) and the structural interpretation of these dykes or sills may be problematic as some structures could be related to collapse of the host during melt escape (Bons et al., 2004). Alternatively, *in situ* geochronology or petrochronology on reactive index phases may provide more direct constraints on the timing of metamorphism (e.g. Dumond et al., 2010; Gervais & Hynes, 2013; Getty & Gromet, 1992; Larson, Gervais, & Kellett, 2013; Soucy La Roche et al., 2016; Williams & Jercinovic, 2012) as it allows linking isotopic dating, microstructure, geochemistry and thermobarometry.

Key minerals suitable for petrochronology in high-grade meta-mafic rocks include rutile, titanite, apatite and allanite. The concentration of Zr in Rutile and its chemical zonation has been used to derive temperature ( $\pm$ pressure)-time paths of metamafic rocks (e.g. Corrie et al., 2010; Marsh & Kelly, 2017; Marsh & Culshaw, 2014; Tual et al., 2018). Titanite is the main Rare Earth Element (REE) carrier in mafic rocks (Mulrooney & Rivers, 2005; Storkey et al., 2005) and its correlation to other key minerals can be assessed by analysing their normalized REE profiles (Garber et al., 2017; Storkey et al., 2005). The petrogenetic relationship of rutile with titanite can provide critical P-T-time information (e.g. Marsh & Kelly, 2017) and even serve as a thermochronometer (e.g. Cruz-Uribe et al., 2014; Lucassen et al., 2010). Allanite, a REE- epidote mineral (Engi, 2017; Gieré & Sorensen, 2004), has been used to inform the P-T-t history of high-P nappes (Airaghi et al., 2019; Regis et al., 2014). Allanite is most likely the main carrier of LREE in mafic rocks at HP and UHP conditions (Enami et al., 2004; Hermann, 2002). By analyzing trace elements and isotopic ratios of rutile, titanite and allanite via spot analysis *in situ*, it is possible to identify

different domains and, therefore, link chemical composition, thermobarometry (Zr-in-rutile, Zr-in-titanite) and timing of mineral (re)crystallisation.

Although titanite has traditionally been used as a thermochronometer (Engi et al., 2017), several recent studies revealed its strength as a petrochronometer (e.g. Cioffi et al., 2019; Gordon et al., 2021; Hartnady et al., 2019; Holder et al., 2019; Kirkland et al., 2020; Moser et al., 2022; Olierook et al., 2019; Scibiorski et al., 2019; Walters et al., 2022). In contrast with experimental studies (Cherniak, 1993) indicating that the U-Pb systems in titanite ceased to diffuse at  $T < 650\text{-}700^\circ\text{C}$  (grain radius of 0.1 cm and a cooling rate of  $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ), studies of natural titanite have revealed that it remains undisturbed during high-T ( $T > 800^\circ\text{C}$ ) metamorphism (Garber et al., 2017; Hartnady et al., 2019; Kohn, 2017; Kohn & Corrie, 2011; Spencer et al., 2013; Stearns et al., 2016; Stearns et al., 2015; Walters & Kohn, 2017), thus opening the possibility to link directly a date to T derived by Zr-in-titanite thermometry (Hayden et al. 2008). Paired profiles of Pb and  $\delta^{18}\text{O}$  were used to show that titanite can preserve zoning formed by multiple mechanisms such as igneous growth, recrystallisation and diffusion (Bonamici et al., 2015). Zoning in titanite can also result from: i) fluid influx and interface-coupled dissolution-precipitation reactions (Hartnady et al., 2019; Holder & Hacker, 2019); ii) deformation-enhanced recrystallization (Gordon et al., 2021; Lucassen & Becchio, 2003; Papapavlou et al., 2017; Romer & Rötzler, 2003; Spencer et al., 2013); and iii) neo or re-crystallisation during prograde and retrograde metamorphism (Frost et al., 2001, Spencer et al., 2013; Stearns et al., 2015). Finally, a perplexing observation recently documented is the decoupling between the U-Pb systems and some trace elements in titanite during deformation (Gordon et al., 2021; Moser et al., 2022).

In this study, we investigate the timing of deformation of the newly discovered Racines shear zone within the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ) of the central Grenville Province. To determine the P-T -t-D path of this zone, we apply the following petrochronological strategy to a pair of metamafic rock samples taken from the shear zone and its footwall: (1) isochemical phase diagram section (IPDS) along with Zr-in rutile and Zr-in titanite thermobarometry to estimate P-T conditions; (2) *in situ* Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (LA-ICP-MS) trace element and REE measurements to evaluate the potential influence of coexisting titanite, rutile and allanite during metamorphic reactions; (3) *in situ* titanite and rutile U-Pb dating to derive the timing of peak metamorphism, cooling and of deformation, and (4) electron backscattered

diffraction (EBSD) analyses of titanite grains to link microstructures to trace element concentrations and U-Pb geochronology. The aim of this study is twofold: first, the results of this work allow us to ascertain the influence of deformation-enhanced recrystallisation on the U-Pb system of titanite; second, we construct the first P-T-t-D path in the MIZ allowing interpretations to be made about its relationship to regional tectonic processes ultimately linking the timing of deformation of a second order shear zone to the late-stage evolution of the Grenville Orogen.

## **2.4 Geological setting**

### **2.4.1 Grenville Province**

The Grenville Province of northeastern North America is the most extensive exposure of the Grenville Orogen, stretching from the coasts of the Labrador Sea to the shores of the Georgian Bay, in Ontario, Canada. Two major lithotectonic belts comprise the Grenville Province: the Parautochthonous and the Allochthonous belts. The former belt is the reworked southeastern (present day orientation) extent of Laurentia, including Archean and Paleoproterozoic basement and overlying metasedimentary cover sequences, whereas the latter is an amalgamation of pericratonic to exotic terranes (Rivers et al., 1989). The Parautochthonous Belt is delineated to the north by the Grenville Front, a NW-verging thrust marking the foreland-ward extent of Grenvillian deformation, and to the south by the ABT. Rivers (2008) suggested that the ABT was the locus of deformation during NW thrusting ranging from 1090 to 1050 Ma and was reactivated ca. 1020 Ma during normal-sense shearing (Culshaw et al., 1997; Ketchum & Davidson, 2000). Situated in the hanging wall of the ABT, the Allochthonous Belt includes a complex orogenic architecture of shear-zone-bounded terranes (Indares, 2020). The Grenvillian Orogeny, which spanned the 1090-980 Ma interval, is regarded as a large, hot, long-lived orogen (Beaumont et al., 2006; Rivers, 1997, 2008) and is responsible for the final amalgamation of the Grenville Province. The Allochthonous and Parautochthonous belts can be subdivided into tectono-metamorphic low, medium and high-pressure domains, each preserving a distinct metamorphic signature termed Ottawa (1080-1020 Ma) and Rigolet (1010-980 Ma), respectively (Rivers, 2008; 2012).

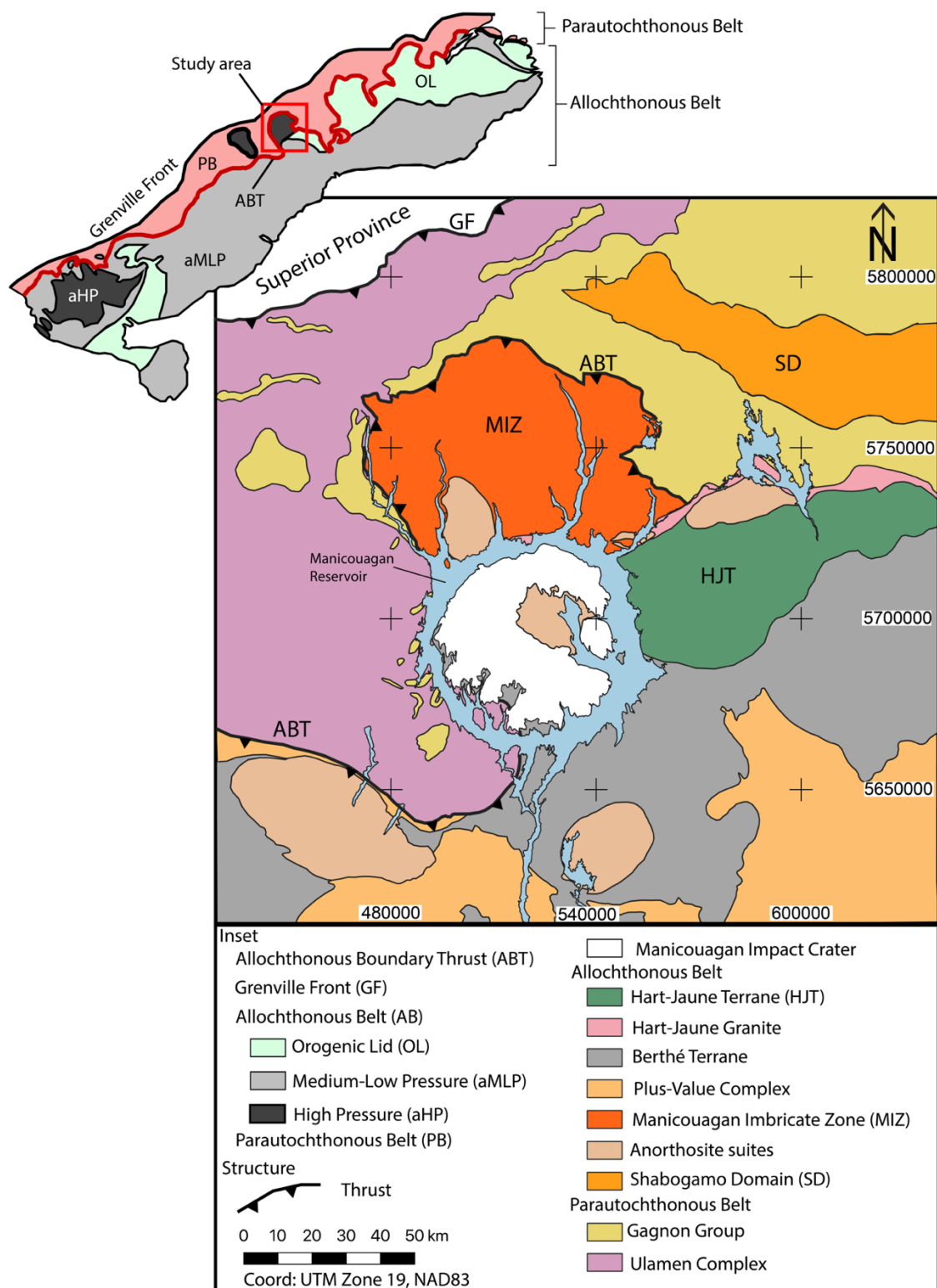


Figure 2.2 Simplified geological map of the Manicouagan area in the Central Grenville Province. Modified from Labat et al. (2020), Jannin (2017), Dunning & Indares (2010) and Rivers (2008). Inset: tectonometamorphic subdivision of the Grenville Province after Rivers (2008).

## **2.4.2 Geology of the study area**

### **2.4.2.1 Parautochthonous Belt**

The Parautochthonous Belt (PB; Figure 2.2) comprises the Ulamen Complex and the Gagnon Group (Moukhsil et al., 2013). The former is the southeastern extent of the Archean basement of the Superior Province (Jordan et al., 2006; Moukhsil et al., 2013), whereas the latter is mainly a Paleoproterozoic metasedimentary sequence deposited at ca. 1.9 Ga (Rivers, 1980; Henrique-Pinto et al., 2017).

### **2.4.2.2 Manicouagan Imbricate Zone**

The Manicouagan Imbricate Zone (MIZ), located in the immediate hanging wall of the ABT (Figure 2.2) includes a NW-verging thrust stack of two terranes: the structurally lower Lelukuau Terrane (LT) and the structurally higher Tshenukutish Terrane (Figure 2.3; Indares, 1997). The Lelukuau Terrane comprises mainly Labradorian orthogneisses (Bilodeau & Mathieu, 2016; Indares et al., 2000; Indares et al., 1998), with subordinate kyanite-bearing anatectic paragneisses (Indares et al., 2008) and retrogressed metagabbro bodies (Indares, 1997). Intrusive leucogranites were dated ca. 1300 Ma by Indares et al. (1998), but Labat et al. (2020) used laser ablation U-Pb geochronology on zircon to suggest that this date represents an inherited age and that the emplacement age of similar leucogranite is actually ca. 992 Ma (17CK1003B on Figure 2.3). The overlying Tshenukutish Terrane (TT) consists of Labradorian AMCG suites correlative to the AMCG suites of the underlying Lelukuau Terrane.

The MIZ underwent eclogite to high-pressure granulite facies metamorphism during the Ottawa phase of the orogeny (Indares, 2003). Study of metamafic units in the MIZ has yielded maximum P-T conditions up to 1.6–1.9 GPa and 800–900°C (Cox & Indares, 1999; Indares, 1997). Detailed isotope dilution thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS) U-Pb geochronology of zircon in various metamafic rocks yielded ages of 1040–1050 Ma, interpreted as zircon growth during partial melting and deformation of their host (Cox et al., 1998). Furthermore, in the core of undeformed gabbroic bodies, zircon replacement of baddeleyite was dated at  $1030 \pm 12$  Ma (Cox et al., 1998). Titanite ID-TIMS dating in the MIZ yielded ages ranging 1006 and 989 Ma (Cox et al., 1998; Cox & Indares, 1999; Gale et al., 1994) and were interpreted as either ages of replacement of rutile by titanite or cooling through titanite closure temperature (Cox et al., 1998). Finally, ID-TIMS dating of rutile yielded ages ranging from 960 to 920 Ma (Cox et al., 1998; Gale

et al., 1994). Cox et al. (2002) constructed tentative T-t paths using the geochronological information from zircon, monazite, titanite and rutile from various meta-mafic rocks and metapelites. The P-T-t data from Cox et al. (2002) would indicate near-isothermal decompression of the MIZ during the interval of 1050 to 1020 Ma approximately, followed by rapid cooling until ~ 990 Ma and finally slow cooling down to rutile closure temperature by 920 Ma. While these ages were reported from variably deformed rocks, a direct link with deformation was not established.

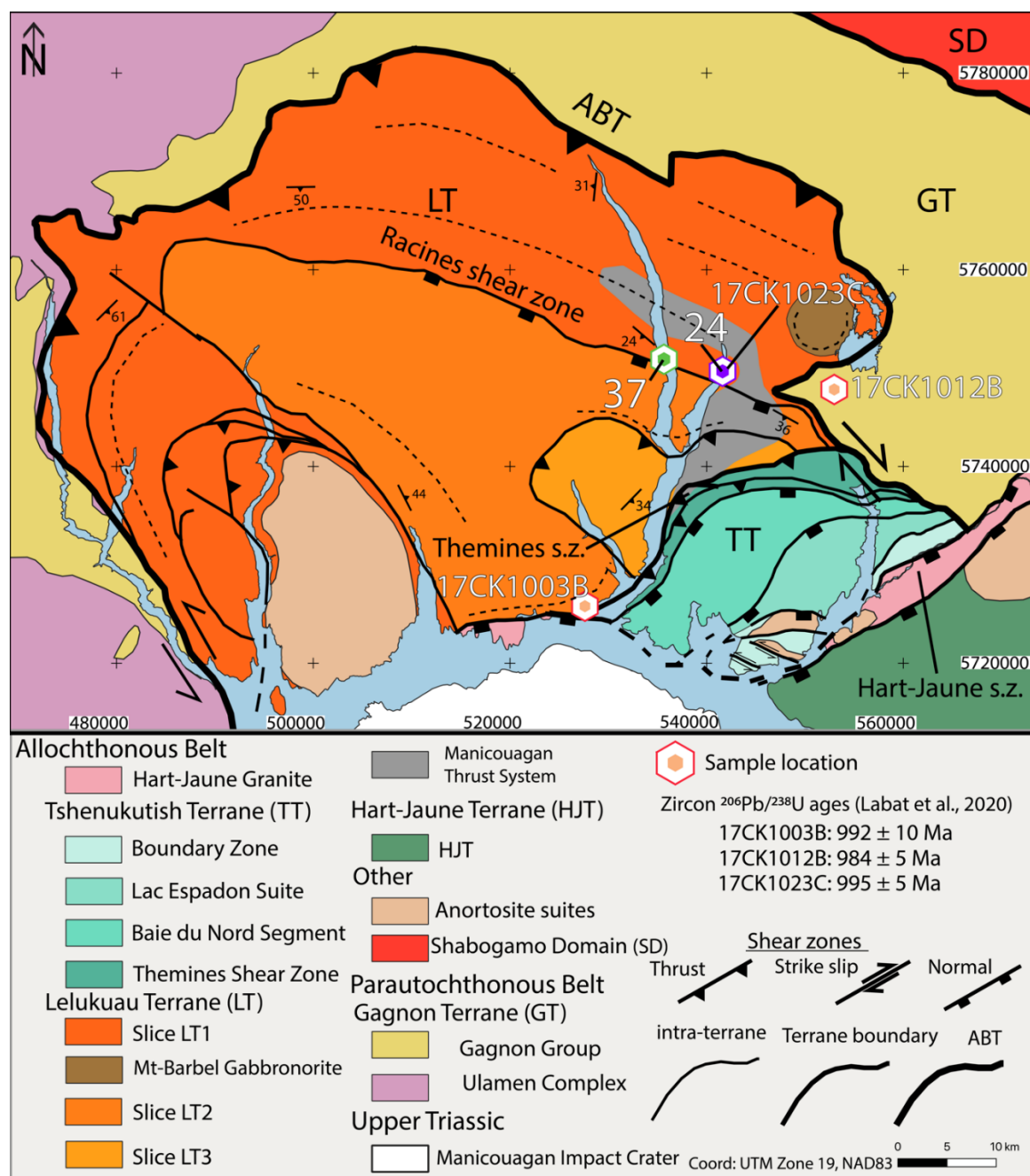


Figure 2.3 Geological map of the MIZ. Modified from Labat et al. (2020), Jannin (2017), Indares et al., (2000). Sense of shear in the Lelukuau Terrane determined during fieldwork from this study and Labat et al., (2020) as well as reported by the MERNQ via the SIGEOM (2021). Sense of shear in the Tshenukutish from Indares et al. (2000). Outcrops 24 and 37 have purple and green markers, respectively and this colour scheme continues throughout.

### 2.4.2.3 Deformation and shear zones of the MIZ

The structural study of the MIZ by Labat et al. (2020) indicated that despite the apparent synformal shape of the MIZ and of the ABT, structures are incompatible with a fold, instead the structural pattern would indicate synchronous constrictional strain in the MIZ and flattening strain in the adjacent Gagnon Terrane. This synchronous timing was constrained by the crystallization age of late-kinematic leucogranites at ca. 984—995 Ma emplaced both in the Parautochthonous Belt in the footwall of the ABT, as well as within the MIZ (sample locations 17CK1012B, 17CK1023C and 17CK1003B, Figure 2.3; Labat et al. (2020)).

In addition to constrictional structural elements, the internal deformation of the MIZ is marked by several shear zones (Figure 2.3). These shear zones and their sense of shear were derived from the well-exposed shore of the Manicouagan reservoir and its river arms by Indares and Dunning (2000) and their trace on figure 2.3 was extrapolated by tracing lineaments on geophysical maps of the magnetic anomaly (Jannin, 2017; Labat et al., 2000; this study). The emplacement of syn-deformation and metamorphism gabbroic stocks ca. 1039 Ma loosely constrain the timing of deformation associated with some of these thrust-sense shear zone (Indares et al., 1998). In addition, extensional shearing was documented at structurally upper structural levels of the MIZ, thus to the SE in these generally SE-dipping gneisses (Indares et al., 2000). The southeast-directed extension within the Tshenukutish Terrane and within the Hart-Jaune shear zone was inferred to have ended by ca. 1015—1007 Ma as indicated by the emplacement of the Hart-Jaune Granite (Figure 2.3; Indares et al., 2000).

This study focusses on one the shear zones, which we herein name *Racines*. The high water level in the Reservoir during our fieldwork precluded assigning confidently this zone of high strain to one of the thrust-sense shear zones portrayed in Indares et al. (2000). Our field work rather indicated numerous normal-sense kinematic indicators in two river arms as illustrated on figure 2.3.

### 2.4.3 Exhumation modes in the central Grenville Province

Conceptual models of exhumation were suggested for various locations throughout the Grenville Orogen. Numerical models suggested that an important component of syn-convergent exhumation was related to the expulsion of lower crustal nappes over basement indentors (Jamieson et al., 2010). Syn-convergence ductile extrusion of nappe from lower to mid-crustal level above a

basement indenter was considered as the most likely mode of exhumation for the MIZ by several authors (Hynes et al., 2000; Hynes, 2002; Indares & Dunning, 2004; Jannin, 2017; Labat et al., 2020) during the ca. 1040 — 995 Ma time span (Jannin, 2017; Labat et al., 2020). South of the MIZ and in its footwall, Jannin (2018) also proposed a heterogeneous channel flow model, in which the formerly competent indenter (Laurentian basement rocks of the Gagnon Terrane) was reworked and flowed towards the foreland during the interval 1002 — 985 Ma, perhaps even lasting until ca. 960 Ma. In contrast, Cox et al. (2002) documented that the period between 995 — 920 Ma was characterized by relatively slow cooling (1—5°C/Ma), which he interpreted as indicative of tectonic erosion or orogenic collapse. It is noteworthy that the above cooling rates assumed that titanite U-Pb ages record closure T below 650-600°C, a concept contradicted by several studies (see introduction above). As the age range for three models presented largely overlap, our petrochronological study of the Racines shear zone provides additional constraints on possible models.

## 2.5 Methods

### 2.5.1 U-Pb isotopes and trace element measurements

#### 2.5.1.1 Titanite

Titanite U-Pb geochronology and trace element measurements were carried out *in situ* via laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). A first run of measurements was done in 2019 at Lund University, and a second in 2020 at the Fipke Laboratory for Trace Element Research (FiLTER) facility at the University of British Columbia, Okanagan. Both labs used similar in-house analytical protocols, including optimizing the instrument set-up using the standard reference materials ‘NIST610’ (FiLTER) and ‘NIST612’ (Lund) and pre-ablation laser bursts. The laser spot sizes were set to 35 µm and 40 µm during analysis at Lund University and FiLTER, respectively. The titanite isotopic data was normalized to titanite reference material ‘MKED-1’ ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $1517.32 \pm 0.32$  Ma; Spandler et al., 2016) at both laboratories. Secondary reference materials included ‘Fish Canyon’ (lower concordia intercept age of  $27.52 \pm 0.09$  Ma; (Lanphere & Baadsgaard, 2001) and ‘Mount McClure’ ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  age of  $523.26 \pm 1.27$  Ma; (Schoene & Bowring, 2006) at FiLTER, and ‘ONT-2’ ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $1053.9 \pm 7.7$  Ma; Spencer et al., 2013) at Lund University. Down-hole element fractionation and instrument drift were monitored via the primary reference material and corrected using the Iolite

software package (v.4; Paton et al., 2010, 2011). Excess dispersion was evaluated using the secondary reference materials. For the first run (Lund), an anchored regression ( $Pb_c = 0.91$ ; Sun et al., 2012) lower intercept age of  $1068 \pm 9$  Ma ( $n = 5/8$ , mean squared weighted deviation (MSWD) = 2) was obtained for ONT-2, which is within 2.0% uncertainty of the expected age of  $1059 \pm 5$  Ma (Sun et al., 2012). For the second run (FiLTER), a free regression lower intercept age of  $535 \pm 8$  Ma (MSWD = 1.5) was obtained for ‘Mount McClure’ and an anchored ( $Pb_c = 0.844$ ; Schmitz and Bowring, 2001) lower intercept age of  $27 \pm 1$  Ma (MSWD = 1.9) was obtained for ‘Fish Canyon’. These dates are within 2.0% uncertainty of expected ages. Excess dispersion measured in the secondary reference materials was quadratically propagated through the final ratios of the unknowns. Following the suggestions of Horstwood et al. (2016) we incorporate 2% systematic uncertainty on weighted mean and lower intercept dates of unknowns.

Trace element concentrations of the unknowns were measured with the U-Th-Pb isotopes. At Lund University, the measured trace elements were  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ . Concentrations were calculated using Ca as the internal standard using a concentration of 20.3 wt%, measured with SEM-EDS and assumed to be a representative concentration of the titanite grains. At FiLTER, measured trace elements were  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ , and  $^{181}\text{Ta}$ , and Si was used as internal standard (assuming an ideal stoichiometric concentration of 14.32 wt%). ‘NIST612’ (Lund) and ‘NIST610’ (FiLTER) were used as primary reference materials and for both labs, data was reduced with the Iolite software package (v.4; Paton et al., 2010, 2011). Trace element concentrations are typically within 7% of expected values for ‘MKED-1’ (Spandler et al., 2016).

The common Pb compositions in titanite reflect the mixing between a common Pb reservoir and radiogenic Pb (Storey et al., 2006). Corrections are often made using an estimation of common Pb using either the two-stage isotopic composition model of Stacey & Kramers (1975), or by using the common lead composition defined by the Y intercept of the regression of individual titanite population on a Terra-Wasserburg diagram (e.g. Cioffi et al., 2019; Kirkland et al., 2018; Kirkland et al., 2016; Stearns et al., 2016; Storey et al., 2006). In this study, we have opted for the latter strategy and regressions calculated herein (Model 1 of Ludwig, 2003), were generated using ChrontouR (Larson K., 2021; DOI 10.17605/OSF.IO/P46MB). The results are reported as 2 standard error of the mean (2SE).

### 2.5.1.2 Rutile

Rutile U-Pb geochronology and trace element measurements were conducted *in situ* at Lund University. The analytical protocol used was similar to the one described above for titanite including the same 35  $\mu\text{m}$  spot size. Instrument optimization was carried out using the reference material ‘NIST612’, and rutile isotopic data were normalized to rutile reference material ‘R10’ ( $1095 \pm 5$  Ma; Luvizotto et al., 2009). A secondary rutile reference material, ‘R13’ ( $504 \pm 4$  Ma; Schmitt & Zack, 2012), was analysed as an unknown. It yielded a  $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}$  date of  $511 \pm 7$  Ma (MSWD = 0.53) or a Stacey-Kramers  $\text{Pb}^{207}$  corrected  $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}$  date of  $510 \pm 7$  Ma (MSWD = 0.61), both within 2% of the expected age.

The trace elements  $^{47}\text{Ti}$ ,  $^{51}\text{V}$ ,  $^{53}\text{Cr}$ ,  $^{66}\text{Zn}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{95}\text{Mo}$ ,  $^{118}\text{Sn}$ ,  $^{121}\text{Sb}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ , and  $^{182}\text{W}$  were measured in rutile and count rates were normalized to Ti assuming an ideal stoichiometric value of 59.9 wt%. ‘NIST612’ was used as the primary reference material. Data were reduced using the Iolite software package (v.4; Paton et al., 2010, 2011). Trace element concentrations are typically within 10% of expected values for ‘R10’ (Luvizotto et al., 2009).

### 2.5.1.3 Summary

In summary, all secondary reference material from the two laboratories yielded single age-population within 2% of expected age, therefore within the expected bias of the LA-ICPMS method (Košler et al., 2013). Trace element concentration were all within 10% of expected values for reference material.

## 2.5.2 Electron Backscattered diffraction (EBSD)

Electron backscattered diffraction analysis was conducted in the FiLTER facility, using a Tescan Mira 3 XMU field emission SEM equipped with an Oxford Instruments Nordlys EBSD detector. Operating conditions were set to high vacuum with an acceleration voltage of 20 kV and a beam intensity of 20 mA. Sample was tilted at an angle of  $70^\circ$  and the step size was 1  $\mu\text{m}$  in the high-resolution map and 2  $\mu\text{m}$  for the others. Working distance was between 15 and 20 mm. Indexing of titanite was systematically over 95% and the HKL Channel 5 software package (Oxford Instruments) was used to remove noise from the solution data. Initial orientation plots, grain maps, inverse pole figures (IPF) and analyses were created with the MTEX toolbox on MATLAB. The KAM was calculated as the weighted average of neighboring pairs of measurements. Further

analysis and grain maps were prepared on QGIS by creating a shape file pairing the X-Y spatial coordinates of each datapoint to their respective calculated KAM. This process allows the possibility to overlay additional information onto the KAM maps, such as LA-ICP-MS measurements.

### 2.5.3 Phase equilibria modelling

An isochemical phase diagram section (IPDS) was calculated for the undeformed sample 24. The chemical system was simplified to NCFMASHTO to reduce computation requirements. The *Perple\_X* software version 6.8.9 updated January 6<sup>th</sup> 2020 (Connolly, 2009) was used along the HP62 database (Holland & Powell, 2011). The only set of solution models available for studying mafic rocks consists in: augite, clinoamphibole and tonalitic melt of Green et al. (2016), omphacite (Green et al., 2007), olivine (Holland & Powell, 1998), ternary feldspar (Holland & Powell, 2003), garnet, chlorite, orthopyroxene and mica (White et al., 2014), epidote (Holland & Powell, 2011), biotite (White et al., 2014) and ilmenite (White et al., 2000). There are no available solution models for titanite or allanite. Bulk rock composition was obtained by XRF whole rock analysis at *Actlabs laboratory* via the *Ministère des Ressources naturelles du Québec*. We assumed the H<sub>2</sub>O content to be slightly above the loss on ignition at 1 wt%, and exploratory work of IPDS yielded results consistent with the petrographic study of the sample. Figure 5b of Palin et al. (2016) indicate minimal variation in the stability of titanite for various oxidation state at a pressure of 10 kbar and temperatures ranging from 600 to -800°C. Consequently, all iron was assumed to occur as FeO, and only a minimal input of free oxygen was added to the model (0.01 wt%). To minimize the number of pseudocompounds generated by *Perple\_X*, the initial resolution keyword was set to 0.125 (e.g. Cao et al., 2021). As noted by Forshaw et al. (2019), modelling with the augite, clinoamphibole and melt solution used herein may yield absolute volume uncertainty up to 9% for hornblende. Thus, the models are used here mostly as framework and not directly to realise thermobarometry by matching modelled and measured modal mineral abundances. Mineral abbreviations are after Whitney & Evans (2010).

### 2.5.4 Mineral chemistry

The chemical compositions of garnet, plagioclase, clinopyroxene and amphibole were obtained via Electron Microprobe (Cameca SXFiveFe) at FiLTER laboratory. Measurements were conducted in situ at an operating voltage of 15 kV and beam current of 20 nA and beam size of 5

µm. Analyses were calibrated against mineral and oxide reference materials from CF Mineral Research and Micro Analysis Consultants Ltd.

Mineral compositions were recalculated in atoms per formula unit (a.p.f.u) following respective oxygen numbers: 8O for plagioclase, 6O for clinopyroxene, 12O for garnet, 22O for amphibole. Amphibole compositions were classified after Leake et al. (1997). For plagioclase,  $X_{An} = 100 \times Ca / (Ca + Na + K)$ ; clinopyroxene jadeite component is  $X_{Jd} = 100 \times Na$  (e.g. Tual et al., 2017). Garnet end-members are  $Prp = Mg / (Ca + Mg + Fe + Mn)$ ;  $Alm = Fe / (Ca + Mg + Fe + Mn)$ ;  $Grs = Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn)$ ;  $Sps = Mn / (Ca + Mg + Fe + Mn)$ ;  $X_{Fe} = Fe / (Fe + Mg)$ . Note that Fe oxide is treated at total FeO, the microprobe analysis and bulk rock composition did not discriminate between  $Fe^{2+}$  and  $Fe^{3+}$ .

## 2.6 Results

### 2.6.1 Outcrop and sample descriptions

Samples in this study were collected in the structurally lower part of the MIZ (Figure 2.3). Outcrops 17CK1023 and 17CK1024 (Referred to as 24 herein on figure 2.3) are situated along strike on opposite shores of the same reservoir arm and presented the same rock type, a garnet bearing amphibolite gneiss (Figure 2.4B). At these outcrops the fabric strikes NE and dips shallowly to the SE with a downdip mineral stretching lineation. Although these outcrops do not present the highest qualitative strain observed in the MIZ, shear sense indicators indicate normal-sense, top-to-the-SE shear (Figure 2.5). Importantly, a pegmatite dyke crosscutting the fabric of the amphibolite (see Figure 2.4A herein, and Figure 9A1 & A2 in Labat et al., 2020) at outcrop 17CK1023 yielded a zircon  $^{206}Pb/^{238}U$  date of 995 Ma interpreted as age of crystallization, and thus constraining the youngest possible age for ductile deformation at this locality.

Outcrop 37 is situated less than 1km structurally up section from outcrop 24 (Figure 2.3) and qualitative strain is much higher than at locality 24. The mylonitic fabric strikes ESE, dips shallowly to the SSW (Figure 2.4C) and contains a SE-plunging stretching lineation. Observed kinematic indicators, such as asymmetric foliations and shear band boudins (Figure 2.5), indicate top-to-the-southeast, oblique-normal deformation. The trace of this shear zone further NW was defined by the geophysical study of Jannin (2017). No prior study is available for this shear zone and thus will be refer to as the “Racines shear zone” herein.

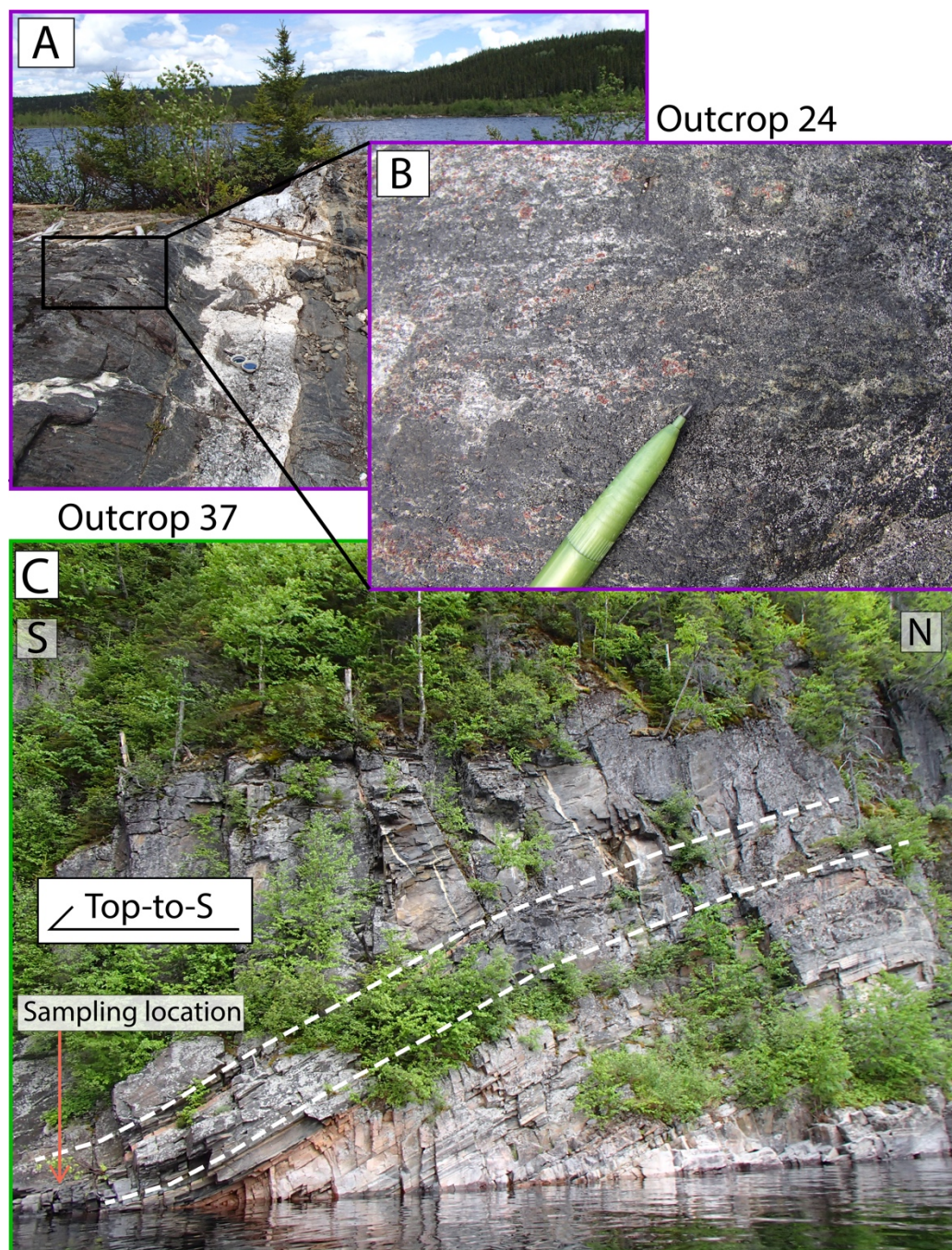


Figure 2.4. Outcrops 24 and 37, with borders purple and green respectively. A) Outcrop 24 on the shores of the Manicouagan reservoir. Amphibolite gneiss is crosscut by late pegmatite, similar to the pegmatite dated at the adjacent outcrop 17CK1023 by Labat et al. (2020). B) Zoom-in on amphibolite gneiss. In dark green: matrix amphibole overgrowing clinopyroxene (pale green). Garnet is red and most grains in the picture are surrounded by a plagioclase (white) corona. Garnet aggregates like in the bottom left of the photo are interpreted as potential restite.

C) Outcrop 37, N-S orientated cliff along one arm of the Manicouagan reservoir. Mylonitic fabric is highlighted by the stippled lines. Interpreted sense of shear is Top-to-the-South.

## 2.6.2 Sample 24

Sample 24 is an amphibolite gneiss, dominated by the assemblage of Amp-Pl-Grt (Figure 2.4A, B). Clinopyroxene is typically associated with garnet and commonly overgrown by amphibole in the matrix (Figure 2.6 A, B, C). Clinopyroxene is also present as inclusions in titanite and garnet (Figure 2.6D). Quartz is rare in the sample but is present as inclusions in garnet and in trace amounts in the matrix. Rutile occurs as inclusions in titanite (Figure 2.6 A, B, D), garnet (Figure 2.6C) and amphibole. Allanite is scattered throughout the matrix and rarely occurs as inclusions in garnet; it is not observed as an inclusion in titanite. Inclusion relationships indicates that rutile, allanite and clinopyroxene grew prior to, or synchronous with, garnet. The presence of rutile as inclusion in amphibole may indicate that some grains were part of the prograde assemblage. Titanite occurs in various settings. It is in contact with garnet (Figure 2.6A), it mantles rutile (Figure 2.6A, B, D), or it is found along the fabric plane with amphibole and plagioclase. Most of the plagioclase occurs either in coronas surrounding garnet (Figure 2.6C), as lobate-shaped inclusions in hornblende or clinopyroxene, as well as defining the main gneissosity along with amphibole (Figure 2.6C). Plagioclase inclusions in clinopyroxene may have formed either during prograde clinopyroxene growth or as exsolution during decompression from eclogite facies. We favor the latter interpretation because plagioclase appears secondary throughout the sample. These relationships suggest that the peak P paragenesis consisted of Amp-Cpx-Gt-Rt-Aln consistent with the eclogite facies metamorphism documented for the LT (Cox et al., 1998; Cox & Indares, 1999; Indares, 1997). They further indicate that titanite and plagioclase were part of a post-peak pressure assemblage and that the growth of titanite consumed rutile, but not completely. We suggest that the post-peak-P paragenesis consisted of Grt-Ttn-Cpx-Amp-Pl.

Study of rutile and titanite under SEM-BSE revealed no visible internal features, whereas allanite grains show three distinct domains marked by different BSE responses. The cores of most allanite grains are xenomorphic and present an uneven BSE response, highlighting an atypical internal texture unlike oscillatory growth zoning (Figure 2.7A). Similar textures have been described in allanite from metabasites that underwent high-pressure/low-temperature metamorphism or subsolidus metasomatism (Gieré & Sorensen, 2004; Sorensen, 1991). The outer rims of allanite have a weaker BSE response, are darker and of irregular shapes (Figure 2.7A). In contrast, allanite

mantles located in between the cores and outer rims are bright and show growth zoning (Figure 2.7A & B). Semi-quantitative SEM-EDS analysis indicates that the sharp increase in brightness is associated with increased LREE content and decreased Al and Ca. This texture and elemental balance correspond to a prograde reaction in which allanite growth is enhanced by the incorporation of LREE and water liberated during the breakdown of zoisite (Hermann, 2002).

### Sample 37: Shearband boudins and C'-planes

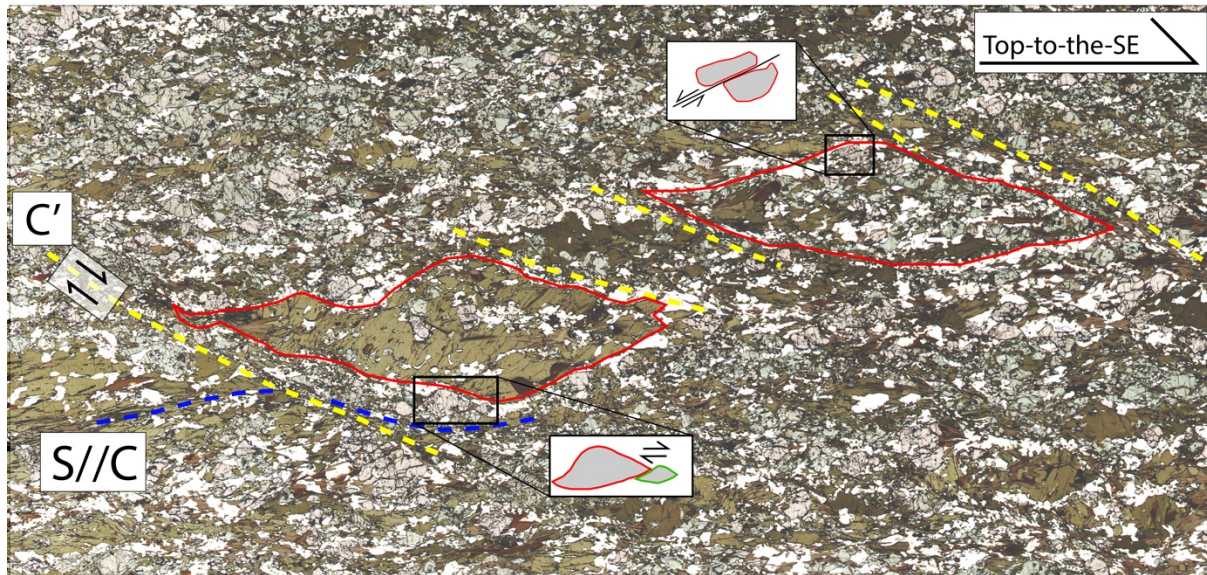


Figure 2.5 Photomicrograph from sample 37. Kinematic indicators including shearband boudins and asymmetric foliations showing dextral sense of shear corresponds to a Top-to-the-S movement along the shear zone. Yellow stippled lines are C' planes, whereas the blue stippled line shows the foliation parallel to the main shearing plane. Grain size diminishes towards the C' planes.

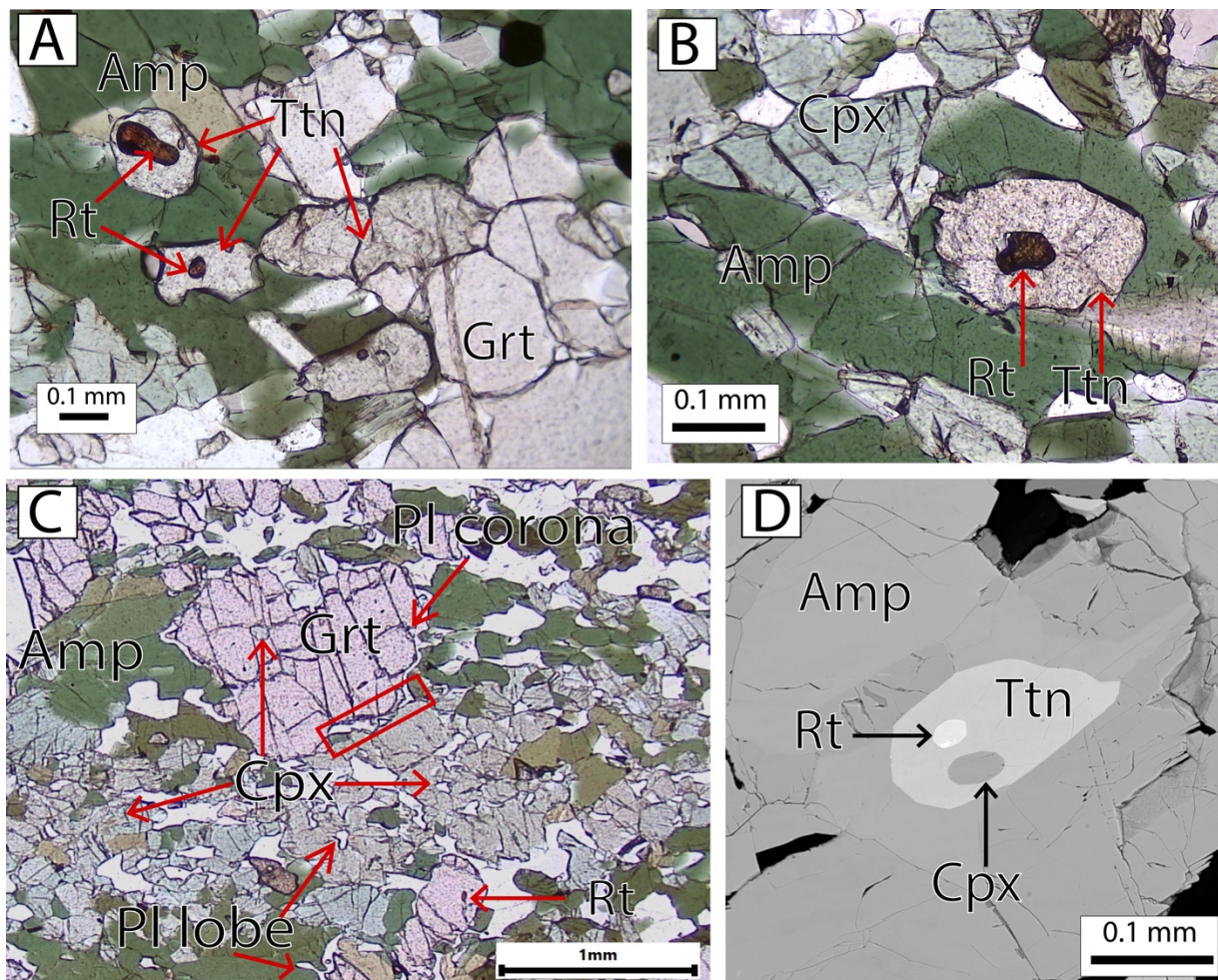


Figure 2.6 Photomicrographs (A-C) and BSE image (D) of sample 24. A) Rutile inclusions in titanite and titanite grain in contact with garnet. In dark green, matrix amphibole overgrows titanite and garnet. B) Zoom in on another rutile grain overgrown by titanite. As in A, amphibole overgrows the titanite and here clinopyroxene as well. C) Top center: heart shaped garnet with rutile and clinopyroxene inclusions and a plagioclase corona. The plagioclase corona is interpreted as a decompression texture. Center: pale green clinopyroxene grains partly overgrown by amphibole. Within the clinopyroxene grains are lobes of plagioclase. Bottom: Lobe of plagioclase in amphibole. The red box highlights an area of EPMA measurements where calculated  $X_{An}$  and  $X_{Jd}$  are lowest. D) BSE image centered on a titanite with inclusions of rutile (brighter BSE response) and clinopyroxene (darker BSE response). Amphibole surrounds the titanite.

At micro- and macro-scales, we did not find any obvious evidence for partial melting. For example: there are no preserved peritectic phases; no crystalline faces in contact with leucosomes; no low dihedral angles typical of tips of grain boundary melt films (Holness & Sawyer, 2008); no nanogranite (Cesare et al., 2009) or other polymineralic inclusion in garnet. In the matrix, plagioclase locally forms lobate grain boundaries with hornblende or clinopyroxene, commonly

interpreted as a melt related texture within retrogressed eclogites (Cao et al., 2019; Cao et al., 2021 and references therein). However, in the absence of other evidence for partial melting in our samples, we rather favour the interpretation that plagioclase grew during decompression, forming garnet coronas along with amphibole (Baldwin et al., 2004), or that the textures are a product of omphacite breakdown along with a Na-poor clinopyroxene.

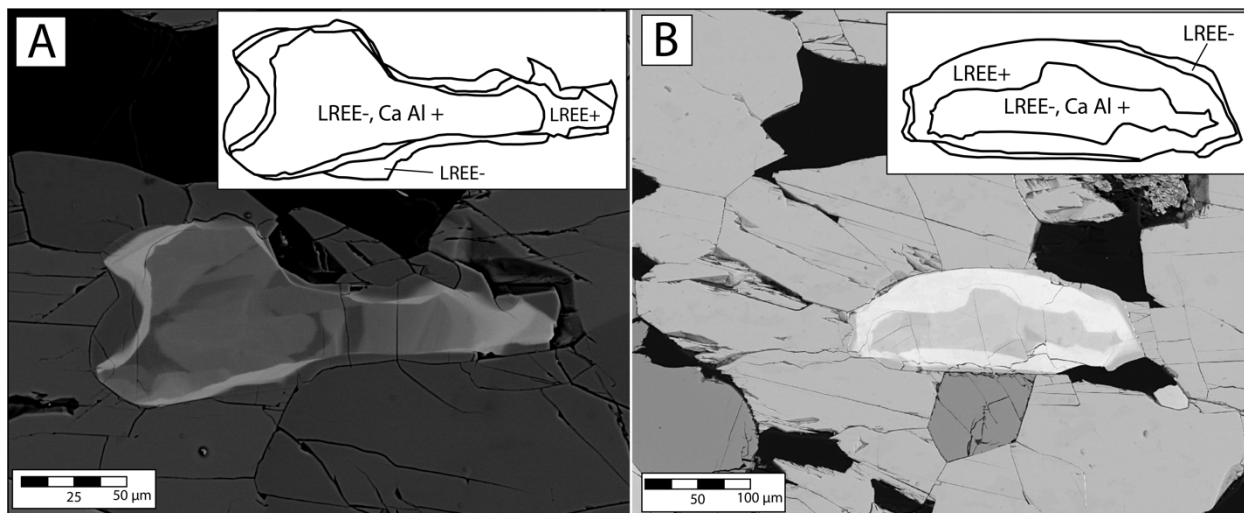


Figure 2.7. SEM-BSE images of allanite grains from sample 24. Insets: Interpreted zones and relative abundance of LREE. A) Xenomorphic allanite core presenting atypical zoning. Marked growth zoning with brighter BSE response on the left and right extremities of the grain. B) Example of a thicker LREE-rich mantle surrounding xenomorphic core.

### 2.6.3 Sample 37

Sample 37 is a mylonitic clinopyroxene, amphibole and garnet bearing gneiss (Figure 2.5). The sample was cut perpendicular to foliation and parallel to lineation to observe the X-Z plane of the finite strain ellipsoid. Garnet grains are blocky (Figure 2.8A & B) and have rather straight boundaries with amphibole (Figure 2.8A). Clinopyroxene is overgrown by amphibole throughout the sample and occurs as inclusions in garnet (Figure 2.8C). Larger clinopyroxene, up to 1 mm, preserve straight contacts with garnet locally, a potential relict texture of peak-P conditions. Quartz grains are present throughout the matrix and as inclusions in garnet (Figure 2.8C). Allanite grains present internal zoning textures identical to sample 24 but are also aligned in the foliation plane with their long axis parallel to lineation (Figure 2.8D). In this sample, rutile is preserved in amphibole, garnet and titanite as well as in the matrix (Figure 2.8B, C). Titanite in this sample

forms foliation-parallel aggregates (Figure 2.8A). These aggregates are either surrounded by garnet, in contact with clinopyroxene or mostly overgrown by amphibole. Some titanite grains have brittle fractures (Figure 2.8E). Plagioclase in this sample occurs on the rims of garnet or are segregated into bands of the mylonitic foliation. Given these observations, we interpret a peak-P assemblage of Grt-Cpx-Amp-Rt-Qz-Aln, which is the same as for sample 24. We also infer a similar post-peak P paragenesis as sample 24, where rutile is replaced by titanite, clinopyroxene is replaced by amphibole and plagioclase was formed during decompression.

Microstructure in sample 37 indicate a top-to-the SE, normal sense of shear. Two shearband boudins (Goscombe and Passchier, 2003) bounded by C' plane are observed on the microphotograph shown on figure 2.5 and indicate a top-to-the-SE sense of shear (dextral in the figure). This sense of shear is also supported by a back rotated garnet grain in the top boudin and by a sigmoidal garnet at the bottom boudin (figure 2.5). Although the absence of elongated quartz or feldspar bands, which usually defines sub-solidus strain, blur evidence of high strain in this sample, several textures indicate a high level of strain. First, garnet grains seem to have been comminuted down to an average size of 0.15mm, larger (~1 mm) grains are preserved, but are rare. In the C' planes (Figure 2.5) the grain size of all minerals is reduced. The sigmoidal shape of some garnet (illustrated in a box at the bottom of figure 2.5) is indicative of ductile deformation. Deformation of garnet is expected to be brittle for most crustal P-T conditions, unless temperatures are high-enough or strain rate is low (Wang & Ji, 1999; although see Phillips & Ji (2021).

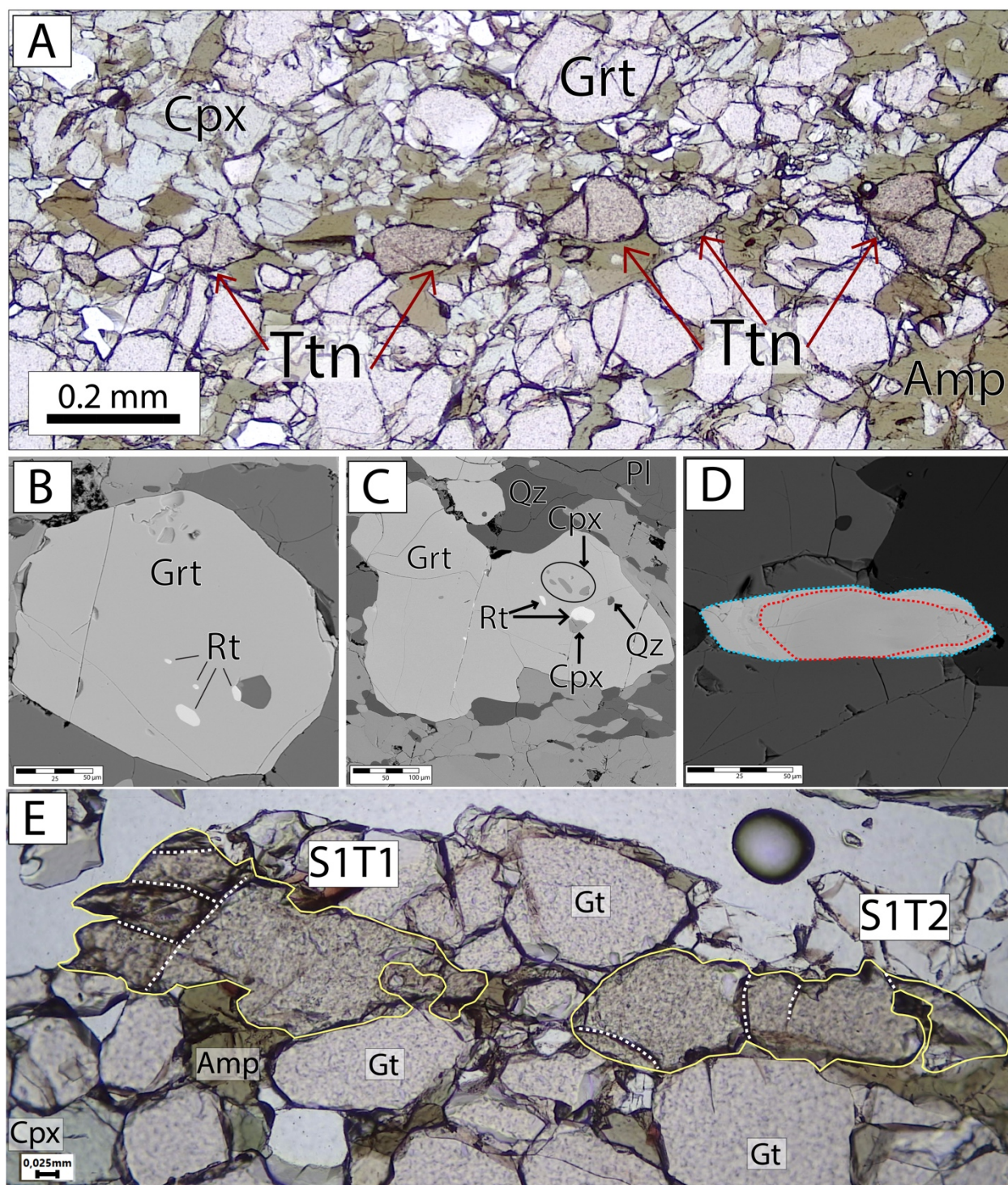


Figure 2.8. Photomicrographs (A, E) and BSE images (B-D) from sample 37. A) Photomicrograph in PPL of an elongated titanite aggregate. View in the X-Z plane of the finite strain ellipsoid and foliation is horizontal. Titanite aggregate is elongated parallel to stretching lineation. Blocky garnet grains are scattered throughout the thin section. Amphibole in dark green overgrows garnet, titanite and clinopyroxene. B) Blocky garnet grain with multiple rutile

inclusions. Right most rutile inclusion is comprised in a larger inclusion of quartz. C) Garnet grain showing rutile, clinopyroxene and quartz inclusions. One larger inclusion is comprised of both rutile and clinopyroxene. D) Allanite grain aligned with the stretching lineation. Allanite in this sample present a darker core and brighter rim associated with increased LREE content, as for sample 24. E) Photomicrograph in PPL of titanite grains S1T1 (center left) and S1T2 (center right) in sample 37. Titanite grain boundaries are traced in yellow. White stippled lines indicate brittle fractures.

## 2.6.4 Mineral composition

Garnet, plagioclase, amphibole and clinopyroxene were analysed via EPMA in sample 24. Representative mineral analyses are presented in Supplementary Table 1. Two garnet grains of ~1.5 mm were selected and analyses were conducted along perpendicular transects (Figure 2.9). As noted previously, plagioclase is found in multiple settings and compositions. Matrix plagioclase has a  $X_{an}$  ranging from 0.65 to 0.68 whereas plagioclase in the garnet corona and in inclusions in clinopyroxene have a lower  $X_{an}$  ranging from 0.31 to 0.47.

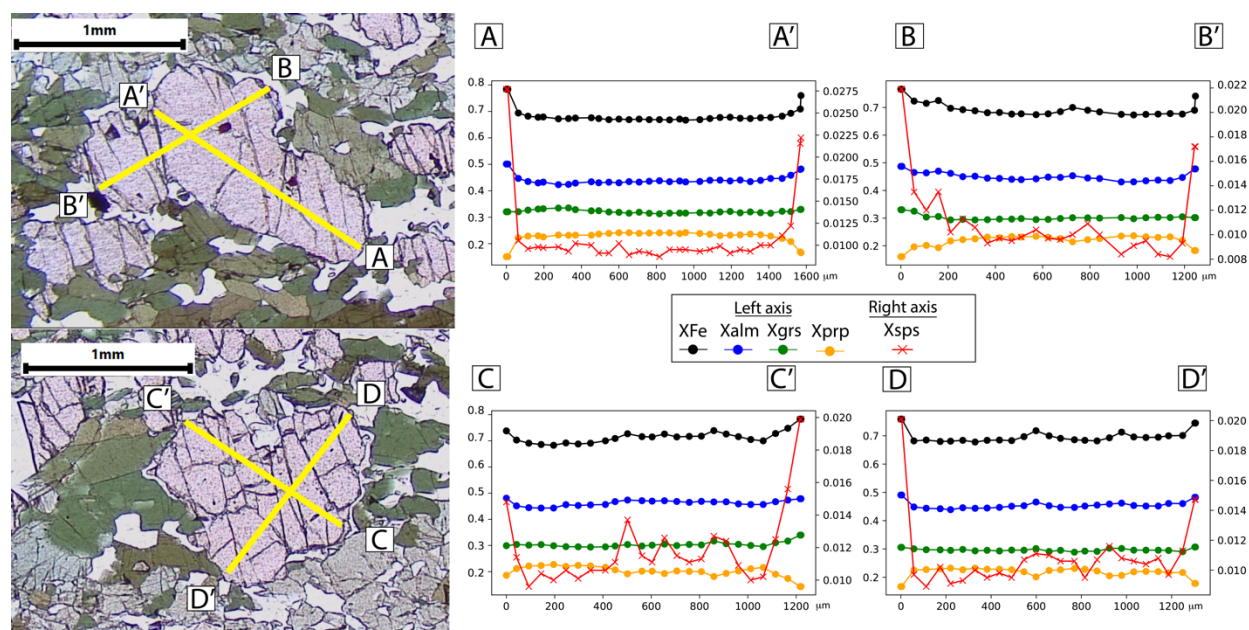


Figure 2.9. Photomicrographs of garnet grains with rutile and clinopyroxene inclusions. Garnet is surrounded by a corona of plagioclase and amphibole. On the right, calculated garnet end-member profiles. Profiles are mostly flat throughout except at the rim where there is a sharp increase and decrease in  $X_{sps}$  and  $X_{prp}$ , respectively. These profiles indicate a prolonged residence of garnet at high-T to homogenize the inner composition, as well as a “Mn kick-up” (Kohn & Spear, 2000) suggestive of a retrograde net transfer reaction. Dark red inclusions in garnet in the top photomicrograph are rutile grains.

Garnet composition profiles reveal contrasting core and rim compositions. In the cores of the selected garnet grains, chemical compositions have relatively flat profiles in  $X_{\text{alm}}$ ,  $X_{\text{prp}}$ ,  $X_{\text{grs}}$ , and  $X_{\text{sps}}$  (Figure 2.9). The internal profile A-A' averages values of 0.45, 0.23, 0.32 for  $X_{\text{alm}}$ ,  $X_{\text{prp}}$ ,  $X_{\text{grs}}$ , respectively. Spessartine is more irregular and has a lower value of 0.013—0.010. The profile of  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  is also flat at approximately 0.67 and shows a sharp increase up to 0.78 at the rim. This flat internal profile is indicative of a protracted time of residence at high-T, minimally 10 Myrs at 800°C (Caddick et al., 2010; Faryad & Ježek, 2019) to homogenize the internal composition by intracrystalline diffusion. Towards the garnet rim on profile A-A',  $X_{\text{sps}}$  and  $X_{\text{alm}}$  increase drastically up to 0.0275 and 0.50 respectively, whereas  $X_{\text{prp}}$  decreases to 0.15. A sharp increase in  $X_{\text{sps}}$ , concomitant with an increase in  $X_{\text{alm}}$  and a decrease in  $X_{\text{prp}}$ , is indicative of a retrograde net-transfer reaction (Kohn & Spear, 2000), involving garnet breakdown.

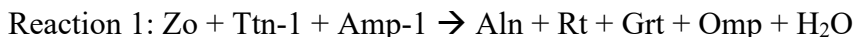
Amphibole is mainly found associated with plagioclase in the matrix, as clinopyroxene overgrowth or as corona between clinopyroxene and garnet. Regardless of the setting, amphibole is pargasite (Leake et al., 1997, 2004) with  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$  ranging from 0.546 to 0.786, Si cation per formula unit ranging between 6.02—6.23 and an XFe ranging 0.45—0.48.

Clinopyroxene composition was obtained in grains of various settings: in inclusion in garnet, in contact with garnet rim and within the matrix. Results indicate a jadeite content  $X_{\text{Jd}}$  range from 0.095 to 0.06. Highest values are found within the garnet inclusions and in matrix clinopyroxene. The analysed clinopyroxene inclusion in garnet (Figure 2.6C) has straight grain boundaries and an  $X_{\text{Jd}}$  of 0.095—0.084. These higher values of  $X_{\text{Jd}}$ , may reflect the greater incorporation of Na at peak pressure. In matrix clinopyroxene,  $X_{\text{Jd}}$  seems to increase away from the plagioclase inclusions. Where clinopyroxene is being replaced by plagioclase forming a corona surrounding garnet (Figure 5C), it has a lower average  $X_{\text{Jd}}$  of 0.07 and plagioclase has the lowest  $X_{\text{An}}$  (0.36—0.39).

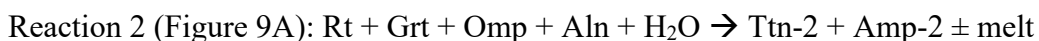
### 2.6.5 Phase equilibria modelling

Phase equilibria modelling results for sample 24 (Figure 2.10A) defines a framework broadly consistent with our petrographic observations. Although garnet fractionation could have modified the early prograde history, it does not affect our interpretation as the homogeneous compositional profile measured are indicative of homogenization at high-T. In accordance with observed textural

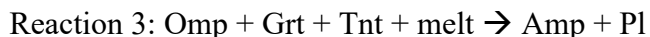
relationships our results predict that zoisite is stable at medium-P and low-T and becomes unstable at conditions greater than 1.4—1.6 GPa and 550—650°C. The epidote solution model used does not incorporate REE, however, and therefore allanite is not present in the model. Nevertheless, we infer that zoisite transforms to allanite at higher pressure, as suggested by Hermann (2002). This transition (see Figure 2.10A) is interpreted to have taken place via :



Our observed prograde-to-peak pressure paragenesis of Rt-Grt-Cpx-Amp-Qtz-Aln is consistent with the modelling results. The newly-produced clinopyroxene is predicted to have a higher jadeite content, as observed in inclusion in garnet. At higher temperatures than our inferred peak-P field, modelling predicts titanite growth via the reaction :



Reaction 2 has a positive slope and is similar to the titanite-forming reaction 13 from Frost et al. (2001), but at higher P without plagioclase. Although garnet is a reactant in reaction 2, it is predicted to occur after more than 40 vol% garnet growth that would have significantly depleted the budget in HREE. Although textural evidence of partial melting is ambiguous from macro to micro scale, we cannot rule out the possibility of partial melting in this sample. The initial retrograde path is expected to have followed a decompression-cooling path (Figure 2.10A) along which this reaction would have taken place:



Plagioclase is predicted to become stable at approximately 1.4 GPa and the stable clinopyroxene composition changes from omphacite to augite. This reaction is consistent with petrographic evidence for late plagioclase growth either during clinopyroxene breakdown or garnet corona formation and with the measured lower jadeite content in matrix clinopyroxene.

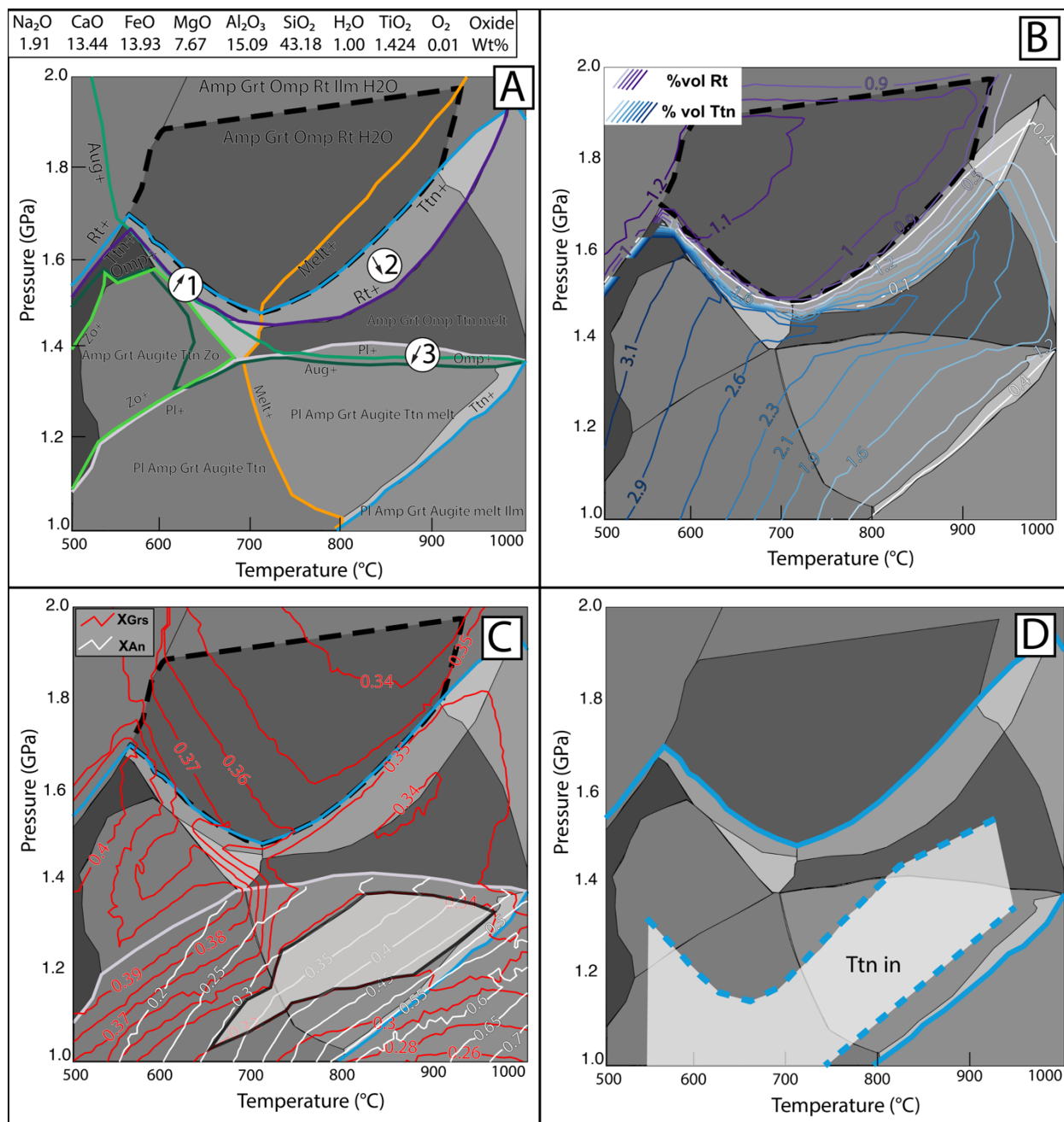


Figure 2.10. Phase equilibria modelling results. Bulk rock composition input into Perple\_X shown in the top left. A) Limits of mineral stability and key reactions: (1) Amp-Grt-Augite-Ttn-Zo to Amp-Grt-Omp-Rt-H<sub>2</sub>O; (2) Amp-Grt-Omp-Rt-H<sub>2</sub>O to Amp-Grt-Omp-Ttn-melt; (3) Amp-Grt-Omp-Ttn-melt to Amp-Grt-Augite-Pl-Ttn-melt. The heavy stippled line highlights the peak-pressure field compatible with peak pressures described for the MIZ. B) Volume isopleths for rutile and titanite generated with PyWerami software (Lexa, O, updated 2011). C) Grossular garnet endmember and anorthite endmember isopleths. Shaded area is the intersection between modelled isopleths and Xgrs of garnet and adjacent Xan from plagioclase calculated from EPMA

measurements. Minimum and maximum  $X_{\text{Gr}}^{\text{grs}}$  and  $X_{\text{An}}^{\text{pl}}$  are from rims of garnet and adjacent plagioclase in corona. D) Comparison of Ttn-in isopleth between our modelling results and those published by Marsh & Kelly (2017) for a mafic rock with increased bulk CaO. Titanite is stable between the full blue lines in our results whereas the shaded area bound by the stippled lines represent the stability field from Marsh & Kelly (2017). Notice the very similar shaped of stability fields between the two and the very close high-T limit.

The location of the proposed retrograde path is predicted to pass through modelled isopleths for garnet rim and plagioclase corona measured compositions. The measured minimal and maximal  $X_{\text{Gr}}^{\text{grs}}$  and  $X_{\text{An}}^{\text{pl}}$  for garnet and plagioclase are 0.32—0.34 and 0.3—0.47, respectively. Isopleth intersections overlaid onto the modelling results (shaded area in Figure 2.10C), yield a P-T field bound by pressures between 1.4 and 1.0 GPa and temperatures ranging 650—950°C. In addition to garnet and plagioclase isopleths, we also examined amphibole  $X_{\text{Fe}}$ . The minimal  $X_{\text{Fe}}$  value of 0.45 is reached at the lower limit of the modelling result, at a pressure of ~1.0 GPa and temperatures greater than ~800°C. We, therefore, suggest that amphibole most likely re-equilibrated on the retrograde path, outside the bounds of our modelling.

## 2.6.6 U-Pb geochronology

### 2.6.6.1 Sample 24

A total of 68 LA-ICP-MS measurements were obtained from 22 titanite grains in sample 24, a garnet bearing amphibolite. Data points are distributed along a single isochron in Tera-Wasserburg space (Figure 2.11A). A ‘Model 1’ (Ludwig, 2003) or York-style (York, 1968) style regression through the data defines an initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  value of 0.948 and a lower intercept age of  $1036 \pm 22$  Ma (MSWD = 1.86; n=68). There is excess scatter in this regression, which may not be explained solely by analytical uncertainties (MSWD criteria, Wendt and Carl, 1991). In Figure 2.11A-C, ellipses are shaded according to their respective Zr concentrations. There seems to be a trend for more radiogenic spots to yield a greater concentration of Zr.

## 2.6.7 Sample 37

### 2.6.7.1 Titanite

A total of 88 LA-ICP-MS measurements were obtained from 5 titanite grains in sample 37, a garnet bearing amphibolite. The results are slightly more scattered than for sample 24 but define an isochron with a lower intercept (Figure 2.11C) at  $946 \pm 23$  Ma (n=86/88, MSWD =1.7) and an

initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  of 0.85. Results from this run were carried out in the same grains analysed via EBSD to evaluate the spatial link between deformation and U-Pb.

### **2.6.7.2 Rutile**

Results from rutile U-Pb analysis in sample 37 yielded generally concordant data, whereas rutile grains analysed in sample 24 had U concentrations that were too low for successful age determination. Analysed rutile grains were small ranging from 50 to 100  $\mu\text{m}$ , and the spot size (35  $\mu\text{m}$ ) encompasses most of the grain. Five spots from sample 37 define a Concordia apparent date of  $933 \pm 24$  Ma (MSWD of concordance = 0.054; MSWD of equivalence = 3.9; Figure 2.11D); low U and Pb concentrations preclude more precise results. With the high-T regime of the MIZ as quantified herein, it is likely that the small rutile grains were essentially homogenized following peak-P and that these ages represent cooling below temperatures of 500—600°C (Cherniak, 2000; Kooijman et al., 2010; Vry & Baker, 2006). Our  $933 \pm 24$  Ma apparent date overlaps with ID-TIMS ages of  $960 \pm 6$ ,  $946 \pm 2$  and  $929 \pm 4$  Ma previously interpreted as cooling ages from the overlying TT (Cox et al., 1998).

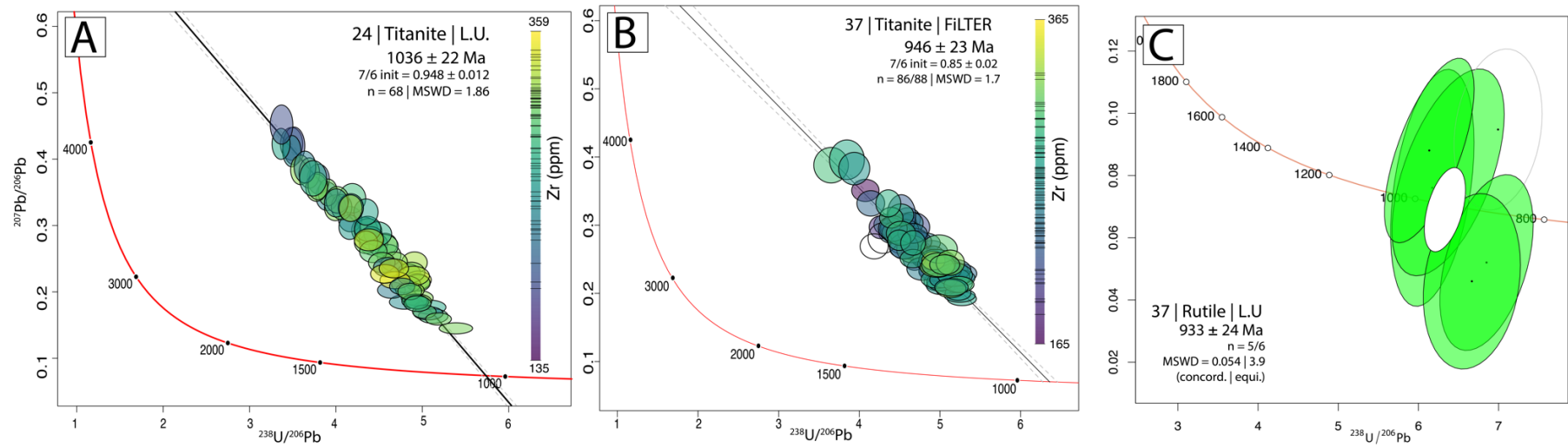


Figure 2.11. In situ geochronology results reported in Tera-Wasserburg diagrams. A) Regression through the data from titanite grains of sample 24. B) Regression through the data of titanite grains from sample 37 realized at FiLTER laboratory C) Concordant data and apparent date calculated for rutile grains of sample 37.

## 2.6.8 Titanite Electron Backscattered Diffraction analysis

Strain or distortion of the crystal lattice can be relieved by the formation of dislocations during dynamic recrystallization. As these dislocations form, the residual strain is expressed as local variation in lattice orientation (Wright et al., 2011). By mapping low-angle misorientation within grains and subgrains, using electron backscattered diffraction (EBSD) it is possible to highlight areas of densely packed dislocations or accumulated strain. A total of 5 titanite grains in sample 37 were analyzed using EBSD. The results for the two larger grains analyzed are presented as inverse pole figures (IPF; Figure 2.12) and KAM maps (Figure 2.13). The high-resolution mapping (step size of 1  $\mu\text{m}$  in Figure 13A, and 2  $\mu\text{m}$  in Figure 2.13B) highlights a complex interconnected network of local  $<2^\circ$  misorientations.

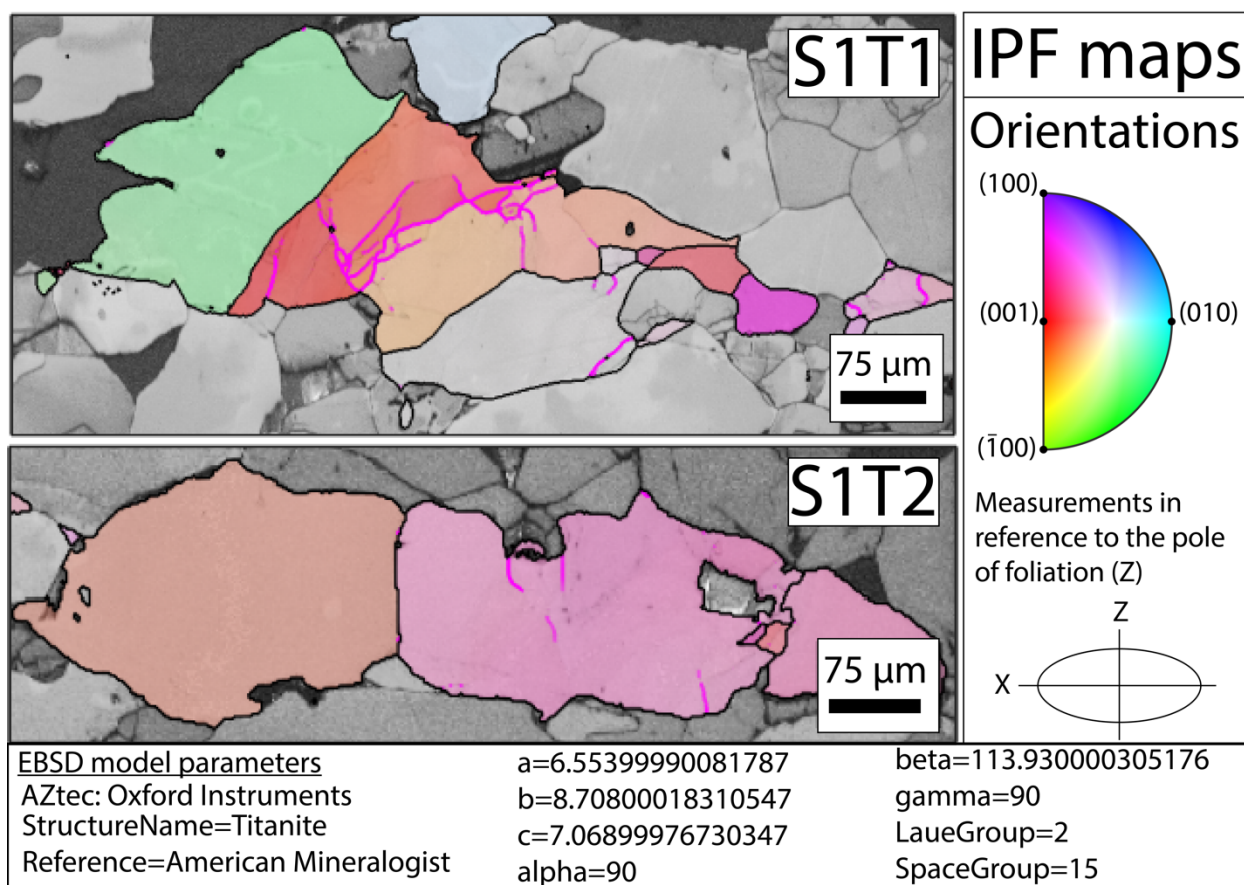


Figure 2.12. Inverse Pole Figure maps of titanite grains S1T1 and S1T2. The colors indicate the measured orientation of the subgrains in reference to the pole of foliation which corresponds to the Z axis of the finite strain ellipsoid.

Brittle fractures visible in grain S1T1 (Figure 2.8E) are concentrated in the leftmost part of the grain. There are two sets of fractures identified on Figure 2.8E (white stippled lines), the first is oblique-vertical and the fractures of the second set are near horizontal. Multiple subgrains delimited by low-angle boundaries (between 2 and 15° misorientation) are delineated in the IPF map (Figure 2.12). The oblique-vertical fracture in grain S1T1 (Figure 2.9E) coincides with a subgrain boundary, whereas the more horizontal fractures cut across the subgrain. The KAM map shows that a misorientation network is present in every subgrain (Figure 2.13A). The upper leftmost subgrain of S1T1, shows a single orientation and brittle fractures that seem to follow the complex network of local misorientation (comparison of Figures 2.8E, 2.12, 2.13A). In contrast to the leftmost subgrain, the other subgrains do not present any visible fractures but preserve complex networks of local misorientations.

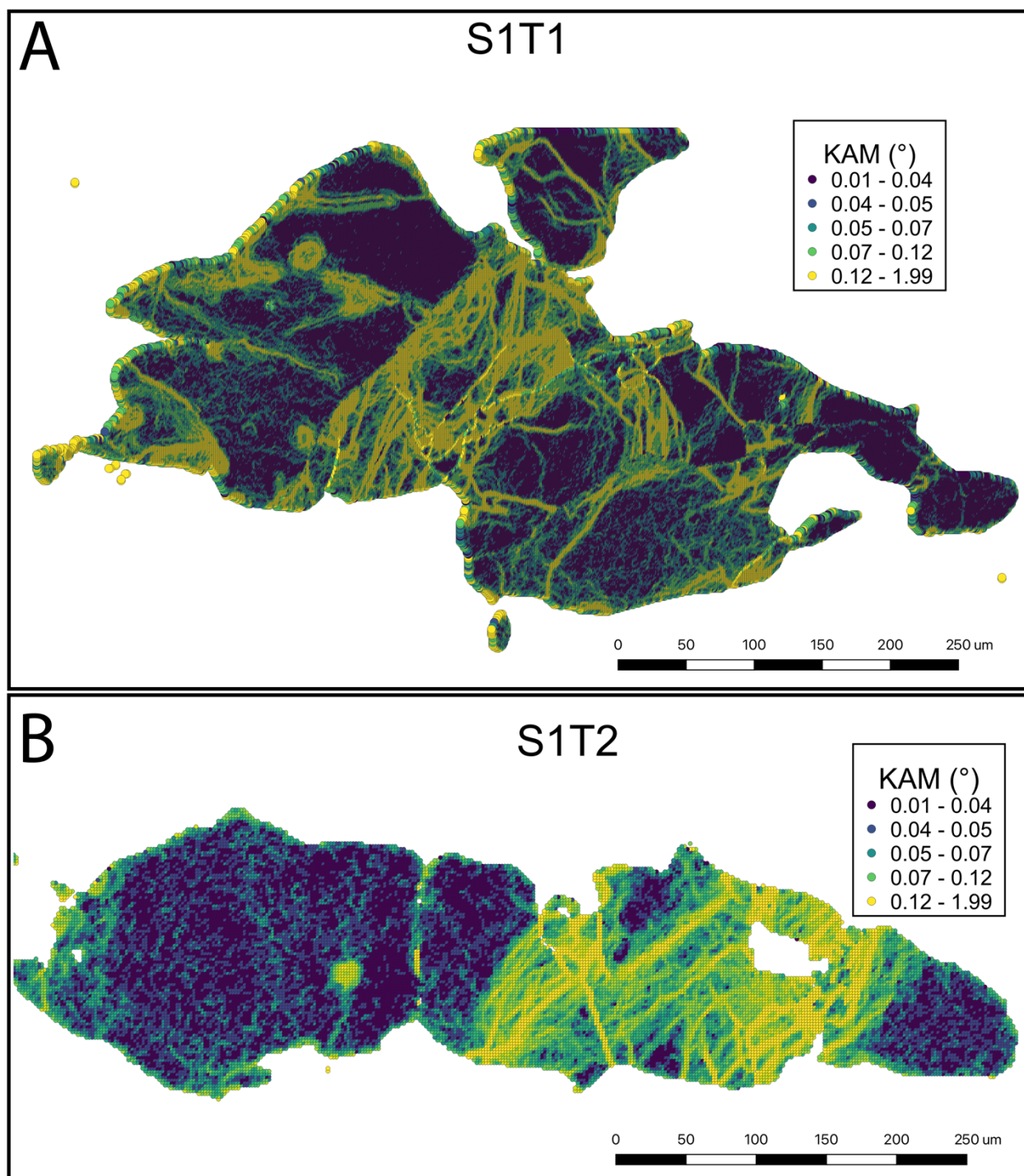


Figure 2.13. Kernelled Average Misorientation map for titanite grains S1T1 (A) and S1T2 (B) of sample 37.

Two main vertical fractures are present in the center of the grain S1T2 (Figure 2.8E). One longer fracture extends across the whole grain whereas another shorter one stops midway through. On the IPF map (Figure 2.12), there are two large subgrains of different orientation, and the boundary

between the two coincides with the longer fracture. The KAM map (Figure 2.13B) reveals a stark contrast between the two subgrains. The left subgrain is broadly homogeneous with very low average misorientation, whereas the right subgrain preserves a network of high-density local misorientations. The long fracture appears spatially unrelated to the overall misorientation network, while the short fracture overlaps with the network of high-density local misorientations.

## **2.6.9 Thermobarometry and trace element concentrations**

### **2.6.10 Zr-in-titanite**

#### **2.6.10.1 Sample 24**

A total of 68 LA-ICP-MS measurements of trace elements were obtained from 22 titanite grains in sample 24. Zr concentrations are variable, but not correlated with grain size. Few grains exhibit sharp intra-granular variations possibly highlighting changes in available Zr during crystallization or zircon micro inclusions, but most present a rather uniform Zr concentration (Figure 2.14A). Also, Zr content in titanite grains with rutile inclusions doesn't appear to be affected by diffusion to or from the rutile grains. In fact, upper quartile Zr concentration in grains with or without a rutile inclusion are indistinguishable at  $316 \pm 28$  ppm and  $313 \pm 28$  ppm, respectively. Zr-in-titanite temperatures are calculated with the calibration of Hayden et al. (2008). We assumed  $a_{\text{TiO}_2}$  and  $a_{\text{SiO}_2}$  values of  $0.85 \pm 0.15$  because rutile is present only as inclusion, and quartz, though present, is not abundant (Chambers & Kohn, 2012; Kapp et al., 2009). The underestimation of  $a_{\text{SiO}_2}$  may result in an underestimation of the temperature calculated at a pressure of  $1.7 \pm 0.2$  GPa. Uncertainties on the concentration, pressure and activities were propagated quadratically and are reported with the calculated temperatures. The Zr upper quartile for all analysis (316 ppm) fits into the main peak on the KDE of Figure 2.14B, and yields a temperature of  $871 \pm 33^\circ\text{C}$  ( $2\sigma$ ) for an interquartile range of 871—860°C (Figure 13C). The average calculated temperature is  $864 \pm 33^\circ\text{C}$  (2SE).

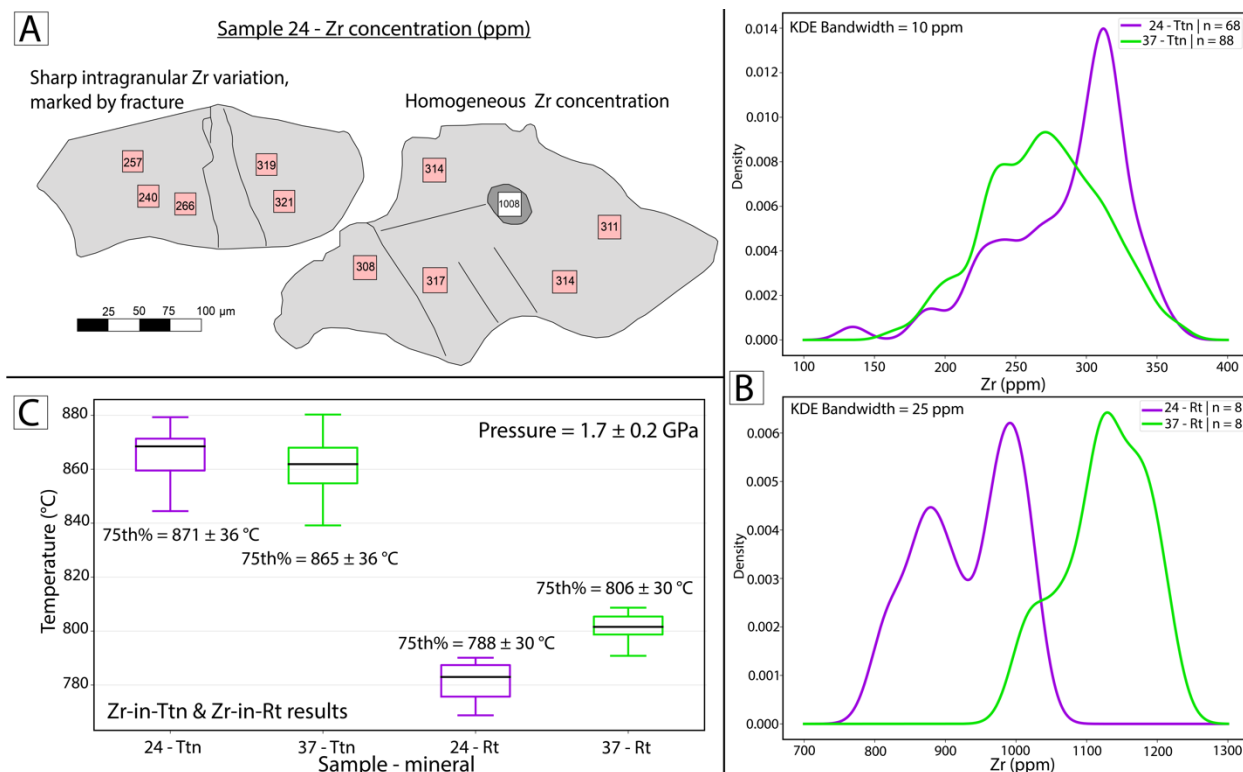


Figure 2.14. Zr concentrations, and thermobarometry results. A) Two representative titanite grains from sample 24. In the grain to the right, Zr concentration in a rutile inclusion is shown. Spot size is 35x35 micron. B) Box and whiskers plot for Zr-in-titanite and Zr-in-rutile thermobarometry results. C) Kernel Density Estimates for the Zr concentration in titanite and rutile from our two samples.

### 2.6.10.2 Sample 37

A total of 88 LA-ICP-MS measurements were obtained from 11 titanite grains in sample 37. Zr concentrations vary between 165 and 365 ppm for an upper quartile of 299 ppm. The Zr concentration is more evenly distributed than for sample 24 (Figure 2.14B) The same assumptions and uncertainty propagation are as for sample 24. The upper quartile for calculated Zr-in-titanite temperatures is  $865 \pm 36^{\circ}\text{C}$  (2s) at a pressure of  $1.7 \pm 0.2$  GPa, and the interquartile range is 888—881 $^{\circ}\text{C}$  (Figure 14C). The average calculated temperature is  $861 \pm 33$   $^{\circ}\text{C}$  (2SE), which is indistinguishable results from the temperature calculated for sample 24.

## 2.6.11 Zr-in-rutile

### 2.6.11.1 Sample 24

Eight Zr measurements were obtained from seven rutile inclusions in titanite. Zr concentration upper quartile is  $985 \pm 89$  ppm and the calculated temperature is  $788 \pm 30^\circ\text{C}$ , at  $1.7 \pm 0.2$  GPa (calibration of Tomkins et al., 2007), with an interquartile range of 775—788 °C (Figure 2.14C). We report the Zr-in-rutile thermometry results assuming a conservative uncertainty of  $30^\circ\text{C}$  (e.g. Tomkins et al., 2007); both the interquartile range and uncertainties propagated in quadrature are smaller. Zircon and quartz are present throughout the matrix of the sample and occur as inclusion in garnet. We assume that the assemblage included zircon and quartz during rutile growth and that Zr was ideally buffered. Neither zircon nucleation, nor exsolution was observed close to the rutile grains, and as shown, diffusion with the titanite overgrowth appears restricted. These factors may allow the preservation of temperatures higher than expected for small rutile grains (Taylor-Jones & Powell, 2015). As highlighted by Ewing et al. (2015), rutile U-Pb decouples from its Zr-in-rutile T at high temperatures, and therefore has the potential to yield independent T-t information. Thus, we interpret this temperature as representative of the metamorphic conditions of rutile crystallization at or near peak pressure, and before titanite overgrowth.

### 2.6.11.2 Sample 37

In this sample, eight Zr measurements were obtained from five rutile grains with one grain located in inclusion in titanite. Zr concentration upper quartile is  $1170 \pm 70$  ppm, and the calculated temperature is  $806 \pm 30^\circ\text{C}$ , at  $1.7 \pm 0.2$  GPa, with an interquartile range of 798—806 °C (Figure 2.14C). The calculated Zr-in-rutile temperature calculated from the upper quartile in this sample is slightly higher than in sample 24, but both results are equal within uncertainties. These thermobarometry results may either be associated with rutile crystallization at or near peak pressure as for sample 24 or may be associated with later recrystallisation.

## 2.6.12 Zr and Nb Ratios

In sample 24, we evaluate the interaction between rutile and titanite by calculating ratios of measured Zr and Nb concentrations ( $\text{Zr}_{\text{Rutile}}/\text{Zr}_{\text{Titanite}}$  and  $\text{Nb}_{\text{Rutile}}/\text{Nb}_{\text{Titanite}}$ ). When rutile is replaced by titanite in a closed system, the relative proportion of  $\text{TiO}_2$  by weight varies from ~100% (rutile) to 30—40% (titanite) and in response, High Field Strength Elements (HFSE) such

as Zr and Nb which substitute for Ti in titanite, are diluted by a factor of 2.5—3.3 (Cruz-Uribe et al., 2018). Zirconium is expected to have an affinity for both minerals, whereas Nb has a stronger affinity for rutile. We calculated the ratios of Zr and Nb concentrations between rutile inclusions and titanite overgrowths. The calculated Zr ratios are between 2.7—3.9, indicating that the overgrowth reaction was not a perfectly closed system. Heterogeneity at the-grain scale is evident from the in-situ measurements and may explain the varying ratio. It is also possible that the titanite-rutile pair never reached equilibrium, and that each records a Zr concentration buffered by zircon at a different time and temperature (Cruz-Uribe et al., 2018).

The calculated  $Nb_{\text{Rutile}}/Nb_{\text{Titanite}}$  factors are between 6.4—14.5, which is significantly higher than the 2.5—3.3 expected value for a closed system. A possible explanation is the back diffusion of Nb into rutile inclusion at high temperature (Cruz-Uribe et al., 2014; Lucassen et al., 2010). This phenomenon for HFSE is similar to the spike in Mn concentration observed in garnet that experienced retrograde net-transfer reactions (Kohn & Spear, 2000).

### 2.6.13 Trace element mapping

For the second run of *in situ* LA-ICP-MS measurements in sample 37, the density of laser spots was increased, and fractures carefully avoided. We report trace element spot maps from these titanite grains. The results are expressed as concentrations (ppm) of each respective trace element. Concentrations were classified into 5 bins of equal counts (quantile method, QGIS), color shaded and overlaid onto EBSD-KAM maps. Trace element concentrations vary throughout grains and subgrains, with no systematic relation to KAM (Figures 2.15). Sharp intra-granular variations are present as noted for titanite grains from sample 24, however, concentrations do not show any systematic increase or decrease from core to rim, as would be expected for volume diffusion. In grain S1T1 (Figure 2.15), the leftmost subgrain appears to have lower Zr than the other subgrains. In the low KAM area on the left of grain S1T2 (Figure 2.15), there is a marked contrast in Zr, Nd, Y and Eu irrespective of subgrain boundary or internal misorientation. The same contrast is not visible in the distribution of  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  (Figure 2.16). Interestingly, the  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  ratios and  $^{207}\text{Pb}$ -corrected  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  spot dates appear higher and younger, respectively, in areas of higher KAM density (Figure 2.16). This spatial relationship will be discussed further in the next section

### 2.6.14 REE profiles

The REE concentrations were normalized to chondritic values of Sun & McDonough (1989). For both our samples, the  $Gd_{CN}/Yb_{CN}$  slope is negative and indicates a depletion in HREE, interpreted to reflect growth after garnet fractionation of the HREE. In contrast, the LREE/MREE slope is almost flat, and the associated high values indicate relative enrichment in LREE. There is no significant Eu anomaly either positive or negative and we interpret this as related to the absence of plagioclase during titanite growth (Garber et al., 2017; Lucassen et al., 2011; Olierook et al., 2019; Storkey et al., 2005). The general character of the profiles from both samples of our study, marked by enriched LREE and depleted HREE, reflects growth at peak conditions, without plagioclase and after garnet growth. They are similar to profiles of a Grt-Cpx restitic amphibolite from Harts Range Meta-Igneous Complex of central Australia shaded area on Figure 2.17; Storkey et al., 2005), although our samples are more depleted in HREE.

## 2.7 Discussion

### 2.7.1 Co-genetic relationships of index minerals

In order to assess the co-genetic relationships of the index minerals with titanite, we studied the relationship between Zr and Nb in titanite overgrowths as well as the normalized REE profiles. As mentioned above, the calculated  $Nb_{\text{rutile}}/Nb_{\text{titanite}}$  ratio (between 6.4 and 14.5) is significantly higher than the expected dilution factor of  $\sim 2.5$ – $3.3$  in a closed-system (Cruz-Uribe et al., 2018). In contrast, the  $Zr_{\text{rutile}}/Zr_{\text{titanite}}$  ratios between 2.7 and 3.9 are closer to the dilution factor. The favoured interpretation is that Nb, incompatible in titanite, is reincorporated preferentially into the rutile during the growth at high-T to preserve an equilibrium state at the reaction front (Cruz-Uribe et al., 2018). This reaction can occur as long as Ca and Si are available, either via breakdown of another phase or from partial melt liquid, if present (Cruz-Uribe et al., 2014). In either case, the presence of minor quartz in the matrix, and modeling results of this sample, indicate that Ca and Si were available for this reaction to proceed. The results of our petrographic study, the comparison of Zr and Nb ratios, as well as the phase equilibria modelling therefore, indicate, that the titanite was formed in a reaction involving rutile breakdown.

The study of normalized REE profiles provides an important proxy for the presence of minerals that also have a high affinity for REE. According to recent empirical studies, the REE concentration in titanite is preserved throughout high-grade metamorphism (Holder et al., 2019;

Scibiorski et al., 2019). Both samples of our study present strikingly similar REE profiles (Figure 2.17). These profiles indicate an enriched concentration of LREE and a depleted concentration of HREE. Inasmuch as the most likely source of LREE in mafic rocks is allanite (e.g., Garber et al., 2017; Gregory et al., 2009) the enriched signature in LREE of our samples suggest that allanite broke down before or synchronously with titanite growth. Allanite could have been dissolved in part in the partial melt liquid or fluids present at the time of titanite growth (e.g., Garber et al., 2017). Similarly, inasmuch as the main carrier of HREE in a clinopyroxene-bearing garnet amphibolite is garnet (e.g. Storkey et al., 2005), the HREE-depleted signature in the titanite is consistent with growth after their fractionation in garnet. As noted above, the absence of an Eu anomaly in both the populations of titanite indicates growth in a plagioclase-free assemblage. In summary, our study of REE profiles and trace element ratio indicates growth of titanite at the expense of rutile and allanite and after garnet growth in a plagioclase-free matrix. We suggest that the striking similarity in the REE profiles of titanite populations in samples 24 and 37 is the result of a shared history prior to deformation enhanced recrystallization.

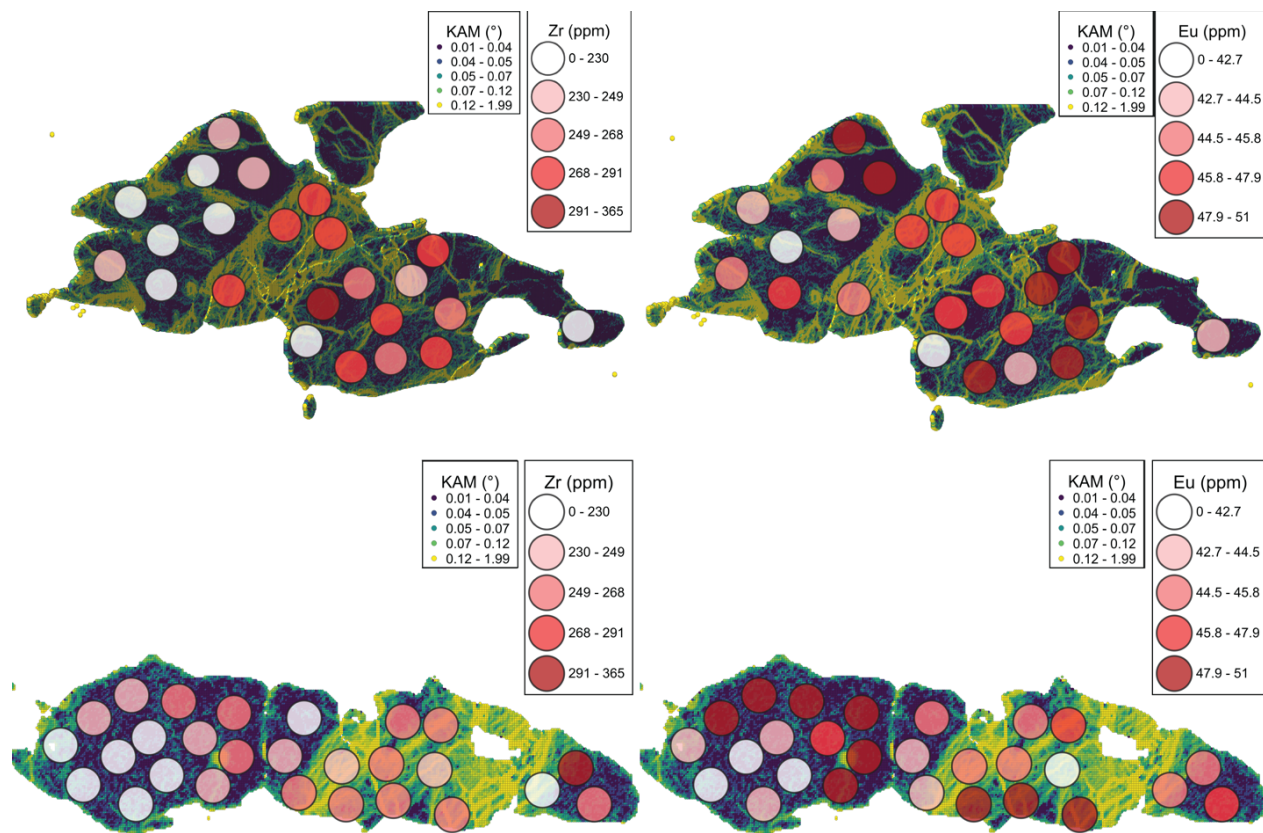


Figure 2.15. Trace element concentrations overlaid onto KAM maps for grains S1T1 (Top row) and S1T2 (Bottom row). Spot size is 40 micrometers in diameter.

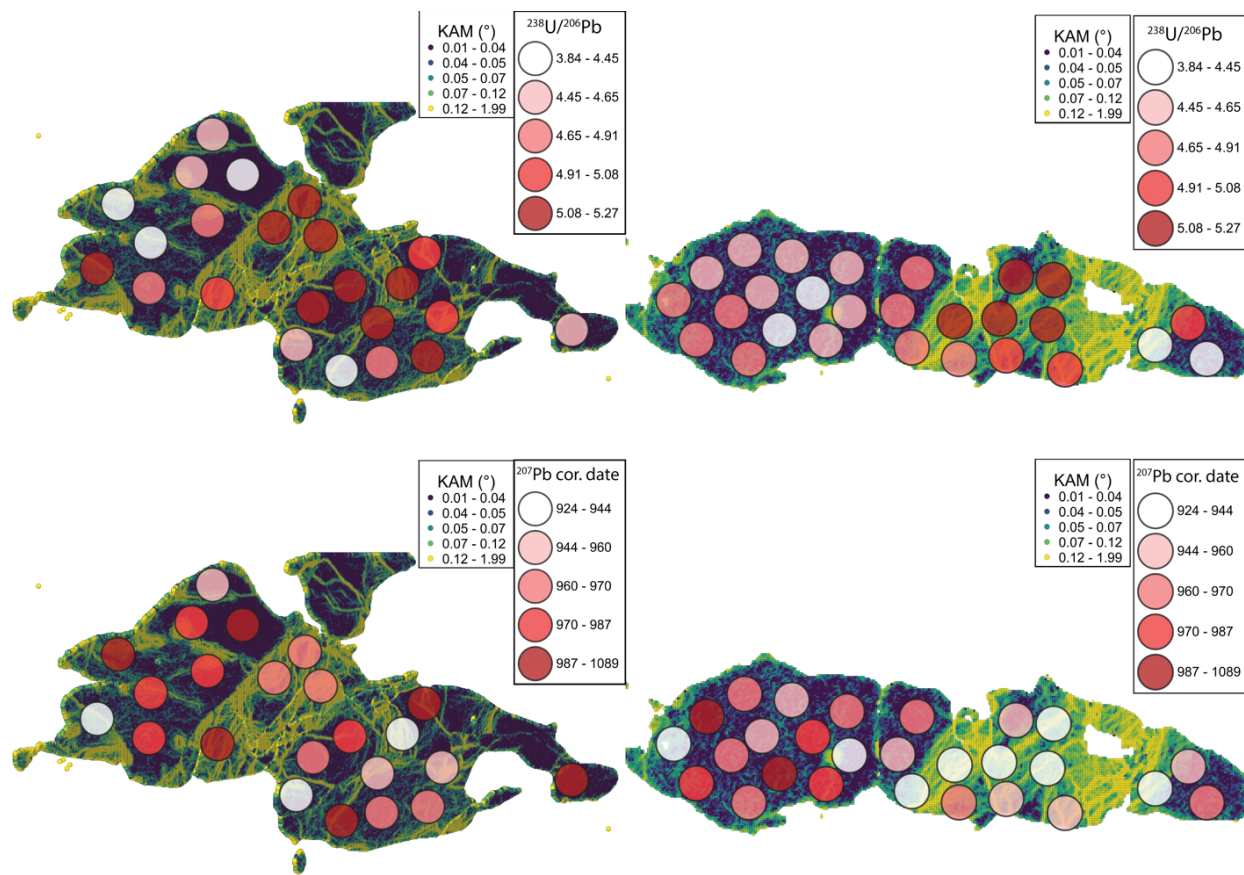


Figure 2.16.  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  and calculated  $^{207}\text{Pb}$  corrected  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  spot dates for each LA-ICP-MS spot overlaid onto KAM maps. Grain S1T1 (left) and grain S1T2 (right).

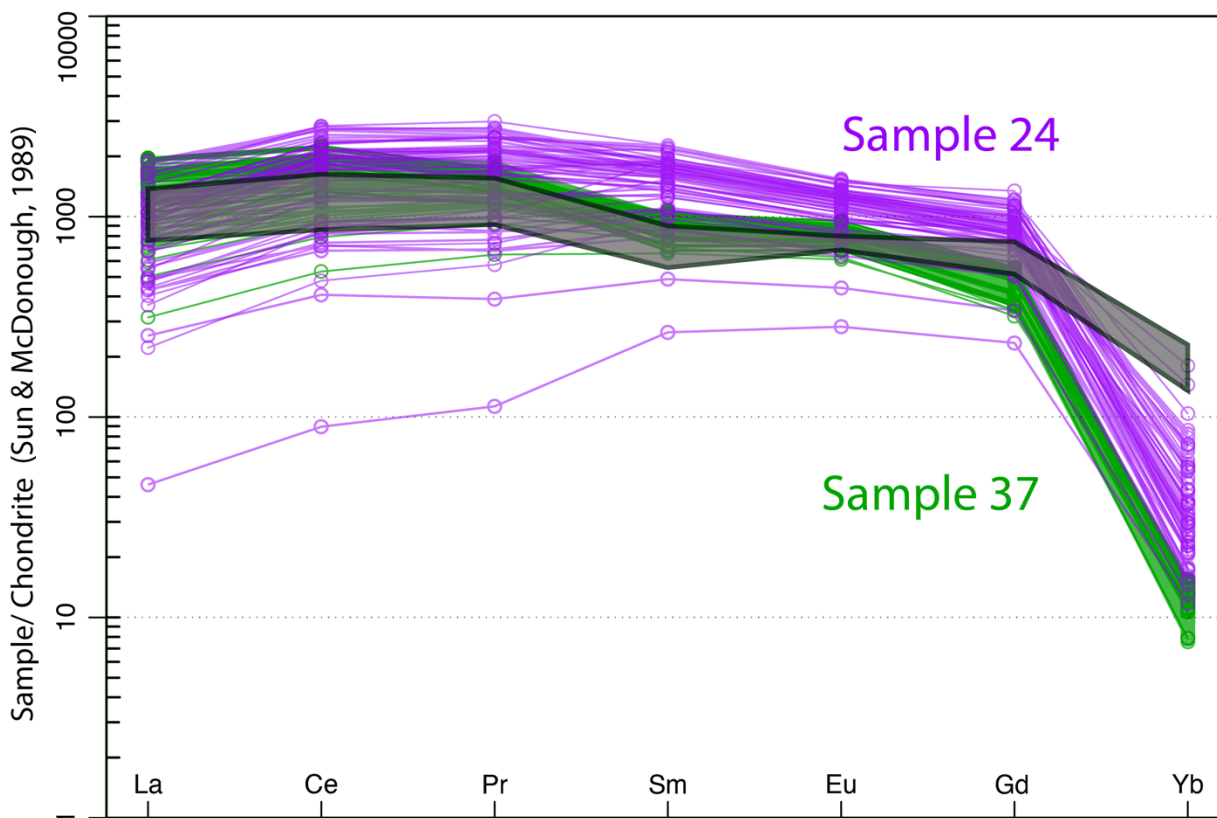


Figure 2.17. REE profiles for all LA-ICP-MS measurements in titanite from both samples. Data normalized to C1 chondrite from Sun & McDonough (1989). Shaded area represents the range of peak titanite compositions documented by Storkey et al. (2005).

## 2.7.2 Titanite petrogenesis

### 2.7.2.1 P-T path

We integrate the results of the thermobarometry, trace element geochemistry and phase equilibria modelling to derive a detailed P-T path for sample 24 (Figure 2.18). Firstly, Zr-in-rutile thermobarometry indicate a minimum temperature of ca. 788°C at a pressure of 1.7 GPa (Figure 2.14C). We interpret this temperature as representative of initial rutile growth at or near peak-P. Along the prograde path, we infer that zoisite was replaced by allanite during reaction 1 to incorporate LREE released by the breakdown of a putative first generation of titanite. After reaching an unconstrained peak P, rutile would have broken down to produce titanite by reaction 2 along a heating and decompression path. Zr-in-titanite thermobarometry provide a constraint of ca. 870 °C (figure 2.14C) for the minimum peak T reached by sample 24. The relatively wide PT field compatible with garnet and plagioclase isopleths (shaded area on figure 2.10C) constrain the

retrograde path where plagioclase and amphibole grew. Inasmuch as samples 37 and 24 share the same mineral assemblages, metamorphic textures, mineral chemical zoning, Zr-based thermometry, and titanite trace element profiles, it is most likely that they followed the same P-T-t path and underwent high-pressure metamorphism up to eclogite facies, followed by near isothermal decompression and further decompression and cooling, a path similar to that previously suggested by Cox et al. (2002).

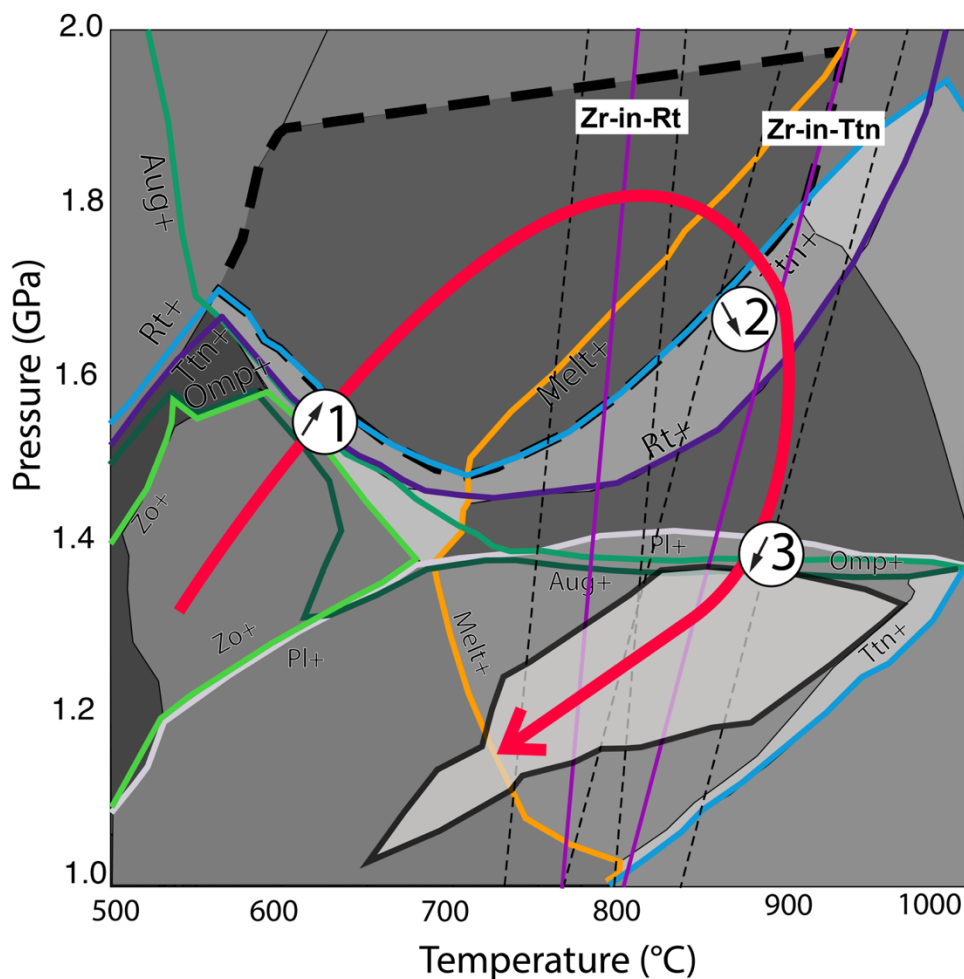


Figure 2.18. Integration of Zr-in-Rt, Zr-in-Ttn thermobarometry results and  $X_{An}+X_{Grs}$  isopleth intersections to phase equilibria modelling of sample 24. Thin stippled lines represent the uncertainties of thermometry calculations ( $33^{\circ}\text{C}$  for Zr-in-Ttn;  $30^{\circ}\text{C}$  for Zr-in-Rt). In red: suggested P-T path. Reactions are: (1) Amp-Grt-Augite-Ttn-Zo to Amp-Grt-Omp-Rt- $\text{H}_2\text{O}$ ; (2) Amp-Grt-Omp-Rt- $\text{H}_2\text{O}$  to Amp-Grt-Omp-Ttn-melt; (3) Amp-Grt-Omp-Ttn-melt to Amp-Grt-Augite-Pl-Ttn-melt.

### 2.7.2.2 Timing of titanite petrogenesis

On the suggested P-T path, titanite genesis would have occurred during reaction 2 along a heating-decompression path similar to that of Marsh & Kelly (2017), for a sample of the western Grenville Province. Because we consider that both samples followed the same PT path, we also suggest that the titanite age of  $1036 \pm 22$  Ma obtained for sample 24 is representative for the timing of titanite growth at peak-T in both samples. This age overlaps with the results from previous studies from the Lelukuau Terrane, which have documented peak metamorphic conditions at ca. 1040-1050 Ma (Cox et al., 1998; Indares et al., 1998). The relatively unstrained amphibolite bodies, such as sample 24, are deformed in the Racines shear zone. Therefore, sample 24 will serve as control against which we investigate the nature of the younger titanite age recorded in the deformed sample 37.

### 2.7.3 U-Pb geochronology and impact of deformation

Metamorphic processes able to modify the U-Pb system and the concentration of trace elements in titanite after its initial growth include : (1) fluid influx and dissolution-precipitation reaction (Hartnady et al., 2019; Holder & Hacker, 2019; Marsh and Smye, 2017);(2) full or partial recrystallization in a prograde or retrograde reaction (Spencer et al., 2013; Stearns et al., 2015); or (3) deformation enhanced recrystallization (Lucassen & Becchio, 2003; Moser et al., 2022; Papapavlou et al., 2017; Romer & Rötzler, 2003; Spencer et al., 2013). For case (1), a typical texture (visible in BSE) is irregular or lobed zonation indicating a reaction front (Holder & Hacker, 2019 and references therein; Marsh & Smye, 2017). In our study of titanite under BSE, we did not observe this type of zonation. For the second case (2), an expected feature would be the presence of sharp discontinuities in trace element concentration marking intragranular variations (Smye et al., 2018). This texture was observed in both our samples and depicted with LA-ICP-MS measurements (Figures 2.15, 2.16, 2.18). Here, such a texture is interpreted as growth features acquired during titanite growth by reaction 2. For the last case (3), we expect that zonation in certain trace elements, including U and Pb, be spatially correlative with deformation textures, such as lattice misorientations, because deformation induces dynamic recrystallization that can potentially remobilize selected chemical elements. Such zoning is present in sample 37 and especially in titanite S1T2 (Figure 2.19).

While other studies have focused on differentiation of U-Pb systematics between subgrains (e.g., Gordon et al., 2021; Papapavlou et al., 2017), our examination of local misorientation shows the accumulation of defects through grain-scale crystal-plastic deformation at an even finer scale. We evaluate the quantitative spatial link between misorientations, measured U-Pb ratios and trace elements by calculating an average KAM per laser ablation spot area (KAMpa). This quantitative approach is possible by selecting EBSD data points that fall into the area of a laser spot using the radial selection feature of QGIS. KAMpa values range between 0.2 and 0.03, with greater values representative of laser spots which fall onto high misorientation areas. In Figure 2.18A, we present the sorted correlation coefficient between KAMpa and measured trace elements as well as U/Pb. The 5 highest correlations are for Sr (-0.66),  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  (0.60),  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (-0.55), Zr (0.41) and Yb (0.33). Additional correlation coefficients are presented as a correlation matrix (Supplementary Figure 1). Importantly, Figure 2.18A shows that KAMpa does not correlate with REE and U/Th ( $R^2 = 0.03 - 0.11$ ). A kernel density estimate was calculated for the  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  of KAMpa quartiles (Figure 18B). The 1<sup>st</sup> (low KAMpa) and 4<sup>th</sup> (high KAMpa) quartiles have distinctive peaks, whereas the 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> quartiles overlap between the peaks. In addition, the 1<sup>st</sup> and 4<sup>th</sup> quartile spots fall into separate groups on a Tera-Wasserburg diagram (inset - Figure 2.19B), which supports our interpretation of younger  $^{207}\text{Pb}$ -corrected  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  dates in higher misorientation areas.

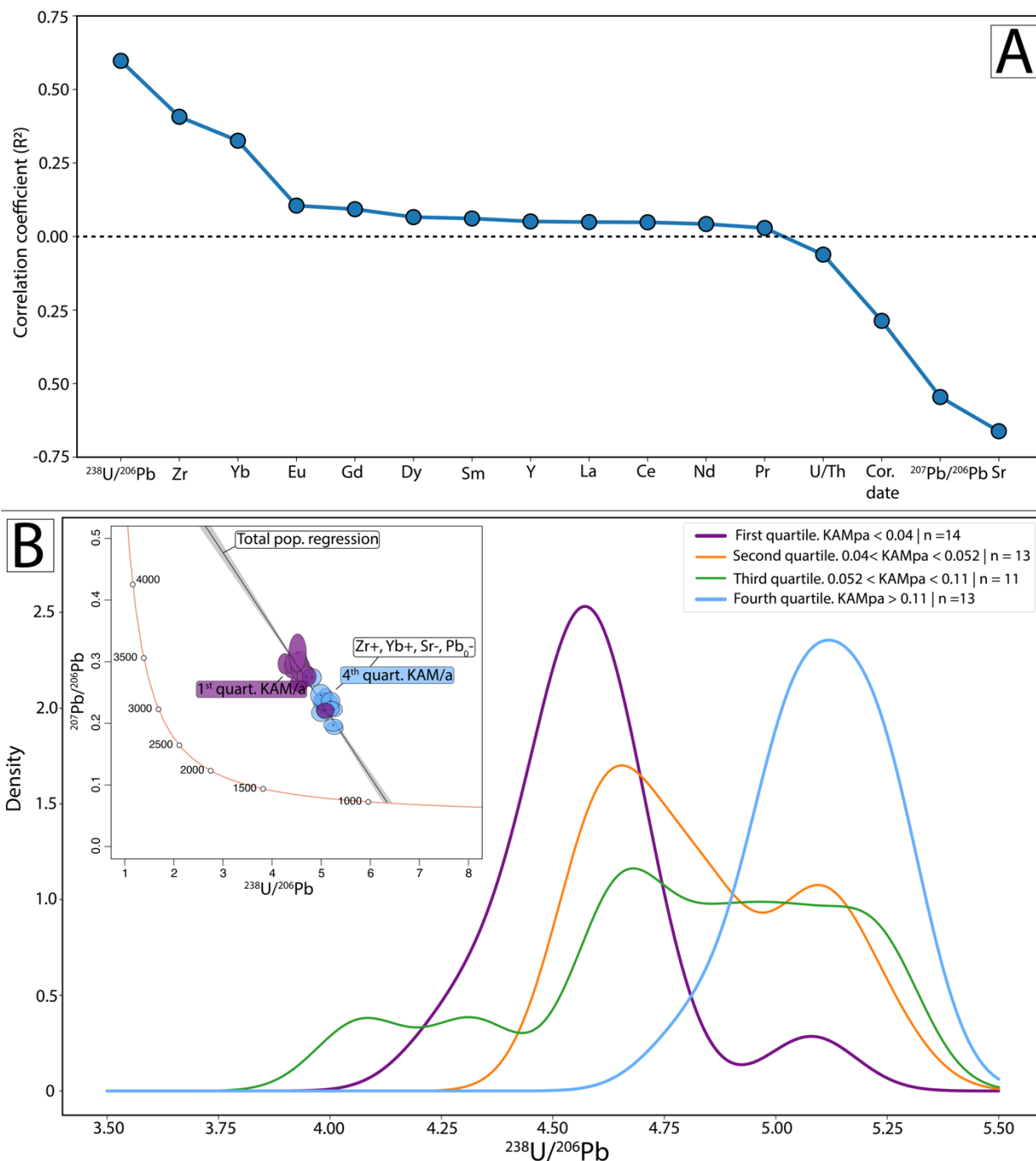


Figure 2.19. Quantitative integration of KAM per laser spot area (KAMpa) and measured trace element concentrations or isotopic ratios for titanite grains SIT1 and SIT2. A) Sorted correlation coefficient between the KAMpa and trace elements or ratios. Note the greater correlation between KAMpa and  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and KAMpa. The high correlation between KAMpa and Sr suggests that Pb was mobilized. In support of textural evidence for decoupling, the REEs, here in the middle of the plot, yield a close to null correlation with KAMpa. U/Th, often associated as an initial growth signature is also uncorrelated to the KAMpa further supporting the decoupling behavior of the U-Pb system. Calculated correlation matrix is

presented as supplementary material. B) KDE estimates of the  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  calculated for KAMpa quartiles. Inset: The first and fourth quartile and their location along the isochron calculated for the whole population. The systematically lower position of the spots also explains the younger  $^{207}\text{Pb}$  corrected  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  spot dates.

Element mobility within the crystal structure of titanite is expected to be similar for Sr, REEs, Pb and U as they substitute for Ca, and similar for the HFSE as they substitute for Ti (Frost et al., 2001; Kohn, 2017). Our results (Figure 2.19A) indicate, however, that the REEs were decoupled from Sr, Pb and U. There is also a significant correlation between Zr and KAMpa reflecting some mobility of this element. Perhaps the higher charge of  $\text{Zr}^{4+}$  on the Ti site (Frost et al., 2001; Kohn, 2017) precludes full mobility of Zr and entraps it in the dislocation (e.g. Verbenne et al., 2022). The full evaluation of specific element mobility is beyond the scope of our study, yet dislocations appear to control trace element mobility locally, similar to that observed in rutile (Verbenne et al., 2022).

We propose the following explanation for the decoupling of trace elements and U-Pb: following initial growth at peak-T at ca. 1036 Ma, dynamic recrystallization affected the titanite grains of sample 37 in a later deformation phase at ca. 950 Ma. During the first phase at high-T, the U-Pb system was open, either by subgrain rotation or formation of dislocation walls, and the radiogenic ions were evacuated (e.g. Gordon et al., 2021). During the second, as ductile deformation of titanite waned and temperature decreased, the mobility of U-Pb was focused to the higher dislocation density areas composed of kinks or a ‘bent’ lattice (Moser et al., 2022), which acted as fast diffusion pathways (Smye et al., 2018) for some elements and entrapping others (Verbenne et al., 2022). The network of high-density KAM would have predated the visible brittle fractures (e.g. Timms et al., 2006) and may even have facilitated late brittle deformation. This deformation process would have resulted in a total U-Pb system reset for titanite grains of sample 37, and a contrast in composition between spots with low or high-density of dislocations.

In summary, our examination of local misorientation paired to LA-ICP-MS measurement highlights a contrasting behaviour between trace elements and U-Pb isotopes. We find that trace elements and REE exhibit intragranular variations irrespective of local misorientation, whereas there is a spatial link between intra-crystalline strain accumulation and the mobility of the U-Pb system. We acknowledge that the three potential mechanisms presented above may not be ruled out completely as a combination of these mechanisms may generate positive feedback, enhancing

their effects (e.g. Moser et al., 2022). Nonetheless, we suggest that the evidence presented herein describes an example of decoupling between the U-Pb isotopic system and the REE and trace element signature in titanite during deformation.

#### **2.7.4 Tectonic implications**

U-Pb geochronological results obtained herein provides important insight on the tectonic evolution of the MIZ. Through our petrochronological approach we have derived an age of ca. 946 Ma for the titanite population of sample 37, and we consider that it constrains the timing of deformation that accommodated oblique-normal shearing along the Racines shear zone. This focused deformation along the Racines shear zone would thus be younger than the end of ductile deformation in the MIZ constrained by the ca. 990 Ma U-Pb age of late kinematic pegmatite dykes (Labat et al., 2020). In contrast, this age overlaps, within error, with cooling ages derived herein for rutile from sample 37 and elsewhere within the Tshenukutish Terrane (935-920 Ma; Cox et al., 2002). Localized normal-sense shearing synchronous with cooling ages and postdating pervasive deformation is characteristic of postorogenic gravitational collapse (Gervais and Brown, 2011). However, a  $946 \pm 23$  Ma also roughly overlaps with the end of the channel flow event documented in the footwall of the MIZ south of the Manicouagan Reservoir ( $961 \pm 22$  Ma; Jannin et al., 2018a&b.) as

If normal-sense shearing along the Racines shear zone was indeed synchronous with channel flow, it could have been caused by a local destabilisation of the cooler mid-upper crust above the hot, flowing channel. This would be compatible with the continuum from hinterland to foreland expected for the mid-crust during a large-hot collisional orogen (Cottle et al., 2015). If the deformation truly postdates the channel flow event, however, it would be more consistent with a gravitational collapse model for the waning phase of the Grenville orogen.

### **2.8 Conclusion**

In this study, we unravelled the P-T-t-D path for 2 mafic samples from the MIZ. Sample 24 comes from the footwall of an oblique-normal top-to-the-SE shear zone within the MIZ in the Eastern Grenville Province (Figure 2.3), and sample 37 is from the shear zone itself. We conducted phase equilibria modelling for the first sample and highlighted 3 main reactions of interest: reaction 1 on the prograde path at approximately 1.4—1.6 GPa and 550—650°C; reaction 2 from peak-P to peak-T at 1.8—1.6 GPa and 800-900°C (Figure 17), and reaction 3 on a retrograde path at 1.4 GPa

and  $\sim 800^\circ\text{C}$ . Our petrographic study suggests zoisite breakdown and allanite growth during the prograde reaction. Titanite growth would occur during reaction 2 at peak-T (Figure 2.18). The modelling results, the Zr-in-rutile and Zr-in-titanite thermobarometry results support titanite growth at the expense of rutile close to  $900^\circ\text{C}$ . We evaluated the co-genetic link between index minerals by studying proxies such as  $\text{Zr}_{\text{rutile}}/\text{Zr}_{\text{titanite}}$  and  $\text{Nb}_{\text{rutile}}/\text{Nb}_{\text{titanite}}$ , and the chondrite normalized REE profiles of titanite. Our interpretation is that titanite grew during allanite breakdown to incorporate appreciable amounts of LREE, after significant garnet growth, and in a matrix devoid of feldspar because there is no significant Eu anomaly. Because both samples present similar textural relationships, trace elements profiles in titanite, and calculated T, we consider they have followed the same prograde P-T-t path. *In situ* LA-ICP-MS titanite geochronology yielded a single age population at ca.  $1036 \pm 22$  Ma and  $946 \pm 23$  Ma in the undeformed sample 24 and deformed samples 37, respectively. We interpret the former as the timing of peak metamorphism for both samples and the latter as the timing of normal-sense shearing. Rutile grains of sample 37 yielded an age of  $933 \pm 24$  Ma that we interpret as a cooling age below a temperature of  $500\text{--}600^\circ\text{C}$ . Deformation ca. 946 Ma along the Racines shear zone may be compatible with both a gravitational collapse and channel flow model. Testing these two contrasted models requires further studies, notably with a more accurate geochronological method such as ID-TIMS.

Titanite growth at peak-T lead to formation of sharp intragranular chemical variations marked by trace elements and REE concentrations suggestive of neo or partial recrystallization during prograde metamorphism. A comparison between the IPF, KAM maps and PPL photomicrographs led us to suggest that, during dynamic recrystallization, subgrains accumulated internal dislocations, and that late brittle fractures cut across both low and high misorientation areas. Furthermore, a spatial correlation between  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  ratios and high-density misorientation areas on the KAM maps (Figure 2.19), but not with trace elements demonstrate an effective decoupling between the U-Pb system and REE and trace elements in titanite during deformation. The use of a multi-disciplinary approach such as titanite and rutile petrochronology, as presented in this study, is key to establish quantitative P-T-t constraints, but this study supports a growing body of evidence (Gordon et al., 2021; Moser et al., 2022) for decoupling between different chemical elements in titanite during deformation that requires detailed investigation before link a date to REE and Zr-in thermometry.

## 2.9 Acknowledgements

We thank M. Button and S. Shrestha who carried out LA-ICP-MS and EPMA analysis at the FiLTER facilities. We also thank T. Næra for his assistance carrying out LA-ICP-MS measurements at L.U. and C. Möller for welcoming C. Kavanagh-Lepage at L.U. during a MITACS Globalink Research Award. This research was funded in part by the *Ministère des Ressources naturelles du Québec* contribution no. 8449 – 2021-2022 – 04 under the supervision of A. Moukhsil and partially funded by an NSERC-Discovery grant RGPIN-2014-04593 hosted by F. Gervais. Lastly, we thank G. Labat for her assistance during field work. The authors would like to thank M.A. Stearns and two anonymous reviewers for their valuable comments and Dr. K. Szilas for editorial handling of the manuscript.

## CHAPITRE 3    ARTICLE 2: TITANITE PETROCHRONOLOGY, PHASE EQUILIBRIA MODELLING AND THE ROLE OF AMPHIBOLE DURING DECOMPRESSION: INSIGHTS FROM THE SHABOGAMO DOMAIN, CENTRAL GRENVILLE PROVINCE

Charles Kavanagh-Lepage, Félix Gervais, Kyle Larson, James Crowley et Abdelali Moukhsil

Article soumis au journal *Precambrian Research* le 12 octobre 2023

### 3.1 Avant-Propos

Ce chapitre a été soumis au journal *Precambrian Research*. Les co-auteurs, Charles Kavanagh-Lepage (Polytechnique Montréal), Félix Gervais (Polytechnique Montréal), Kyle Larson (UBC Kelowna), James Crowley (Boise State University) et Abdelali Moukhsil (MERNQ) ont contribué à la publication. Les travaux de terrain et l'échantillonnage ont été entrepris par Charles Kavanagh-Lepage, Félix Gervais et Alexandre Bénard. Les travaux de laboratoire LA-ICPMS et EPMA *in situ* ont eu lieu au laboratoire FiLTER de UBC Kelowna sous la supervision de Kyle Larson. Les travaux de géochronologie sur zircon ont été réalisés au laboratoire de Boise State University sous la supervision de James Crowley. La conception, la rédaction, les calculs, la programmation et la réalisation des figures a été faite par Charles Kavanagh-Lepage. Félix Gervais à titre de superviseur, a réalisé la révision du manuscrit en plus de guider les travaux de recherche. Kyle Larson et James Crowley ont contribué à la réduction des données LA-ICPMS acquises dans leurs laboratoires respectifs. Ce travail de recherche aurait été impossible sans le soutien financier du MERNQ par l'entremise d'Abdelali Moukhsil.

L'étude d'une l'amphibolite à titanite dans cette contribution s'est basée en partie sur la méthodologie pétrochronologique détaillée au chapitre 2 et explore la relation amphibole-titanite durant la décompression. Plus particulièrement, la modélisation d'équilibre de phase et l'étude compositionnelle de l'amphibole est complétée par un agencement de méthode thermobarométrique. Ernst & Liu (1998) ont recensé les études expérimentales et compilé les compositions d'amphiboles calciques cristallisés à différentes conditions P-T. Leur approche semi-quantitative a permis de dessiner des isoplèthes démontrant une dépendance quasi-équivalente aux conditions P-T et une forte dépendance à la température pour l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  et le  $\text{TiO}_2$ , respectivement. Puis, Liao et al. (2021) ont développé le thermomètre Ti-Amp basé sur cette forte

dépendance à la température. Ici, les isoplèthes de Ernst & Liu (1998) sont revisités afin de produire un thermobaromètre basé sur les compositions  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ . Un modèle *Ordinary Least Square* (OLS) est entraîné sur les données expérimentales, puis utilisé afin de prédire les conditions P-T pour chaque point de mesure prises sur les amphiboles de notre échantillon. La faible différence entre les isoplèthes semi-quantitatifs, les résultats Ti-Amp et les résultats OLS supporte l'applicabilité du modèle. Ces résultats sont ensuite intégrés afin de produire un chemin P-T-t pour l'échantillon d'amphibolite.

### 3.2 Abstract

In this contribution, we present new petrochronological results from samples collected in the Shabogamo Domain, of the Grenville Province, Québec, Canada. The Shabogamo domain has a distinct geophysical signature and has been proposed to be linked with the well-studied allochthonous Manicouagan Imbricate Zone. We document a Pressure-Temperature-time (P-T-t) path for an amphibolite sample by combining several approaches including: i) an ordinary least square model able to estimate P-T conditions from amphibole composition using a previously semi-quantitative amphibole thermobarometer ii) titanite petrochronology; iii) phase equilibria modelling; iv) trace element thermometry. We show that single element thermobarometry on titanite and amphibole pairs yield the information necessary to reconstruct a decompression P-T path from peak P-T conditions of 1.8 GPa – 775°C down to 1.2 GPa – 750°C and are consistent with results of phase equilibria modelling. Titanite U-Pb petrochronology results indicate growth between  $987 \pm 16$  Ma and  $969 \pm 17$  Ma. These results are consistent with U-Pb geochronology on zircon from a dyke that crosscuts the amphibolite and from a deformed leucosome sampled in the domain's footwall. Zircon from the crosscutting dyke appear to have grown at  $985 \pm 18$  Ma without interaction with garnet, whereas zircon from the deformed leucosomes grew at  $972 \pm 16$  Ma during high-pressure metamorphism. Integrating the results of this study into the regional context outlines the exhumation of a second high-P allochthonous nappe, most likely by ductile extrusion, coeval with the burial of the parautochthonous footwall. This study further supports the growing body of evidence for a major tectonic event during the later phase of the Grenvillian Orogeny.

### 3.3 Introduction

In exhumed lower crustal nappes, mafic rocks are commonly dismembered and hosted in gneisses metamorphosed at eclogitic to granulite facies that often record complex metamorphic histories

(Brewer et al., 2003; Gower et al., 2008; Indares, 1993, 1997; Krogh et al., 2011; Lambert et al., 2023; Möller & Anderson, 2018). Inasmuch as they tend to better preserve peak metamorphic assemblage than their retrogressed host felsic gneisses, these mafic bodies bear crucial information on orogenic processes by providing key information to unravel the Pressure-Temperature-time-Deformation (P-T-t-D) history (Kavanagh-Lepage et al., 2023; Marsh & Kelly, 2017; Möller et al., 2015; Tual et al., 2018).

Increasingly, petrochronological studies of mafic rock have focused on titanite because this reactive mineral may singularly yield T-t-D information (Frost et al., 2000; Kohn, 2017). Empirical studies showed that the U-Pb system in natural titanite may remain undisturbed under high-T metamorphism (Hartnady et al., 2019; Holder et al., 2019; Stearns et al., 2015). Therefore, titanite grains may yield T-t information by linking the U-Pb date to Zr-in-titanite thermometry (Hayden et al., 2008). However, titanite is prone to (re)crystallization via multiple mechanisms such as: igneous growth, recrystallisation or diffusion (Bonamici et al., 2014); recrystallization in the presence of metamorphic fluids (Holder & Hacker, 2019; Moser et al., 2023); deformation-enhanced recrystallization, whether syn-deformational crystallization (Papapavlou et al., 2017) or plastic deformation (Gordon et al., 2021; Kavanagh-Lepage et al., 2023; Moser et al., 2022; Moser et al., 2023); or during retrograde metamorphic reactions (Frost et al., 2000; Spencer et al., 2013; Marsh & Kelly, 2017; Stearns et al., 2015). Inasmuch as titanite may be a cornucopia of petrochronological data, a pitfall of this method is the potential of decoupling between the U-Pb system and trace elements, including Rare Earth Elements (e.g. Gordon et al., 2021; Kavanagh-Lepage et al., 2023; Moser et al., 2022). Therefore, *in situ* petrochronology of titanite is imperative to assign T-t-D information to its respective crystallization mechanism and geologically significant event.

The central Grenville Province of eastern Quebec, in particular the area northeast of the Manicouagan Reservoir, remains an area so far overlooked in the current interpretation of the Grenvillian Orogeny. There, Jannin (2017) postulated the existence of a potential lower crustal nappe – the Shabogamo Domain – from patterns observed on magnetic anomaly geophysical maps. Jannin (2017) further suggested it could be an extension of the much better studied Manicouagan Imbricate Zone (MIZ; Indares, 1997). In this study, we apply a novel petrochronological strategy, to determine the P-T-t path of rocks thought to be part of the putative Shabogamo Domain. This strategy includes: 1) phase equilibria modelling of an amphibolite sample; 2) an independent

thermobarometry approach consisting of Zr-in-titanite, Ti-in-amphibole, Ti-in-zircon and a reappraisal of Ernst & Liu's (1998) semi-quantitative  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ -P-T dataset through an Ordinary Least Squared regression model; 3) *in situ* Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICPMS) trace element and REE analysis and U-Pb dating of titanite, and 4) LA-ICPMS U-Pb zircon dating, trace element and REE analysis. These independent techniques all yield consistent results that reveals a robust P-T-t path, allowing to re-cast the evolution of high-grade nappes of the central Grenville Province during the Grenvillian Orogeny.

### **3.4 Geological setting**

#### **3.4.1 Grenville Province**

The Grenville Province of northeastern North America provides the best exposure of the Mesoproterozoic Grenville Orogen. It comprises the Parautochthonous and Allochthonous belts (PB and AB, respectively) that are separated by the Allochthon Boundary Thrust (ABT; Figure 3.1; Rivers et al., 1989). Located in the footwall of the ABT, the PB is composed of reworked Laurentian basement and its overlying Paleoproterozoic metasedimentary cover sequences (Rivers, 1980; Henrique-Pinto et al., 2017). In the hanging wall of the ABT, the AB is an assemblage of exotic to *peri-cratonic* terranes (Rivers et al., 1989). The two belts were amalgamated during the Grenvillian Orogeny (ca. 1090 – 980 Ma), considered a large, hot, long-lived orogen (Rivers, 1997, 2008; Beaumont et al., 2006). On the one hand, it was suggested that the ABT was the loci of deformation during the collision (Rivers, 2008) and that the ABT may have registered in sequence NW-directed thrusting during the Ottawa phase (1090 – 1040 Ma) and normal-sense shearing later during the Rigolet phase (Culshaw et al., 1997; Ketchum and Davidson, 2000). On the other hand, Gervais et al. (2023) suggested that the continent-continent collision occurred later during the Rigolet phase, ca. 1030 Ma, with the AB having been a proto-continent formed outboard Laurentia during a slab-avalanche event.

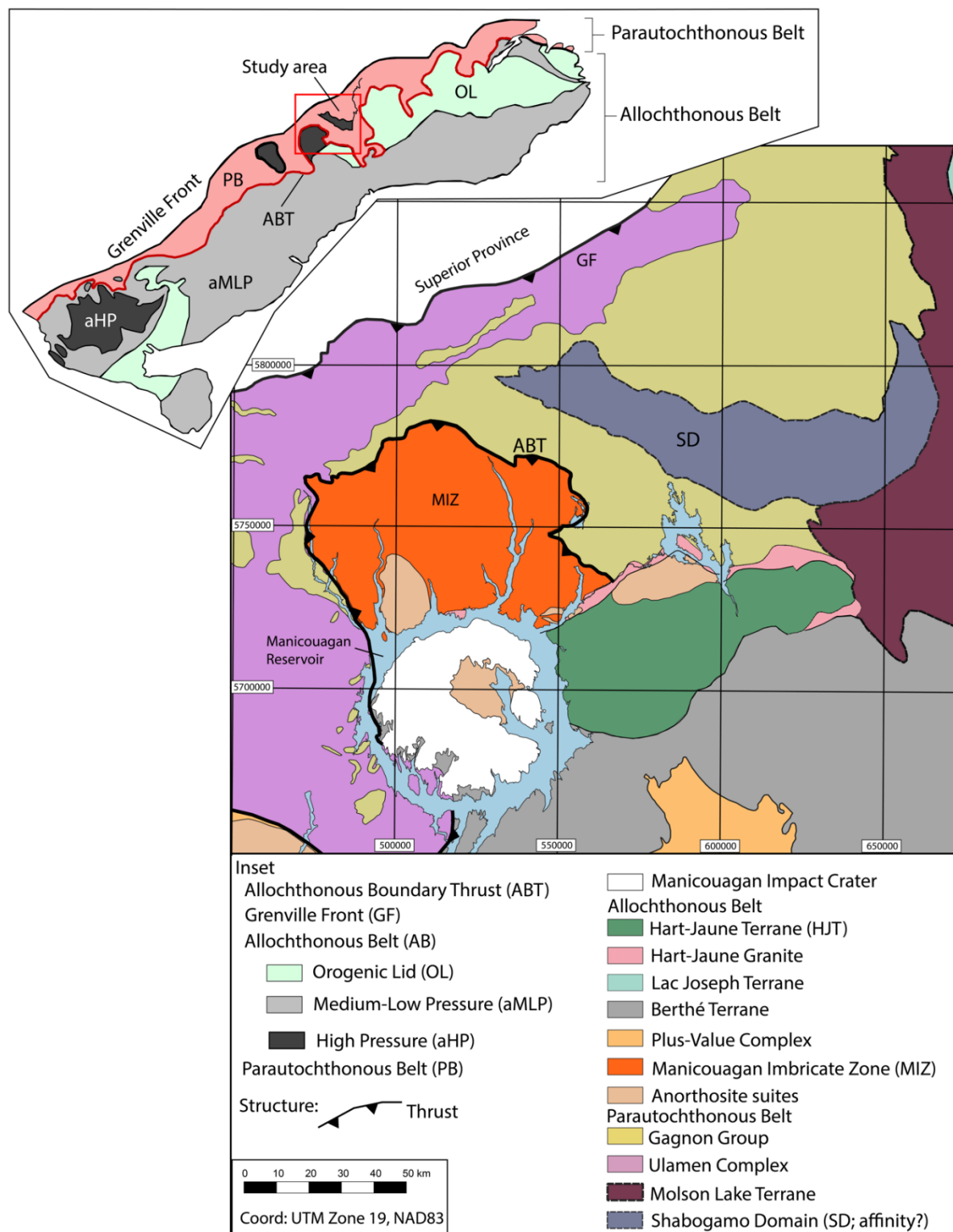


Figure 3.1 Simplified geological map of the Manicouagan area in the Central Grenville Province. Modified from Kavanagh-Lepage et al. (2022), Labat et al. (2020), Jannin (2017), Dunning & Indares (2010) and Rivers (2008). Inset: tectonometamorphic subdivision of the Grenville Province modified from Rivers (2008).

### **3.4.2 Geology of the study area**

The study area includes exhumed segments of both the Parautochthonous and Allochthonous belts (Figure 3.1), respectively the Gagnon Terrane and Shabogamo Domain.

#### **3.4.2.1 Gagnon Terrane**

The Gagnon Terrane (Figure 3.2) is divided into the Ulamen Complex and the Gagnon Group (Moukhsil et al., 2013). The former is correlative with the Ashuanipi complex of the Superior Province and yielded igneous emplacement ages of ca. 2.68-2.78 Ga (Jordan et al., 2006; Moukhsil et al., 2013). The latter comprises the migmatitic paragneisses, quartzite, marbles, and banded iron formations correlated with the Kaniapiskau Supergroup of the Labrador Trough (Henrique-Pinto et al., 2017; Moukhsil et al., 2013; Rivers, 1980; Rivers et al., 1993). The Gagnon Group overlies the Ulamen Complex, and variations in its distribution and thickness are attributed to the presence of orogen-parallel and orogen-perpendicular basement ramps (Jannin, 2017).

The Gagnon Terrane underwent metamorphism during the Rigolet phase of the Grenvillian orogeny. Rivers (1983) described an inverted metamorphic field gradient ranging from greenschist facies at the Grenville Front, up to granulite facies at the boundary with the Molson Lake Terrane. Indares (1995) documented a “hair-pin” style P-T path for the kyanite-bearing paragneisses of the eastern GT, with peak P-T conditions reaching up to 1.3-1.6 GPa and 700-800°C. Garnet growth zoning profiles were preserved (Indares, 1995) which indicates that rocks of the GT didn't reside at depth for a protracted time during the Grenvillian orogeny. Similarly, Jordan et al. (2006) and Jannin (2017) documented qualitative P-T paths in the western GT, in the footwall of the ABT southwest of the Manicouagan Imbricate Zone. In that area, kyanite-bearing paragneisses followed a clockwise “hair-pin” style P-T path and were subjected to dehydration melting of muscovite and biotite at high-pressure prior to 1002 Ma (Jannin, 2017).

#### **3.4.2.2 Shabogamo Domain**

The Shabogamo Domain (SD), as defined by Jannin (2017), would be located east of the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ) and would be surrounded by rocks of the Gagnon Terrane (Figure 3.2). On both sides of the SD, there are abundant banded iron formations recognisable on the map of the gradient of the magnetic anomaly (Figure 3.3). The southeastern extent of the SD was interpreted previously as part of the Molson Lake Terrane (Clarke 1967, 1977), whereas its

northwestern limit coincides with a magnetic lineament which marks the northwestern extension of the MIZ (Figure 3.3). Jannin (2017) suggested that the SD could be another high-grade nappe similar to the MIZ, and potentially form a continuous terrane. This hypothesis is supported by regional-scale similitudes between the SD and the MIZ such as an elongated SE extent, a similar magnetic signature, the presence of lateral basement ramp identified by gravimetry, and NW termination at the location of a frontal basement ramp (Jannin, 2017).

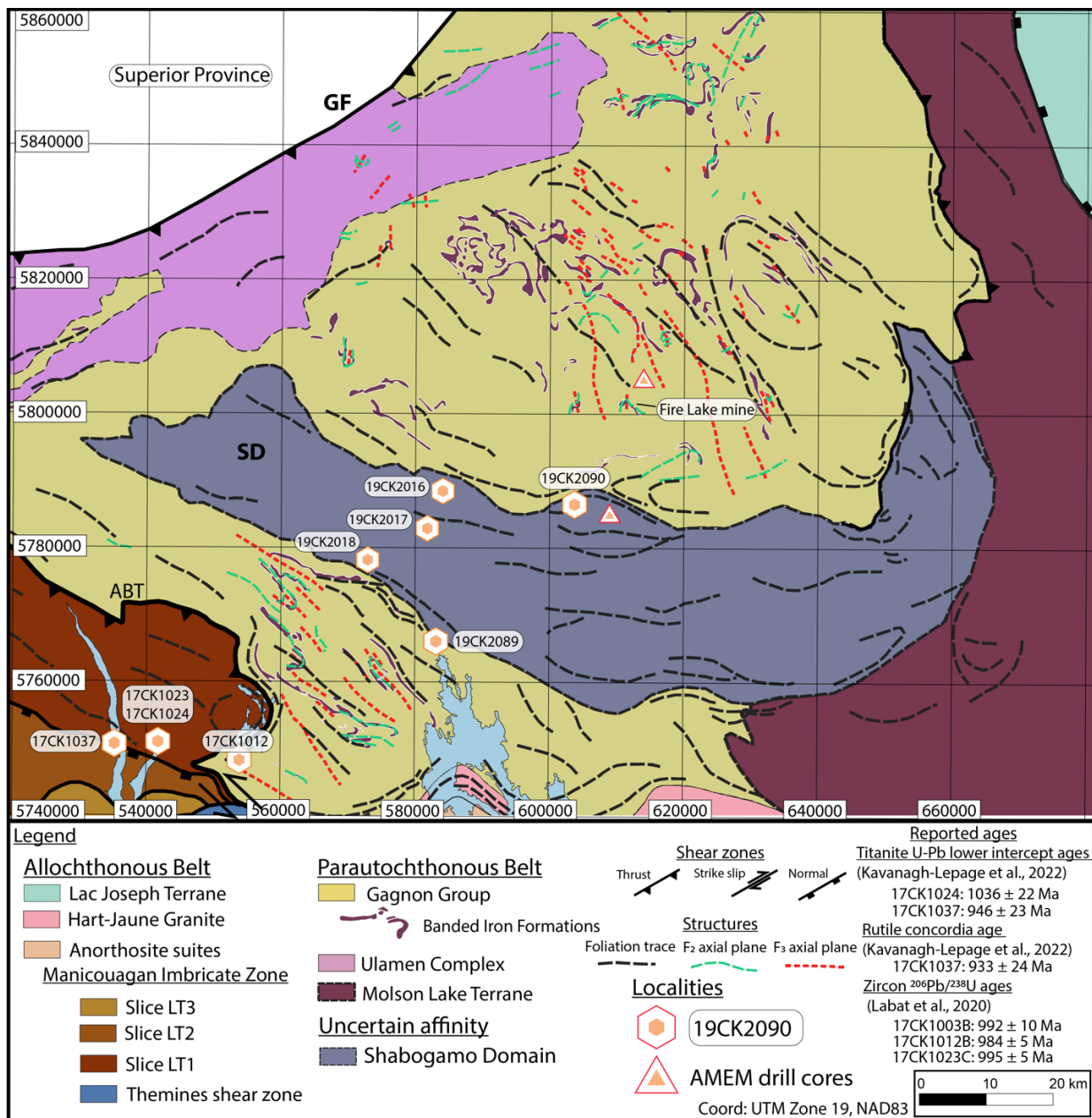


Figure 3.2 Geological map of the study area. Modified from Kavanagh-Lepage et al. (2022). Black stippled lines: Foliation trace interpreted from field data and from the regional gradient of the magnetic anomaly map; Green stippled lines: Second generation axial planes; Red stippled lines: third generation axial planes. Fold and banded iron formations data compiled by the MERNQ and publicly available via the SIGEOM (2022).

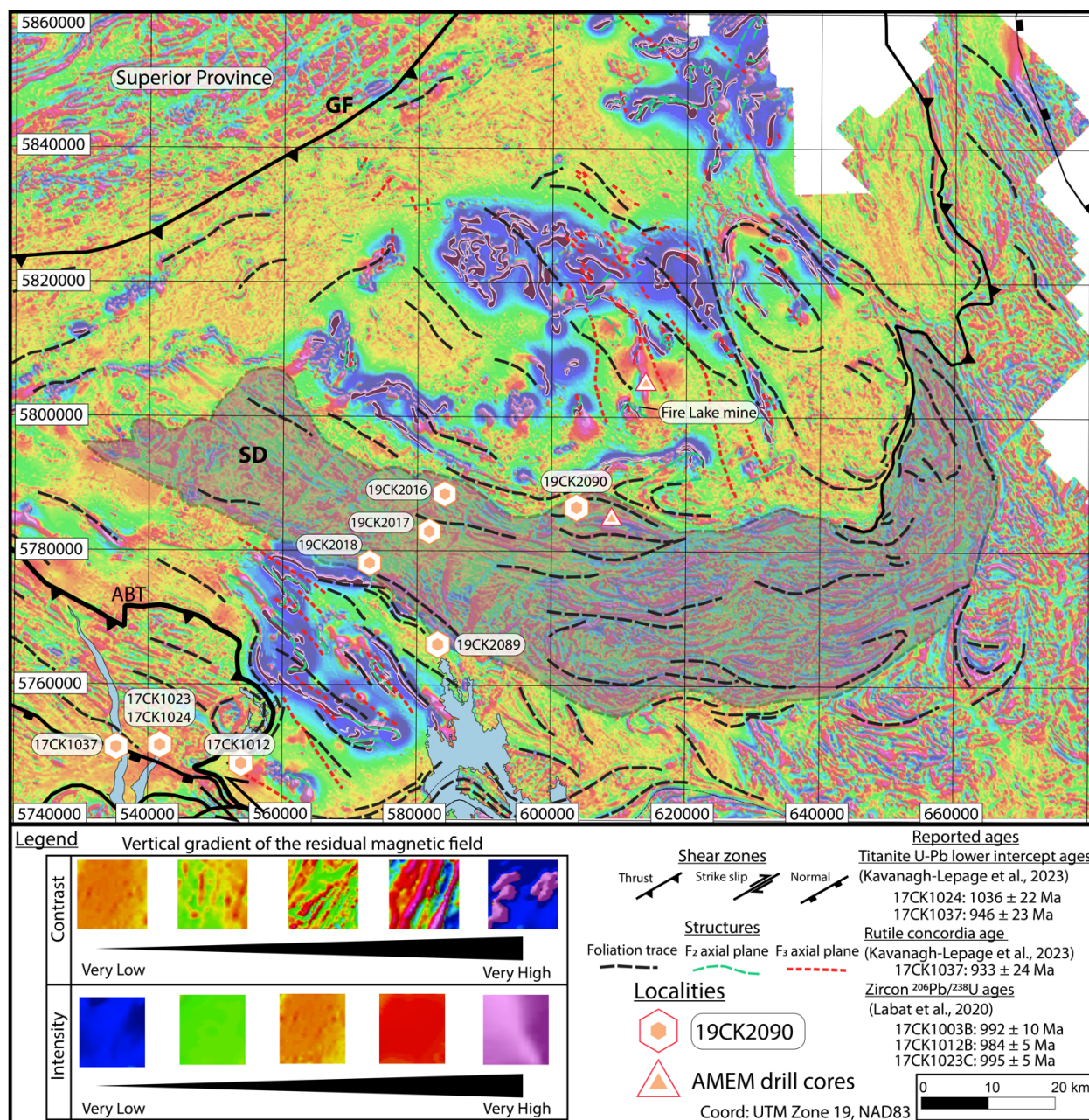


Figure 3.3 Geophysical map of the study area. Vertical gradient of the residual magnetic field. Shabogamo Domain is shaded in grey. Limits of the SD are modified from Jannin (2017). The contrast and intensity of the vertical gradient are used to differentiate the nappes (SD, MIZ) from the Gagnon Terrane. The interpretation is based on the qualitative differences noted between the nappes and the GT. Note the presence of very-high contrast in the GT correlated to the banded iron formations, whereas the contrasts in intensity in the SD and MIZ are not as pronounced. Geophysical data compiled by the MERNQ and publicly available via the SIGEOM (2023).

### 3.4.2.3 Tectonic models

In the NE part of the study area, extensive work by van Gool et al. (2008) highlighted the presence of foreland-propagating thrusts in a coherent fold-thrust belt. In turn, they suggested a regional tectonic model involving first an orogenic wedge, followed by terminal gravitational collapse. These authors suggested that the deformation occurred in a sinistral transpressive setting, during which the GT was accreted to the base of the Molson Lake Terrane (MLT) in the orogenic wedge. However, a recent detailed structural study of the Mt-Wright mining district, lead Brodeur-Grenier (2018) to propose an alternative three-phases model. The first phase of deformation would have been related to top-to-the-west-northwest motion of the MLT over the GT, forming isoclinal folds in a dextral transpressive regime. The second phase would have been marked by the NW reactivation of thrust faults in the basement rocks of the Ulamen Complex and potentially of the Grenville Front forming SW-vergent folds refolding the first generation. The third phase would have been related to gravitational collapse forming distinct orogen perpendicular subvertical folds during sinistral transtension.

In the SW of the study area, a contrasting tectonic model was established for the evolution of the Manicouagan Imbricate Zone. The coherent lithological nature, the metamorphic signature and the consistent deformation patterns led authors to suggest that following high-pressure metamorphism during the Ottawan, the MIZ underwent ductile extrusion from lower up to mid crustal levels (Hynes et al., 2000; Hynes et al., 2002; Indares and Dunning, 2004; Jannin, 2017; Labat et al., 2020). More precisely, this tectonic model describes the syn-convergence ductile extrusion of a nappe over a basement indenter, very similar to what was reproduced in the numerical model of Jamieson et al. (2007). The Laurentian basement rocks consists of the PB, which bear remnants of orogen parallel and perpendicular ramps. The presence and location of the basement ramps was confirmed by gravimetry (Jannin, 2017). These ramps may have promoted the exhumation of the Manicouagan Imbricate Zone and the Shabogamo Domain described herein (Hynes et al., 2000; Indares et al., 1998; Jannin, 2017; Labat et al., 2020).

## 3.5 Methods

### 3.5.1 In situ titanite geochronology and trace element measurements

Titanite U-Pb geochronology and trace element measurement was carried out in situ through laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICPMS) at the Fipke Laboratory for

Trace Element Research (FiLTER) laboratory of the University of British-Columbia, Okanagan. The laboratory uses in-house analytical protocols, including an optimized instrument set-up using standard reference material ‘NIST610’, pre-ablation laser bursts and a spot size of 40  $\mu\text{m}$ . The titanite isotopic data were normalized to titanite reference material ‘MKED-1’ ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $1517.32 \pm 0.32$  Ma; Spandler et al., 2016). Secondary reference materials were ‘Fish Canyon’ (lower concordia intercept age of  $27.52 \pm 0.09$  Ma; Lanphere and Baadsgaard, 2001) and ‘Mount McClure’ ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  age of  $523.26 \pm 1.27$  Ma; Schoene and Bowring, 2006). Down-hole element fractionation and instrument drift were monitored based on the primary reference material and corrected for using the Iolite software package (v.4; Paton et al., 2010, 2011). Excess dispersion was evaluated using the secondary reference materials.  $^{207}\text{Pb}$ -corrected  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  weighted mean ages of  $26.0 \pm 0.2$  Ma (mean squared weighted deviation (MSWD) = 2.29) and  $528 \pm 4$  Ma (MSWD = 1.07) were obtained for ‘Fish Canyon’ and ‘Mt McClure’ respectively. Excess dispersion measured in the secondary reference materials was quadratically propagated through the final ratios of the unknowns, before calculation of the regression and weighted means. Calculated ages are within 2% of the accepted values (systematic uncertainty of the LA-ICP-MS U-Pb method, see Horstwood et al., 2016). We will consider the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted mean dates going forward in this study as it is most precise (Gehrels et al., 2008; Puetz, 2018; Spencer et al., 2016) and to compare to the most recent geochronological results from either late pegmatite dykes or leucosome in the PB (Jannin et al., 2018; Labat et al., 2020) that reported this ratio.

Trace element concentrations were measured synchronous to the U-Th-Pb isotopes. Trace elements measured were  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ , and  $^{181}\text{Ta}$ , and Si was used as internal standard (assuming stoichiometric concentrations). Primary reference material was ‘NIST610’ and data was reduced with the Iolite software package (v.4; Paton et al., 2010, 2011). Trace element concentrations are within 8% or less of reported values for ‘MKED1’ (Spandler et al., 2016). REE concentrations were normalized to chondritic values of Sun & McDonough (1989).

Tera- Wasserburg diagrams and regressions were calculated with the ‘robust’ regression of Powell et al. (2020), implemented in the ChrontouR toolbox (Larson, K., 2022; DOI 10.17605/OSF.IO/P46MB). The results are reported at a 2-standard error of the mean (2SE) level.

### 3.5.2 Zircon U-Pb geochronology

Zircon U-Pb geochronology and trace element measurement was carried out at Boise State University's Isotope Geology Laboratory. Zircon grains were separated from rocks using standard techniques, annealed at 900°C for 60 hours in a muffle furnace, and mounted in epoxy and polished until their centers were exposed. Cathodoluminescence (CL) images were obtained with a JEOL JSM-300 scanning electron microscope and Gatan MiniCL. Zircon was analyzed by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) using an iCAP RQ Quadrupole ICP-MS and Teledyne Photon Machines Analyte Excite+ 193 nm excimer laser ablation system with HelEx II Active two-volume ablation cell. In-house analytical protocols, standard materials, and data reduction software were used for acquisition and calibration of U-Pb dates and a suite of high field strength elements (HFSE) and rare earth elements (REE). Zircon was ablated with a laser spot of 20  $\mu\text{m}$  wide using fluence and pulse rates of 3  $\text{J}/\text{cm}^2$  and 10 Hz, respectively, during a 35 second analysis (15 sec gas blank, 20 sec ablation) that excavated a pit  $\sim 8$   $\mu\text{m}$  deep. Ablated material was carried by a 0.5 L/min He gas stream in the inner cell and a 1.1 L/min He gas stream in the outer cell. Dwell times were 10 ms for Si, 1 ms for Zr, 5 ms for Hf, 200 ms for  $^{49}\text{Ti}$  and  $^{207}\text{Pb}$ , 100 ms for  $^{206}\text{Pb}$ , 20 ms for  $^{202}\text{Hg}$  and  $^{204}\text{Pb}$ , 10 ms for  $^{238}\text{U}$ , and 10 ms for all other HFSE and REE. Background count rates for each analyte were obtained prior to each spot analysis and subtracted from the raw count rate for each analyte. Ablations pits that appear to have intersected glass or mineral inclusions were identified based on Ti and P. U-Pb dates from these analyses are considered valid if the U-Pb ratios appear to have been unaffected by the inclusions. Analyses that appear contaminated by common Pb were rejected based on mass 204 being above baseline. For concentration calculations, background-subtracted count rates for each analyte were internally normalized to  $^{29}\text{Si}$  and calibrated with respect to NIST SRM-610 and -612 glasses as the primary standards.

Data were obtained in two experiments in May 2021. For U-Pb and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dates, instrumental fractionation of the background-subtracted ratios was corrected, and dates were calibrated with respect to interspersed measurements of zircon standards and reference materials. The primary standard 91500 zircon (Wiedenbeck et al., 1995) was used to monitor time-dependent instrumental fractionation based on two analyses for every 12 analyses of unknown zircon. A secondary correction to the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates was made based on results from the zircon standard FC1 (1096 Ma, Swanson-Hysell et al., 2020), which were treated as unknowns and measured once for every

12 analyses of unknown zircon. These results showed a linear age bias of several percent that is related to the  $^{206}\text{Pb}$  count rate. The secondary correction is thought to mitigate matrix-dependent variations due to contrasting compositions and ablation characteristics between the Plešovice zircon and other standards (and unknowns).

Radiogenic isotope ratio and age error propagation for all analyses includes uncertainty contributions from counting statistics and background subtraction. Errors without and with the standard calibration uncertainty are shown in the data table. This uncertainty is the local standard deviation of the polynomial fit to the interspersed primary standard measurements versus time for the time-dependent, relatively larger U/Pb fractionation factor, and the standard error of the mean of the consistently time-invariant and smaller  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  fractionation factor. These uncertainties are 1.5-1.7% (2SE) for  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and 0.8% (2SE) for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Prior to calculation of the weighted means, individual results were sorted and data more than 10% discordant were discarded. Age interpretations are based on  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dates for analyses with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates >1500 Ma. Otherwise, interpretations are based on  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates.

### 3.5.3 Phase equilibria modelling

An isochemical phase diagram section was computed for the amphibolite sample 90A. The chemical system used is MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub> and modelling was calculated with *Perple\_X*, version 6.9.1 (updated February 10<sup>th</sup>, 2022). The ‘HP62’ database (Holland & Powell, 2011) was used along with solution models for: augite, clinoamphibole and tonalitic melt of Green et al. (2016), omphacite (Green et al., 2007), olivine (Holland & Powell, 1998), ternary feldspar (Holland & Powell, 2003), garnet, chlorite, orthopyroxene and mica (White et al., 2014), epidote (Holland & Powell, 2011), and ilmenite (White et al., 2000). K<sub>2</sub>O was excluded from the chemical system to simplify calculation as bulk K<sub>2</sub>O concentration is low. Bulk rock composition of the sample was obtained by XRF whole rock analysis at Actlabs laboratory via the *Ministère des Ressources naturelles du Québec*.

Initial modelling was calculated using the loss on ignition as water content. However, through T-H<sub>2</sub>O diagrams and testing, we selected a value of 1.3 wt% water. The resulting model yields the main paragenesis observed in thin-section and doesn’t yield excess free water. Exploratory work was also performed to determine the influence of free O<sub>2</sub> in the model. Increasing available O<sub>2</sub> destabilized our phase of interest, namely titanite, and caused zoisite to become over-abundant.

Minimal free oxygen was added to the final model (0.01 wt%). Other modelling parameters of the `Perple_X` ‘options’ file were kept to default values. Mineral abbreviations herein are after Whitney & Evans (2010).

Our approach for phase equilibria modelling, perhaps considered exploratory, is driven by the need to reproduce observed mineral assemblages for a given bulk rock composition rather than observe ideal modelling parameters. For example, the use of a pair of solution models for clinopyroxene (augite and omphacite), although not recommended, is necessary for the range of P-T conditions of the modelling. As stated by Green et al. (2016), above 12 kbar, the augite model is not well constrained. Therefore, the addition of the omphacite solution bridges the gap to the upper P limit of 20 kbar. Exploratory work indicates that there is a transition from one model being stable at low P (augite) and the other at high-P (omphacite), yielding plausible results. We include Mn in the modelling to stabilize garnet, despite it being only included in the garnet solution model. Our exploratory work indicates it does not have a major impact on garnet stability. Mineral isopleths were illustrated with ‘Pywerami’ (Lexa, O, updated 2011) and subsequently modified using a vector graphic software such that figures are clearer. Isopleths were calculated for: garnet vol% and endmembers fractions; plagioclase endmembers fraction; amphibole vol% and  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of amphibole.

### 3.5.4 Thermobarometry calculations

Semi-quantitative and quantitative thermobarometry are combined to constrain the P-T path followed by amphibolite sample 90A. First, we used the semi-quantitative experimental  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$  thermobarometer of Ernst & Liu (1998) for measured amphibole compositions. The bulk rock composition of sample 90A falls in the range of compositions of mafic rocks used by Ernst & Liu (1998) to derive the semi-quantitative thermobarometer, except for  $\text{SiO}_2$  which is 2 wt% lower. In addition, we note that Ti-bearing exsolutions are not observed in amphiboles on the sample. Second, we used the calibrated Ti-Amp thermometer (Liao et al., 2021). These P-T data are compared to the  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  isopleth of our phase equilibria model.

Third, we present a quantitative analysis of the Ernst & Liu (1998)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$  experimental dataset. An Ordinary Least Squares (OLS) linear regression model through the  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ -P-T experimental dataset was calculated using the Scikit-learn machine learning library (Pedregosa et al., 2011). The dataset was randomly split into training (2/3 data) and testing subsets (1/3 data).

The OLS model coefficients were then used to predict P-T coordinates for Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> compositions. A Wilcoxon signed-ranked test was conducted to verify that the difference in P-T between the test values and predicted values follows a symmetric distribution around zero. Results of the test indicate that predicted values are not statistically different from the test subset values. In addition, the coefficients of determination between test values and predicted values are 0.92 and 0.80 for T and P, respectively.

Fourth, we also report Zr-in-Ttn thermobarometry calculated with the calibration of Hayden et al. (2008). In addition to a textural and geochemical discrimination, a two component gaussian mixture model (GMM; mixture module from the Scikit-learn machine learning library; Pedregosa et al., 2011) was used to discriminate the Zr compositions of the core and rim titanite populations. This strategy allows to estimate the parameters of a mixture of gaussian distributions. Peaks of the fitted model  $\pm 2SE$  are then used to calculate and plot the Zr-in-Ttn thermobarometry results on a P-T diagram. As quartz is present in multiple textural settings in the sample, we assumed unity for the activity of SiO<sub>2</sub>. In contrast, we assumed an activity of  $0.85 \pm 0.15$  for TiO<sub>2</sub>, because rutile is present only as inclusion (Chambers and Kohn, 2012; Kapp et al., 2009). Uncertainty propagation was calculated by quadratic addition for a(TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>), Zr and P.

Fifth, we report Ti-in-zircon thermometry results, for zircon grains of samples 90B and 89. The pressure sensitive calibration of Hoffmann et al. (2014) was used for the calculations. A pressure of 1.0 GPa, an aTiO<sub>2</sub> of 0.5 and an aSiO<sub>2</sub> at unity were used for the calculations (Schiller & Finger, 2019). As for Zr-in-titanite, Ti concentrations were discriminated with a GMM and peaks of the fitted model  $\pm 2SE$  are then used to calculate and plot the Ti-in-Zrc thermobarometry results on a P-T diagram.

### 3.5.5 Mineral Chemistry

Garnet, amphibole and titanite analyses were carried out in situ with an Electron Microprobe (Cameca SXFiveFe) at FiLTER laboratory. Measurements were made at an operating voltage of 15kV, a beam current of 20 nA and beam size of 5  $\mu$ m. Analyses were calibrated against mineral and oxide reference materials from *CF Mineral Research* and *Micro Analysis Consultants Ltd*. Mineral compositions were recalculated in atoms per formula unit (a.p.f.u) for endmember calculations. Garnet end-members are Prp = Mg/ (Ca+Mg+Fe+Mn); Alm = Fe/ (Ca+Mg+Fe+Mn); Grs = Ca/ (Ca+Mg+Fe+Mn); Sps = Mn/ (Ca+Mg+Fe+Mn).

## 3.6 Results

### 3.6.1 Outcrops and core logs

During this study, the SD was scoured for visible outcrops by driving every practicable road and by extensive helicopter surveying of the entire area. Unfortunately, the landscape presents little topographic variations and is composed of abundant glacial outwashes and visible outcrops were few and far apart. We identified two key outcrops near the western (89) and eastern (90) borders of the SD and three others within the proposed area of the SD (16, 17, 18; Figure 3.2) along Road 389. In addition, southeast of outcrop 90, drilling core logs were obtained by *ArcelorMittal Exploitation minière s.e.n.c* (AMEM) and were consulted via the SIGEOM online repository (report GM69111; Longuépée, 2015).

#### 3.6.1.1 Core log summary

For their drilling campaign, AMEM had targeted two potential magnetic anomalies: the first located ca. 5km north and the second ca. 15km south from the Fire Lake mine (Figure 3.3). The southern anomaly would be located within the SD outlined by Jannin (2017). Core log descriptions from the northern anomaly indicate that a garnet-free “spotted” biotite gneisses underlie the metasedimentary sequence (Longuépée, 2015) of the GT, reminiscent of the Ulamen Complex (Moukhsil et al., 2013). Drill cores within the southern anomaly did not intercept the strongly magnetic banded iron formation or the “spotted” gneiss. Instead, Longuépée (2015) reported the presence of an orthogneiss series of garnet-bearing granitoids, gabbros and amphibolites, with garnet vol% locally reaching up to 20% and garnet grain size ranging from 1mm to 1 cm more akin to those found in the MLT to the south-east (Indares, 1993). The contrast between the intercepted gneisses supports the geophysical interpretation and location of the eastern boundary of the SD.

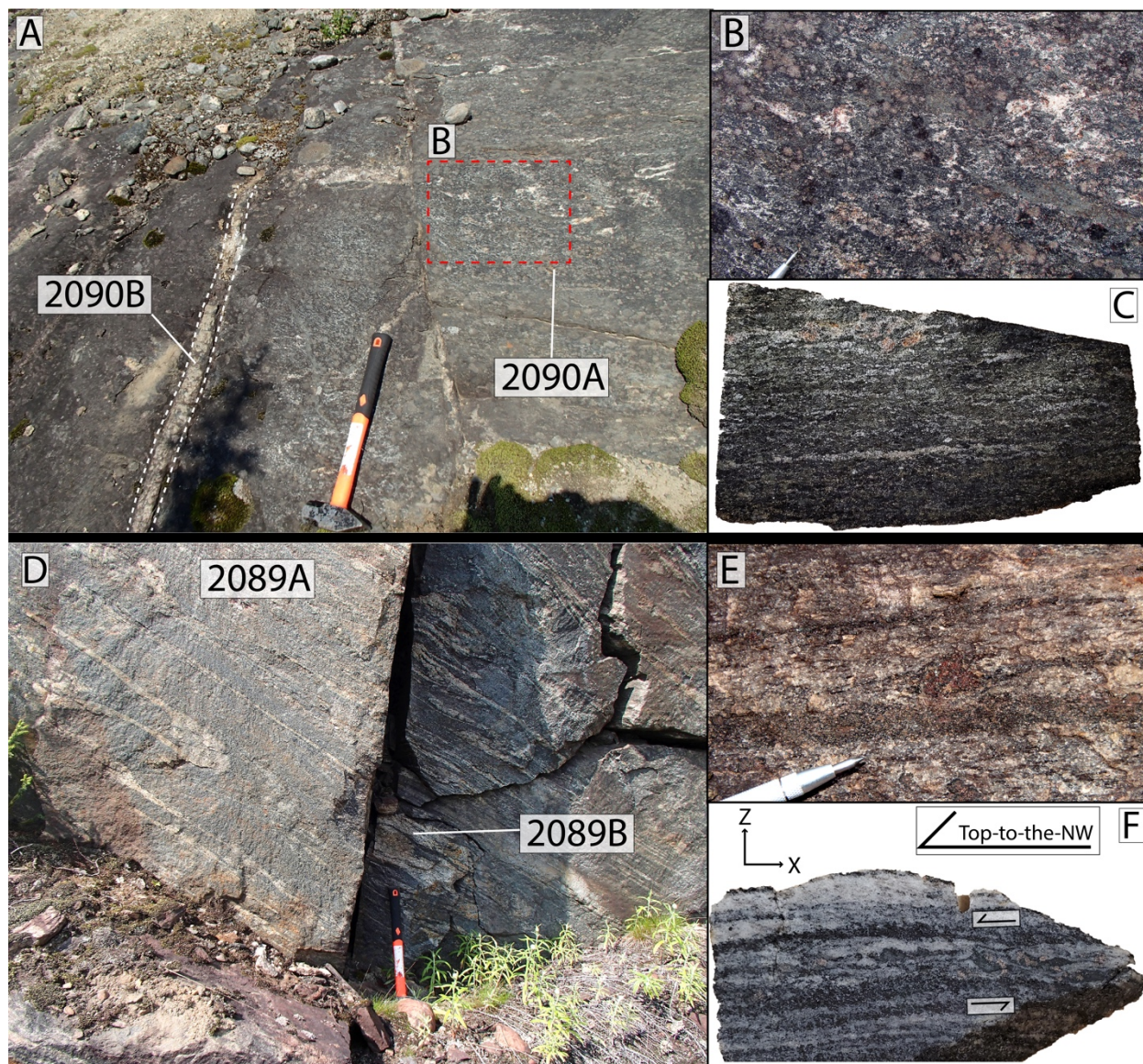


Figure 3.4. Outcrop and hand sample photos. A) Outcrop 19CK2090, northeastern limit of the SD. B) Garnet-clinopyroxene amphibolite gneiss with leucocratic pools interpreted as former partial melt. C) Hand sample cut perpendicular to foliation. D) Outcrop 19CK2089, southwestern footwall of the SD, within the GT. Garnet-biotite gneiss with thickened fold hinges. Sample 89B location above the hammer. E) Garnet aggregates within the gneissosity. F) Rolling structures marking a top-to-the-NW sense of shearing.

### 3.6.1.2 Outcrop descriptions

#### 3.6.1.2.1 Outcrop 90 – eastern SD

This outcrop is situated at the northern limit between the SD and the GT (Figure 3.2). It consists of an amphibolite body with a weakly-defined SE dipping foliation with no distinctive lineation.

This amphibolite presents a patchy texture with pools of leucocratic material interpreted as leucosomes (Figure 3.4B). Some leucosome patches preserve peritectic clinopyroxene and garnet, indicative of high-pressure partial melting on the order of 1 GPa and 800°C (Pattison, 2003). Throughout most of the outcrop however, the main assemblage of amphibole-plagioclase is indicative of extensive retrogression, with amphibole overgrowing clinopyroxene and plagioclase rims surrounding garnet. A garnet-free and undeformed granitic dyke crosscuts the amphibolite (Figure 3.4A). We sampled the amphibolite (sample 90A; Figure 3.4C) for a petrochronological study and the granitic dyke (sample 90B; Figure 3.4A) for a minimum timing constraint of deformation and metamorphism. The similarities between this outcrop and the drill cores taken to the SE suggests some lithological continuity in this area.

### **3.6.1.2.2 Outcrop 89 – footwall of western SD**

This outcrop is situated at the southern limit between the SD and the GT (Figure 3.2) and comprises a deformed Grt-Bt grey paragneiss (Figure 3.4D, E). There, the fabric strikes NW and dips 20° NE and includes a shallow- SE plunging stretching lineation defined by quartz ribbons. Observed kinematic indicators (Figure 3.4F) suggest a sinistral-thrust sense of shear consistent with the SD moving NW relative to the PB. Leucosomes occasionally form intrafolial isoclinal folds with thickened hinges (Figure 3.4D). Sample 89B was taken from one such thickened hinge. The presence of quartz ribbons in the leucosomes indicates that this gneiss underwent sub-solidus deformation after its crystallization. Therefore, sample 89B is used to date the maximum age (oldest) of sub-solidus deformation in the footwall of the SD.

### **3.6.2 Sample 90A description**

Sample 90A is an amphibolite gneiss, with a main assemblage of amphibole, plagioclase and garnet (Figure 3.5). Amphiboles overgrows clinopyroxene grains (Figure 3.5) which are locally found in contact with garnet. In this sample, quartz is relatively abundant (1-2%) and is present as inclusions in garnet and alongside plagioclase in the leucocratic bands. Plagioclase is found as inclusions in garnet (Figure 3.5), in clinopyroxene, as coronas surrounding garnet (Figure 3.5) and in the leucocratic bands of the gneiss. We interpret plagioclase inclusion in pyroxene as a relict prograde texture formed during clinopyroxene growth, The main phases in this sample indicate extensive retrogression with a retrograde assemblage of Amp-Pl-Grt-Qtz and a prograde-to-peak-P paragenesis of Amp-Grt-Cpx-Qtz.

Index minerals in this sample yield a similar relationship to sample 24, an amphibolite of the MIZ described by Kavanagh-Lepage et al. (2023), and textural relationships allow us to include them in either prograde or decompression-retrograde assemblages. Rutile in this sample is found as inclusions in titanite and in garnet. Allanite is observed as inclusions in titanite, or as clusters in the matrix, commonly close to apatite (Figure 3.5), which can reach up to 250  $\mu\text{m}$  in diameter as inclusion in garnet and in the garnet decompression rim (Figure 3.5). Importantly, titanite grains occur in multiple settings. It is found as rutile overgrowths, within garnet decompression rims and within both leucocratic and melanocratic bands of the gneiss. Larger titanite grains (up to 1,5 mm) are mainly present in the leucosome. These genetic relationships indicate that apatite and rutile were included in garnet during its growth on the prograde path. We assume that allanite was part of that prograde-to-peak assemblage, as suggested by Kavanagh-Lepage et al. (2023) for sample 24. Titanite in this sample is interpreted to have grown during decompression, overgrowing both rutile and allanite. Thus, this sample yields a prograde-to-peak assemblage of Amp-Grt-Cpx-Qtz-Ap-Aln-Rt-melt and a decompression retrograde assemblage of Amp-Grt-Pl-Ttn-Qtz.

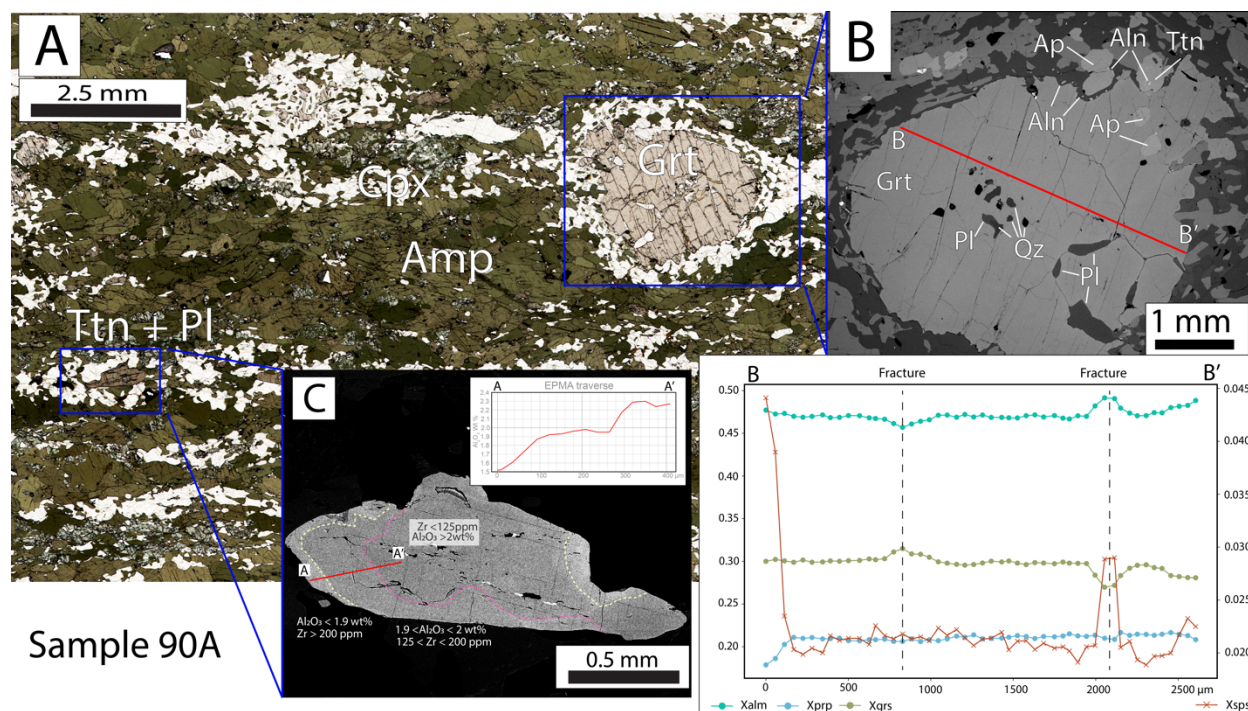


Figure 3.5. Sample 90A – Photomicrograph, backscattered electron (BSE) images and chemical profiles. A) Photomicrograph showing abundant amphibole (dark green) overgrowth of clinopyroxene (pale green), and growth within garnet coronae. Large garnet grain (2.5 mm)

presents an irregular border, multiples inclusions and fractures. Larger titanite grains (>1 mm) present along plagioclase within the gneissic banding and scattered throughout. B) BSE image showing inclusions of quartz, plagioclase, and apatite within garnet. Allanite is present as inclusions in titanite, or bordering apatite. Profile B-B' presents a flat inner major component composition, and a sharp increase in  $X_{\text{sps}}$  paired to a decrease in  $X_{\text{prp}}$  over approximately 200  $\mu\text{m}$  at the garnet rim. C) BSE image of titanite and A-A' chemical profile displaying a step-like growth zonation. Zirconium concentration is inversely correlated to  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content.

### 3.6.3 Chemical Composition of minerals

#### 3.6.3.1 Titanite

Large titanite grains (>1 mm) present compositional variations.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt%) decreases from core to rim in a step-like fashion (profile A-A', Figure 3.5), whereas Zr presents the opposite trend (Figure 3.5). This feature is marked by an increase in CL response towards the rim (Figure 3.5). This core-to-rim zoning is interpreted as the result of growth zoning.

#### 3.6.3.2 Garnet

Garnet composition is relatively homogeneous, except at the rim. Internal profiles of  $X_{\text{alm}}$ ,  $X_{\text{prp}}$ ,  $X_{\text{grs}}$ , and  $X_{\text{sps}}$  are flat averaging values of 0.47, 0.21, 0.30 and 0.021, respectively (B-B' profile in Figure 3.5). A flat composition profile for a length of 2 mm implies at least 10 Myrs of residence time at 800 °C (Caddick et al., 2010; Faryad & Ježek, 2019) to homogenize the internal composition via intracrystalline diffusion. A spike in  $X_{\text{sps}}$  and an increase  $X_{\text{prp}}$  is observed over 200  $\mu\text{m}$  at the rim. These are key evidence for a retrograde net-transfer reaction involving garnet (Kohn & Spear, 2000).

#### 3.6.3.3 Amphibole

Examined amphiboles are exclusively calcic and classify mainly as pargasite<sup>1</sup>. Measured  $\text{TiO}_2$  (wt%) and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt%) range 0.8—1.7 and 11.7—15.8 whereas calculated Ti ranges 0.087—0.189. Oxide concentrations are used for the semiquantitative P-T estimate following Ernst & Liu (1998), and Ti (a.p.f.u) values are used in the calculation of the Ti-Amp thermometer (Liao et al., 2021). We report  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  for comparison with isopleths of our phase equilibria model and the lower and upper quartile of calculated ratios range 0.100—0.112, respectively.

---

<sup>1</sup> Classification, cation and anion assignment was realized with an Excel spreadsheet (Locock, 2014) which follows the nomenclature recommended by the International Mineralogical Association published by Hawthorne et al. (2012).

### 3.6.3.4 Plagioclase

Plagioclase is found in multiple settings: in the matrix with amphibole, in garnet coronas and in leucocratic bands. There is not a systematic difference in plagioclase compositions throughout these petrographic settings. It appears as plagioclase re-equilibrated to a composition ranging  $X_{\text{An}} 0.26 - 0.46$  and averaging 0.36.

### 3.6.3.5 Clinopyroxene

Clinopyroxene is found mainly within amphibole overgrowth. Clinopyroxene bear relatively low  $X_{\text{Jd}}$  compositions ranging 0.05 – 0.09. This is particular for a mafic rock of MORB like composition metamorphosed under high-P conditions. This issue was encountered by Indares (1997) and Indares (2003). These studies suggested that a bulk  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$  lower than 0.2, may yield low Na clinopyroxenes. It appears to be the case herein, and we obtain a similar  $X_{\text{Jd}}$  range of 0.05 – 0.09 compared to 0.06 – 0.10 (Indares, 2003). Despite this low bulk Na, high-P metamorphism throughout the central Grenville Province is thoroughly documented.

## 3.6.4 Thermobarometry

### 3.6.4.1 Titanite

A total of 94 measurements of trace element were obtained from 8 titanite grains in sample 90A. Zr concentrations in titanite grains appears uncorrelated to grain size. Rimward Zr increases are common, especially in larger (>2 mm) grains (Figure 3.5). We identified two Zr concentration populations averaging  $125 \pm 13$  and  $210 \pm 64$  ppm, corresponding to cores and rims, respectively (Figure 3.6A). At a pressure of 1.2 GPa (see below), these Zr concentrations correspond to temperatures of  $770 \pm 6^\circ\text{C}$  (core) and  $798 \pm 17^\circ\text{C}$  (rim) (Figure 3.6B). Temperatures overlap when propagating uncertainty by quadratic addition for  $a(\text{TiO}_2, \text{SiO}_2)$ , Zr and P yielding means of  $770 \pm 28^\circ\text{C}$  (core) and  $798 \pm 29^\circ\text{C}$  (rim).

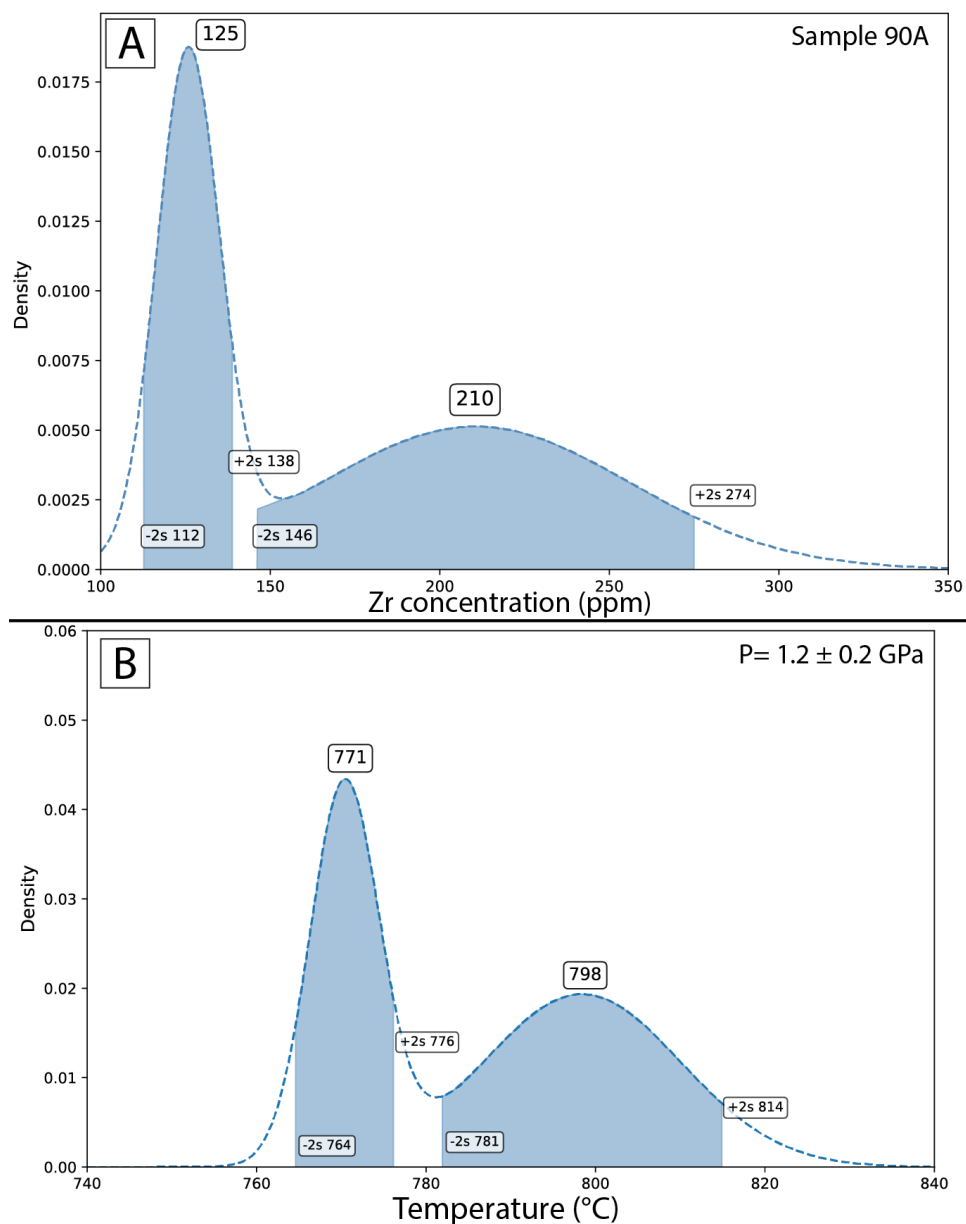


Figure 3.6. Sample 90A – Zr-in-Ttn results. A) Gaussian mixture model results for Zr concentration. 125 ppm peak corresponds to titanite cores mean, whereas 210 ppm peak corresponds to titanite rims mean. B) Zr-in-Ttn thermometry calculation results. The two peaks indicate mean temperatures of 771 and 798 °C for the titanite cores and rims, respectively, at a pressure of 1.2 GPa. Calculations after Hayden et al. (2008). 2s is the standard deviation without external error propagation.

### 3.6.4.2 Zircon

A total of 52 measurements from 52 zircon grains were considered for thermobarometry in sample 89. Titanium concentration in this sample is rather homogeneous and calculations yields a mean

temperature of  $723 \pm 9$  °C (2SE) at a pressure of 1.0 GPa (Figure 3.7A). Similarly, 52 measurements from 52 zircon grains were used for thermobarometry calculations in sample 90B. Titanium concentration in this sample is also homogeneous and calculations yields a higher mean temperature of  $760 \pm 7$  °C (2SE) at a pressure of 1.0 GPa (Figure 3.7B).

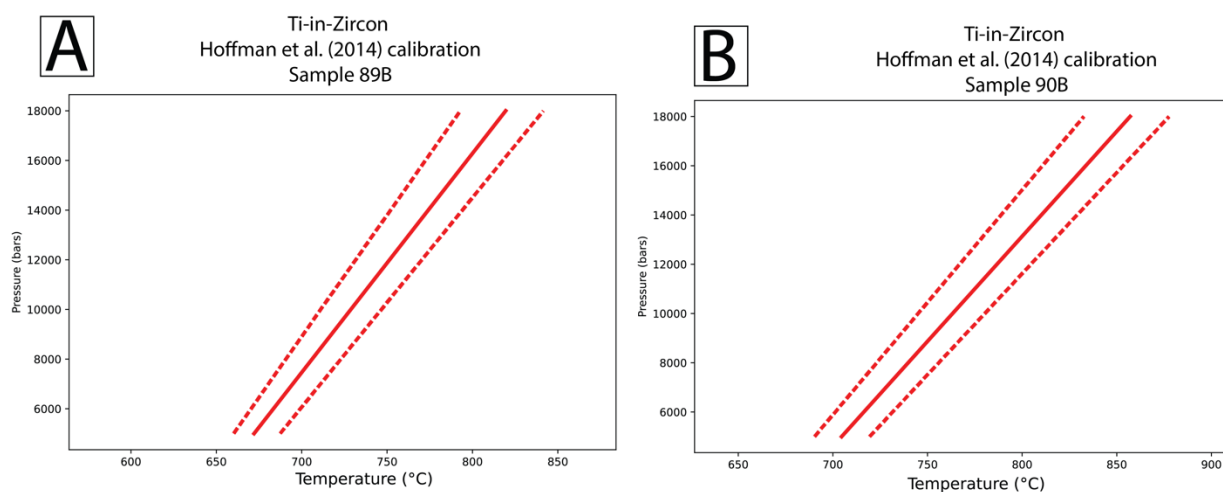


Figure 3.7. Ti-in-Zircon thermobarometry results. A) Sample 89B B) Sample 90B. Calculations after Hoffman et al. (2014) and plotted for pressures ranging 0.5 – 1.8 GPa.

### 3.6.4.3 Amphibole

Semi-quantitative P-T estimates were calculated using measures of  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  obtained from 116 EPMA analyses in amphibole. Data points were grouped and plotted over Figure 10 of Ernst & Liu (1998) (yellow ellipses on Figure 3.8A). The four groups define a pressure range of 1–2 GPa and temperature range of 650–820°C. Inasmuch as the highest-pressure group (denoted with an asterisk, Figure 3.8A) comprises data from amphibole in the decompression rim of a garnet, it suggests local disequilibrium and we discarded these data. The three other groups are composed of data taken in matrix amphibole which appear to have re-equilibrated to various degrees with clinopyroxene, titanite and plagioclase.

Titanium a.p.f.u in amphibole was used to calculate a range of temperatures with the calibrations of Liao et al. (2021) whereas  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  oxides wt(%) were used in our OLS model.

Temperatures calculated with the former calibration yield a peak at  $764 \pm 23^\circ\text{C}$  (Figure 3.8B). Calibration uncertainties for the Ti-Amp thermometer are  $70^\circ\text{C}$  (2SE; Liao et al., 2021). The Ti-Amp average temperature of  $764 \pm 70^\circ\text{C}$  overlaps with temperatures calculated for titanite. Temperatures calculated with the Ordinary Least Square model (see methodology), yield a similar peak at  $762 \pm 64^\circ\text{C}$  (2SE; Figure 3.8C). Pressures calculated with the Ordinary Least Square model, two peaks:  $1.69 \pm 0.32$  GPa ( $2\sigma$ ) and  $1.26 \pm 0.10$  GPa ( $2\sigma$ ). When plotted in PT space (Figure 3.8A), the OLS model yield slightly lower temperature and higher pressure than the semi-quantitative P-T values estimated and plotted on the Ernst & Liu (1998). We interpret the spread of data points as reflecting amphibole re-equilibration during decompression.

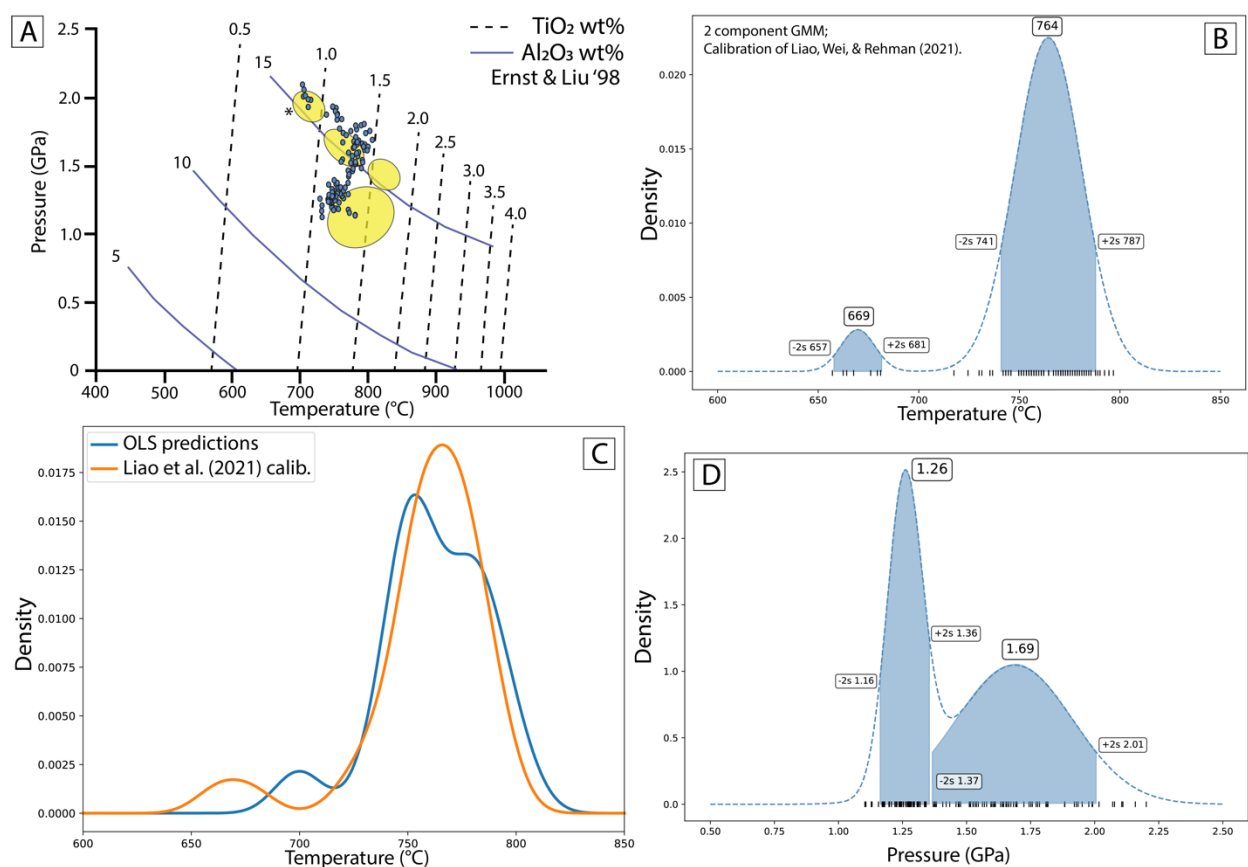


Figure 3.8. Sample 90A – Amphibole thermobarometry. A) P-T diagram modified from Ernst & Liu (1998). Yellow ellipses: Qualitative range of measured amphibole composition. Blue dots: OLS P-T prediction results for measured  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ . B) Ti-Amp (Liao et al., 2021) thermometry results. C) Kernel density estimate comparison of amphibole thermometry. OLS model predictions overlap with the calibrated Ti-Amp model of Liao et al. (2021). D) Two component GMM for

pressures calculated with our OLS model. Results indicate a denser cluster of data points centered on 1.26 GPa.

### 3.6.5 Phase equilibria modelling

Results of isochemical phase equilibria modeling are compared to both petrographic observations and calculated mineral compositions for sample 90A. Three main fields (Figure 3.9A) of the model best fit the sequence of paragenesis observed: (1) Grt-Amp-Cpx-Rt-melt at peak P-T; (2) Amp-Cpx-Grt-Ttn-Qz-melt; and (3) Amp-Cpx-Grt-Pl-Ttn. Along a path going from field (1) to field (3), garnet and amphibole vol% decrease and increase, respectively (Figure 3.9B), and titanite becomes stable at the expense of rutile. From field (2) to (3), the solidus is crossed, and plagioclase becomes stable.

To further constrain the PT path followed by the sample, we combine results of thermobarometry based on the composition of amphibole and titanite with isopleth thermobarometry calculated with phase equilibria modeling.  $X_{alm}$ ,  $X_{grs}$ , and  $X_{sps}$  isopleths (Figure 3.9C) representative of the homogenous internal composition intersect in field (1). We interpret this intersection to represent the relict composition attained during chemical homogenization by diffusion at high T.

The interquartile range of the amphibole  $TiO_2/Al_2O_3$  isopleths (shaded purple area, Figure 3.9D) yields a band with a steep slope in PT space between 750 and 800°C. It is remarkable that results of titanite thermobarometry coincide with that band and that amphibole thermobarometry calculated with OLS yield a trend sharing the same slope, but 40 °C lower than the band predicted by phase equilibria modeling.

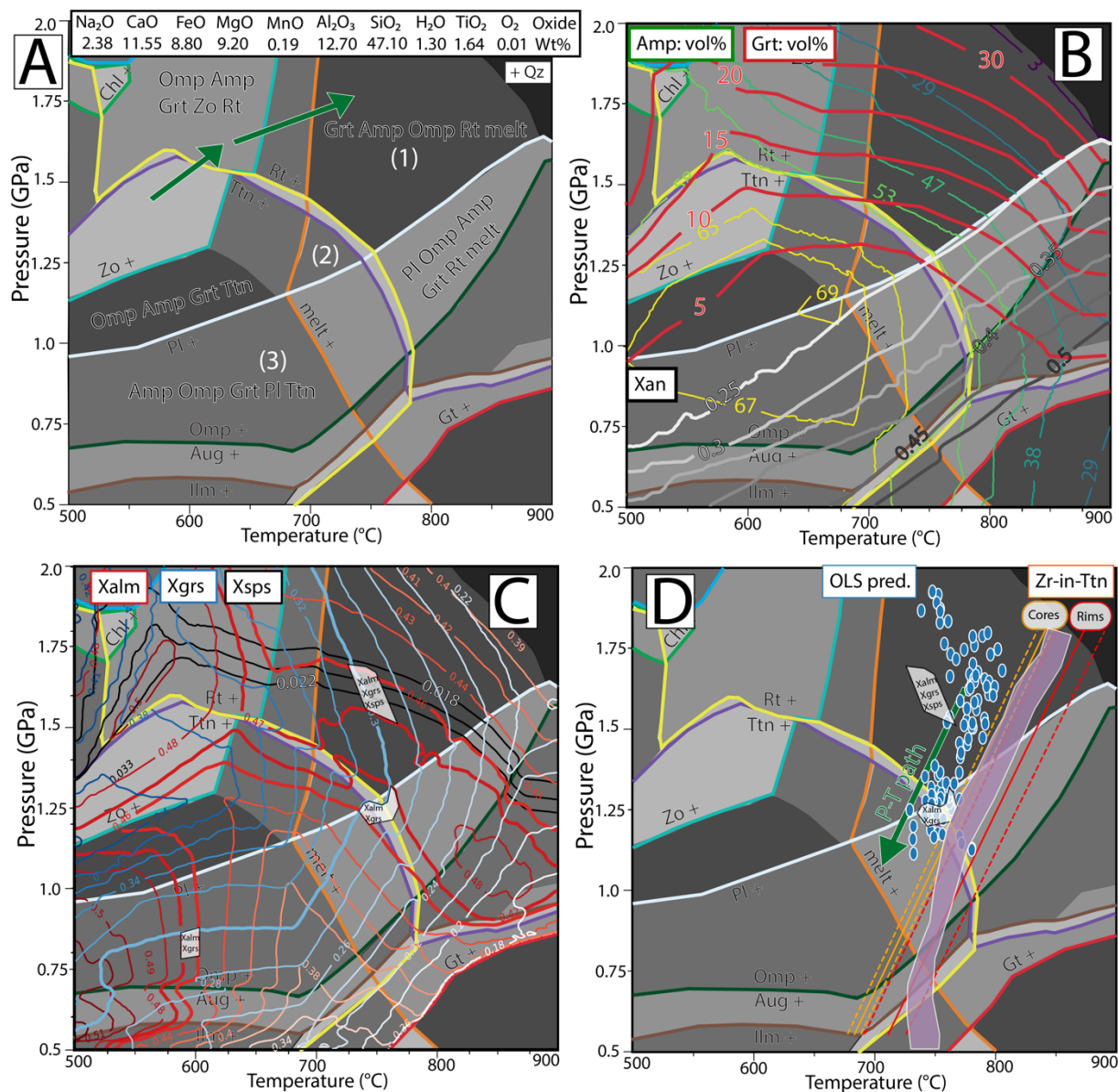


Figure 3.9. Sample 90A – Phase equilibria modelling. A) Limits of mineral stability and key assemblages: (1) Grt-Amp-Cpx-Rt; (2) Grt-Amp-Omp-Ttn-melt; (3) Amp-Omp-Grt-Pl-Ttn. Green arrow is the suggested prograde path followed by the sample. B) Amphibole and garnet volume isopleths and plagioclase Xan isopleth generated with PyWerami software (Lexa, O, updated 2011). C) Garnet endmember isopleths: Xalmandine and Xgrossular in shades of red and blue, respectively. Shaded areas are the intersection between modelled isopleths  $X_{alm}$ ,  $X_{grs}$  and  $X_{sps}$  calculated from EPMA measurements. D) Overlay of independent thermobarometry results onto the phase equilibria model. Green arrow indicates relative amphibole vol% increase as presented in B. Blue dots: OLS model P-T results. Purple shaded area: interquartile range of  $TiO_2/Al_2O_3$  from calculated from measured concentrations in amphibole. Garnet isopleths intersections are shaded in white, as in C. Zr-in-Ttn results for cores and rims also follow the same slope as the OLS results, amphibole vol% and amphibole  $TiO_2/Al_2O_3$ .

All these results are consistent, from which a robust P-T path can be derived. The amphibolite sample 90A would have undergone pro-grade metamorphism, reaching peak pressures greater than 1.5 GPa and temperatures of 700 – 800°C. Rutile is modelled to grow coeval to garnet on a prograde path (Figure 3.9B). We suggest that apatite and allanite, for which there is no solution models, grew on the prograde path as well, as indicated by their presence in garnet. Following a protracted time at P-T conditions of ca 750°C – 1.6 GPa, as indicated by the homogeneous garnet composition profiles, the amphibolite followed a near isothermal decompression path (green arrow, Figure 3.9D) from 1.8 to 1.2 GPa, during which titanite growth occurred. The observed retrograde assemblage of Amp-Cpx-Grt-Pl-Ttn (field (3), Figure 3.9A) indicates that most of the retrogression occurred in a P-T range of 1.0 – 0.7 GPa and 700 - 500°C. However, this late part of the P-T path remains unconstrained by independent thermobarometry and warrants further study of the SD.

### **3.6.6 Geochronology**

#### **3.6.6.1 Titanite Rare Earth element profiles**

94 spots from eight grains were analyzed for trace elements and U-Pb isotopic composition in amphibolite sample 90A. Titanite grains present a negative  $Gd_{CN}/Yb_{CN}$  slope, indicative of a depletion in HREE. Rare earth element profiles (Figure 3.10A) indicate a relative enrichment for both LREE and HREE from core to rims. This depletion is interpreted as growth after fractionation of HREE into garnet. The LREE/MREE slope is relatively flat for the rim subset, whereas it is positive for the core subset. This indicates a relative enrichment in LREE between the growth of the titanite cores and rims. We note that there is no Eu anomaly, which indicates growth in the absence of plagioclase (Garber et al., 2017; Lucassen et al., 2011; Olierook et al., 2019; Storkey et al., 2005). These profiles are compatible with titanite growth at peak-T conditions, without plagioclase and after garnet similar to high-T titanite growth documented by Kavanagh-Lepage et al. (2023) in the MIZ.

#### **3.6.6.2 Titanite in situ U-Pb geochronology**

The 94 U-Pb analyses were separated into core and rim subsets, based on the BSE brightness and geochemical composition. Data points are distributed along single isochrons (Figure 10B-C) and a ‘robust’ regression (Powell et al., 2020) through the respective subsets yields lower intercept

dates of  $987 \pm 16$  Ma ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.981$ ;  $s = 0.53$ ) and  $969 \pm 17$  Ma ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.938$ ;  $s = 0.67$ ) for the cores and rims, respectively.

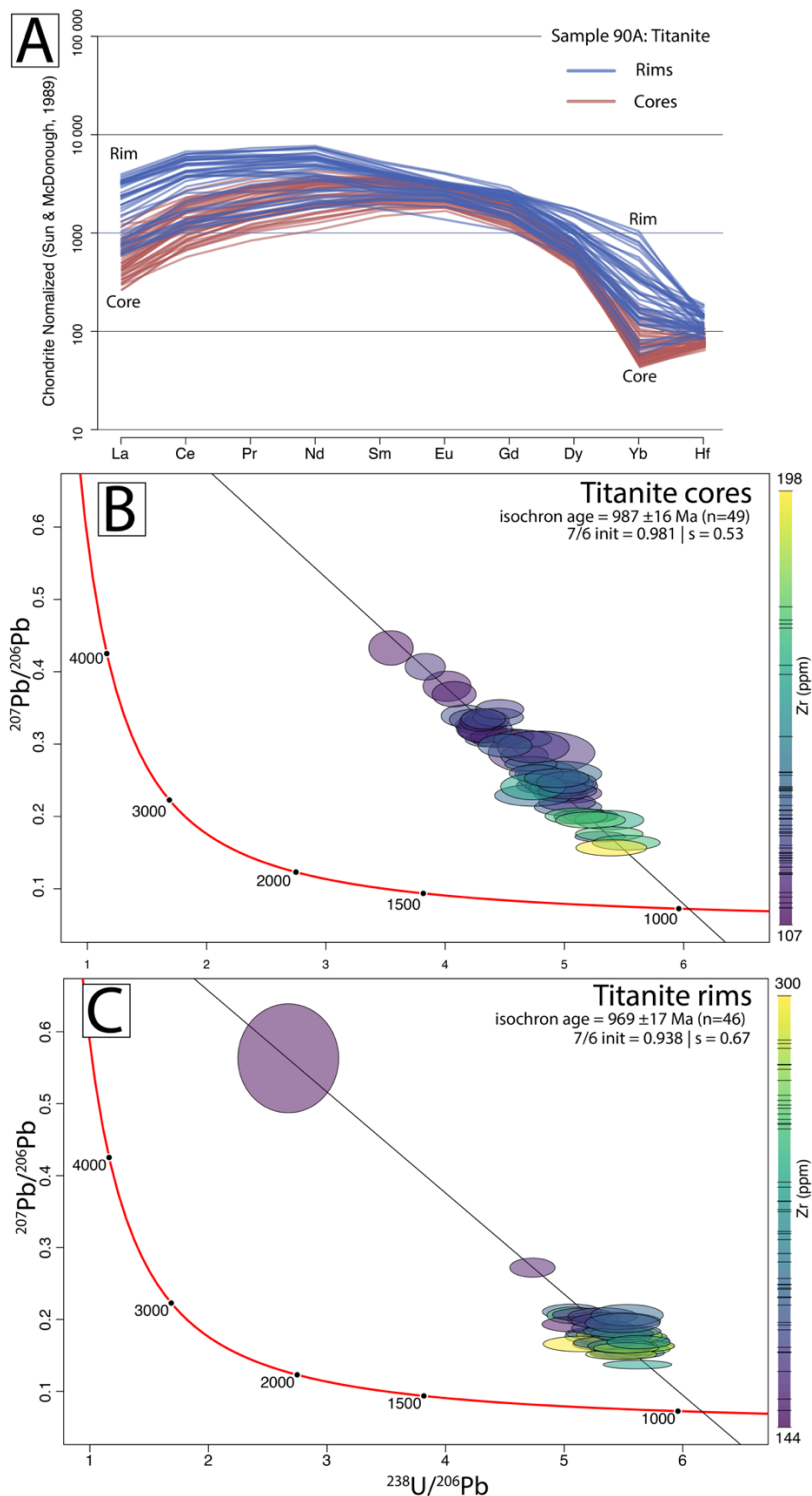


Figure 3.10. Sample 90A – In situ titanite geochronology. A) Rare Earth Elements profiles for titanite cores and rims. B) ‘Robust’ regression in Terra Wasserburg space for titanite cores C) ‘Robust’ regression in Terra Wasserburg space for titanite rims. Diagrams generated with the ChrontouR toolbox (Larson, K., 2022; DOI 10.17605/OSF.IO/P46MB).

### 3.6.6.3 Zircon geochronology

#### 3.6.6.3.1 Sample 90B

Sample 90B is a granitic dyke cross-cutting the gneissosity in the amphibolite gneiss (90A) interpreted as part of the Shabogamo domain (Figure 3.4A). There was no apparent later deformation of the dyke at the outcrop.

##### 3.6.6.3.1.1 Zircon morphology

This sample yielded a rather homogeneous set of zircon grains, and none appear to have inherited cores (Figure 3.11). They are mostly rounded stubby and faceted, with irregular to sector zoning and few grains exhibit a relatively dark CL oscillatory zoning (Figure 3.11A). Some grains have a very CL bright outer rim which crosscuts the inner zones. A total of 60 measurements were obtained on 50 grains of various sizes.

##### 3.6.6.3.1.2 Chemical composition

We studied the chondrite normalized REE profile and other trace elements to assess the origin of the zircon population. The Th/U is systematically  $< 0.1$  and yields an average of 0.05, which could suggest a metamorphic origin (Kirkland et al., 2015; Yakymchuk et al., 2018). Four spots taken from the very CL bright zones yielded a relatively low Th content (Figure 3.11A) whereas all the other spots yield both higher Y and Th. The average HREE slope  $(Lu/Gd)_{CN}$  is 22, which is typical of magmatic zircon (Rubatto, 2017). The average Eu/Eu\* is  $< 1$  but not very pronounced.

##### 3.6.6.3.1.3 U-Pb Geochronology

The CL bright – low-Th spots do not yield younger dates and are thus included in the weighted mean calculation. The  $^{207}Pb/^{206}Pb$  and  $^{206}Pb/^{238}U$  weighted means are  $989 \pm 9$  Ma (MSWD= 0.89; prob. of fit = 0.68) and  $985 \pm 18$  Ma (MSWD = 1.04; prob. of fit = 0.4), respectively. Based on the faceted morphology and their geochemical signature we suggest that zircons of sample 90B are of a magmatic nature and grew in melt prior to significant feldspar crystallization and without garnet interactions (Rubatto, 2017). We thus interpret the  $985 \pm 18$  Ma as the age of crystallisation, which is typical for late granitic dykes in the Manicouagan area, especially in the Manicouagan Imbricate Zone (Labat et al., 2020).

### 3.6.6.3.2 Sample 89B

Our second sample is from the Gagnon Terrane in the immediate footwall of the Shabogamo Domain. It is a folded quartzofeldspathic leucosome (Figure 3.4B) from a garnet bearing paragneiss and bears marks of sub-solidus deformation, with quartz grains stretched in the direction of the fold axis. A date from this folded leucosome would be a maximum age on subsolidus deformation.

#### 3.6.6.3.2.1 Zircon morphology

This sample also yielded a rather homogeneous population of zircon grains. However, there are abundant inherited cores, some of which are metamict (Figure 3.11D). These cores are overgrown by a mostly prismatic and elongated 2<sup>nd</sup> generation of zircon, suggestive of a magmatic growth. The somewhat diffuse aspect of the overgrowths is similar to the texture of zircon growth from melt reported by Rubatto (2017).

#### 3.6.6.3.2.2 Chemical composition

A total of 59 measurements were obtained on 57 grains of various sizes. Inherited cores can be distinguished from the main population of overgrowths. On Figure 10G the cores have a higher Th concentration and a Th/U > 0.1 whereas the overgrowths cluster in the center of the diagram at an average Th/U of 0.05. The main population differs greatly from sample 90B. On the REE profile, this sample has a relatively flat HREE slope (Figure 3.11E, average (Lu/Gd)<sub>CN</sub> = 5.8). The combination of relatively flat HREE slope and absence of Eu/Eu\* anomaly is commonly interpreted as zircon growth during eclogite facies metamorphism (Rubatto, 2017). From these results, we suggest that this population of zircon grew during melting at HP.

#### 3.6.6.3.2.3 U-Pb Geochronology

In addition to the overgrowth, a few inherited cores were analysed to potentially confirm the source of the leucosome. The cores yielded Archean dates (2.56—2.65 Ga) whereas the overgrowth populations yielded <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb and <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U weighted means ages of 1020 ± 15 Ma (MSWD= 1.58; prob of fit = 0.015) and 972 ± 16 Ma (MSWD = 1.04 ; prob of fit = 0.4), respectively. The presence of Archean cores is expected for zircons from the Ulamen Complex and the Gagnon

Group (Moukhsil et al., 2013). We interpret the age of the rims to represent the timing of crystallisation of the leucosomes at  $972 \pm 16$  Ma following HP metamorphism.

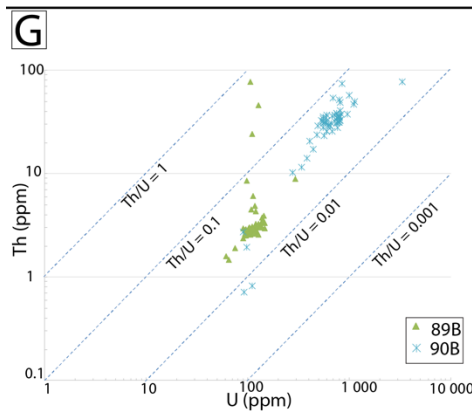
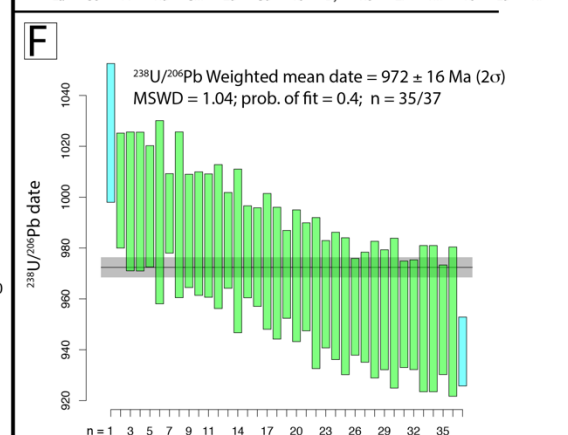
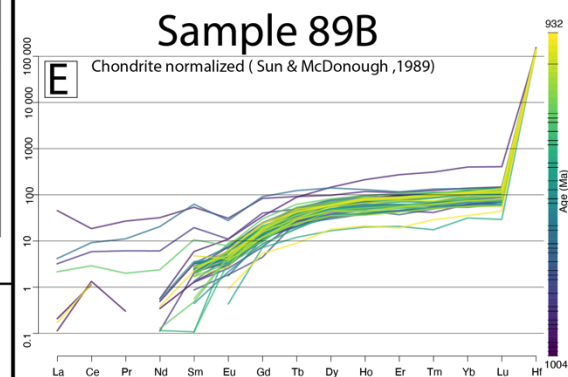
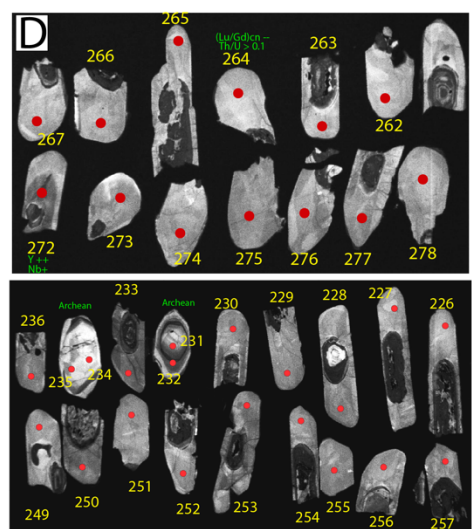
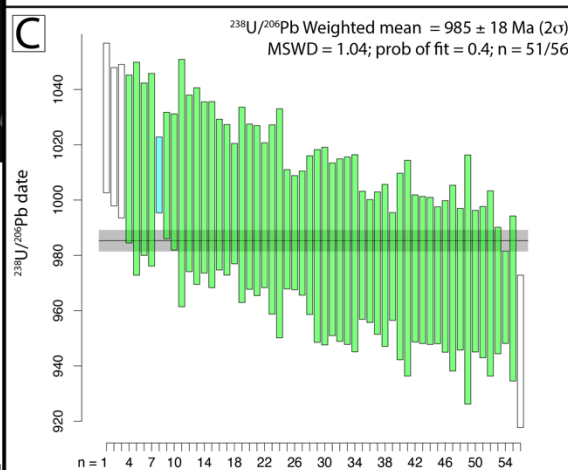
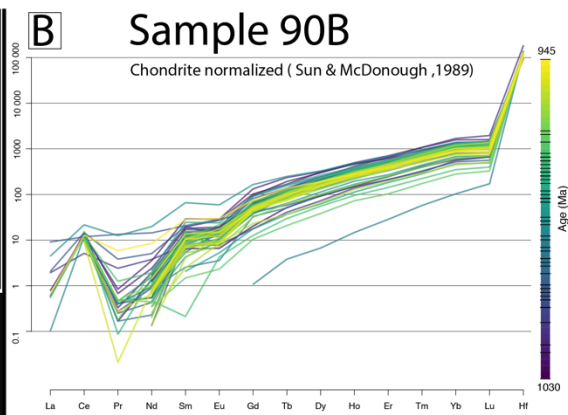
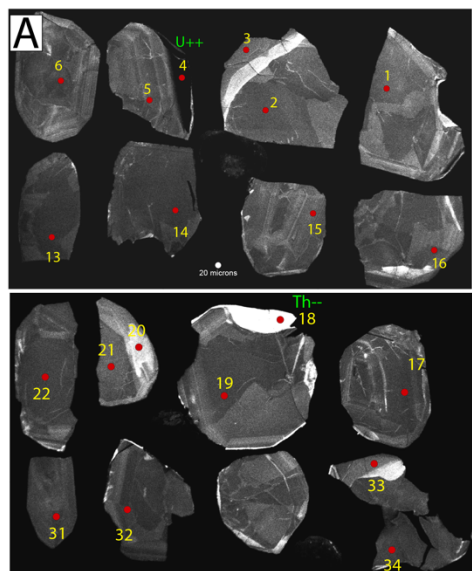


Figure 3.11. Sample 90B and 89B – Zircon geochronology. A) Morphologies of zircons analysed in sample 90B. Mostly homogeneous population. B) REE profile for zircons showing a positive HREE slope, uncorrelated to the calculated date. C)  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  weighted mean date for the zircon population of sample 90B. D) Morphologies of zircons analysed in sample 89B. Almost all grains contain an Archean inherited core. E) REE profile for zircons showing a flat HREE slope, uncorrelated to the calculated date. F)  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  weighted mean date for the zircon population of sample 89B. G) Th-U plot for sample 90B and 89B. Both sample yield Th/U ranging mainly from 0.01 – 0.1. However, sample 90B shows a greater concentration in both Th (>10 ppm) and U (> 100 ppm).

### 3.7 Discussion

#### 3.7.1 REE redistribution in a HP amphibolite

The distribution of HREE between the main phases in the amphibolite allows an interpretation of the titanite REE profiles. Titanite cores in sample 90A present a relatively LREE enriched signature compared to typical amphibolite (Storkey et al., 2005), indicative of growth exempt of competition with another LREE sink such as allanite and apatite. These cores also show a depletion in HREE. Inasmuch as garnet is the main host of HREE in a clinopyroxene-bearing garnet amphibolite (e.g. Storkey et al., 2005), such a depletion would usually be interpreted as titanite growth synchronous with or after significant garnet growth. This seems to contradict the proposed PT path that involves significant garnet breakdown prior to titanite growth (Figure 3.9). Along the proposed path from the garnet isopleth intersection in field one to field two (Figure 3.9A), phase equilibria modeling (Figure 3.9B) predicts the breakdown of ~10 vol% garnet, but also the growth of 15 vol% amphibole. Since the mass balance calculation of REE distribution in garnet-bearing amphibolite has shown that amphibole carries a significant amount of HREE (Storkey et al., 2005), it is expected that HREE would mainly be transferred from garnet to amphibole along the proposed path, such that titanite growing afterward would still be depleted in these elements. The influence of amphibole on the HREE budget may therefore explain the negative  $\text{Gd}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}}$  slope observed in titanite. The increase of HRRE from core to rim (Figure 3.10A) could easily be explained by the change in the slope of amphibole volume isopleths that become nearly isothermal in field two, which would prevent them to incorporate the HREE liberated by garnet breakdown. The increase in LREE observed from core to rim in the investigated titanite (Figure 3.10A) suggests the breakdown of a LREE-bearing mineral, perhaps allanite as suggested by the presence of allanite inclusion in titanite.

### 3.7.2 Validity of phase equilibria model

Herein, we presented results of phase equilibria modelling for an amphibolite sample, using a combination of solution models and inputs, such as water content and free O<sub>2</sub>, which affect phase stability. The validity of such modeling is evaluated by its ability to predict mineral paragenesis and their chemical composition, but also from independent determination of P-T conditions. We show a good agreement between temperature derived from modeling prediction of amphibole isopleths (interquartile range of TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) and garnet isopleths (at least 2 endmembers), as well as from those independently predicted by our OLS amphibole composition model and calculated by Zr-in-Ttn thermometry (Figure 3.9D). It is rare to obtain such good correspondence of P-T conditions derived by multiple independent methods. This, in turn, greatly enhances our confidence in all the methods.

### 3.7.3 P-T-t path

Results of thermobarometry, trace element geochemistry and phase equilibria modelling are integrated into a P-T-t path for sample 90A of the SD. The SD was subjected to metamorphic conditions reaching up to ca. 1.6 GPa and 700 – 800°C and remained for a protracted time under high-T (up to 800°C) to homogenize garnet chemical compositions (Figure 3.5). After protracted residence under high-T, the sample underwent near-isothermal decompression from approximately 1.6 GPa and 775°C to 1.2 GPa and 740°C, during which a first generation of titanite grew, yielding a ca. 987 Ma dates in their cores. The younger rims, however, may have formed until ca. 969 Ma. Crystallisation of zircons in sample 90B ca. 985 Ma, indicate a temperature of approximately 760°C at 1.0 GPa, also consistent with the P-T range of sample 90A. The final mineral assemblage identified on the model (field (3); Figure 3.9A) indicates further decompression and cooling. Our independent thermobarometers, including the OLS model predictions for amphibole, Zr-in-Ttn, amphibole TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> isopleths and vol% all support this P-T path (Figure 3.8D).

### 3.7.4 Tectonic implications

#### 3.7.4.1 Comparative P-t path

Available studies from the GT present a contrasting metamorphic history than our P-T-t path for the SD. East of the SD, Indares (1995) and Schwartz both documented a ‘hairpin’ style P-T path

for paragneisses of the GT. Importantly, garnet grains from these paragneisses preserve bell-shaped profiles associated with growth zoning (Indares, 1995). These results imply a shorter duration P-T loop, even though P-T conditions reached a maximum of 1.3 – 1.6 GPa and 700 – 800°C (Indares, 1995; Schwartz, 1998). Our geochronological results from sample 89B indicate that high-P metamorphism in the GT was occurring at ca. 970 Ma. Thus, it appears the GT underwent a relatively short, yet high-P Rigolet metamorphic event (Indares, 1995; Jordan et al. 2006).

On Figure 3.12, we compare the P-t path, for both the SD and the GT. The synchronicity implied by the dates and overlapping uncertainties of titanite rims in sample 90A and high-P zircons in sample 89B, suggests that while the SD was being exhumed, the rocks of the GT in the footwall, were being buried.

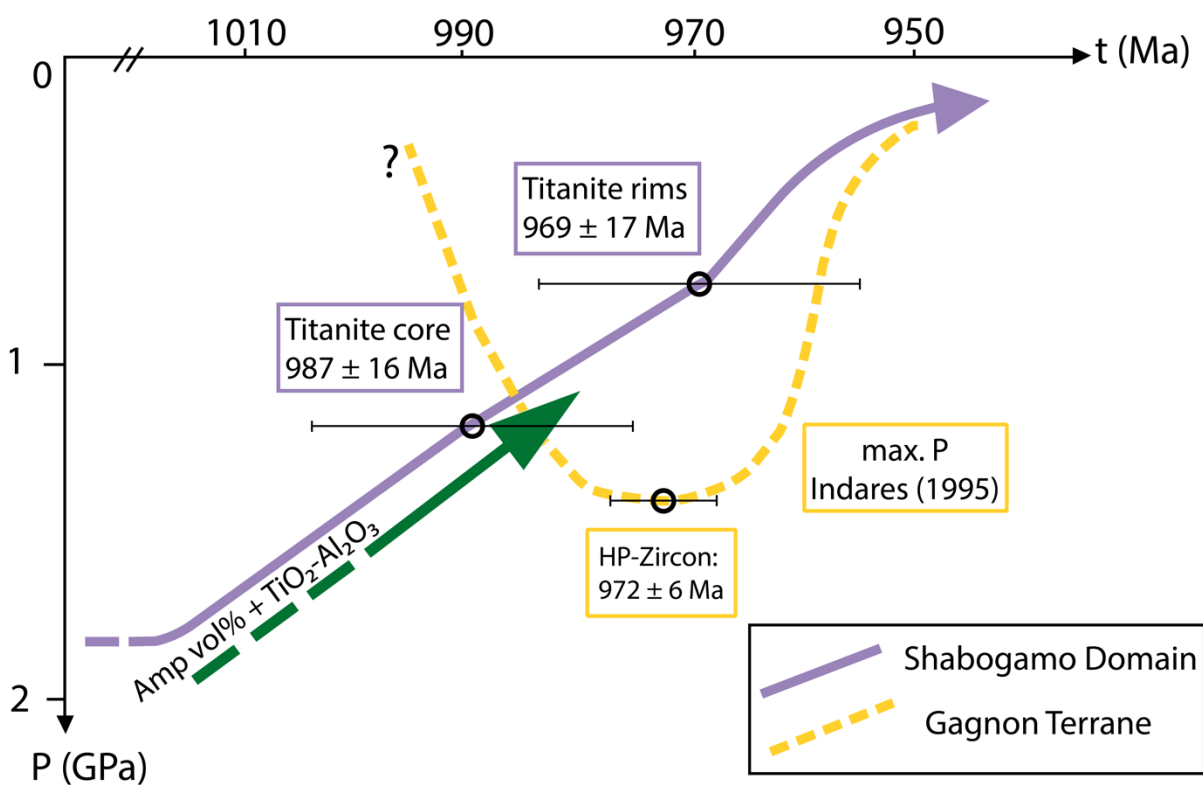


Figure 3.12. Suggested P-t path for the SD and GT during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny. In purple: Decompression path interpreted from sample 90A. More information is needed to constraint its burial path. Yellow stippled line: Composite path for the GT interpreted from results of this study and from Indares (1995).

### 3.7.4.2 Timing of deformation

Our results add data supporting that the main deformation event in the Manicouagan area of the central Grenville Province occurred during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny. In the SD, our P-T-t path indicates that HP decompression at HT took place between 987-969 Ma (Figure 3.12), which was synchronous with the end of ductile deformations, as constrained by the ~985 Ma age (Fig. 11A-C) of granitic dyke (90B) that crosscuts the gneissosity (Figure 3.4A). In the GT terrane, by contrast, the folded leucosome in which sample 89B was collected implies that deformation was still ongoing at ca. 972 Ma. All the absolute ages yield a coherent history compatible with cross-cutting relationships, but they all overlap within uncertainty and a more precise geochronological technique should be used for confirmation. Nevertheless our results suggest that the main phase of ductile deformation within the SD occurred prior to that in the structurally underlying GT, but that all deformation took place during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny.

Previous studies suggested that the main phase of deformation of the AB, including the MIZ, occurred during the Ottawa phase of the Grenvillian orogeny (see review by Indares, 2020). However, this study adds to the recent body of work (i.e., Jannin et al., 2018; Labat et al., 2020; Kavanagh-Lepage et al., 2023) that place the majority of the ductile deformation during the Rigolet rather than during the earlier Ottawa phase. Although the recorded metamorphic peak in the MIZ is Ottawa, the protracted residence time under high-T (Kavanagh-Lepage et al., 2023) and the timing of deformation (Jannin et al., 2018; Labat et al., 2020) of both the MIZ and the GT in its footwall indicate a younger tectonic evolution. Similarly, Lambert et al. (2023) documented melt-present deformation spanning close to 30 Ma for a broad section of the PB during the Rigolet. The tectonic model presented by Gervais et al. (2023) reconciles the younger deformation ages and orogenic processes by suggesting that the Grenvillian continent-continent collision occurred closer to 1030 Ma rather than ca. 1090 Ma.

### 3.7.4.3 A second high-grade nappe?

One objective of this study was to test whether the Shabogamo Domain of Jannin (2017) exists and whether it shares similarities with the well-studied MIZ. Available drill cores and outcrops seem to indicate a dominantly orthogneissic nature to the SD, as documented for the MIZ (Indares et al., 1998). The gneisses of MIZ are marked by the ubiquitous presence and abundance (up to 20

vol%) of garnet, similar to the gneiss described by Longuépée (2015) for drill core samples. In addition, both nappes share structural similarities. The ABT, in the immediate footwall of the MIZ, has a shallow dip like the lithotectonic boundary of the DS (Figure 3.2; outcrop 89). In the case of the ABT, the dip is to the NW and bears a down-dip stretching lineation (Kavanagh-Lepage et al., 2020), whereas the boundary of the DS dips to the NE and bears a NW stretching lineation. Both these shear zones present a sense of shear implying movement of the nappes towards the foreland. Labat et al. (2020) documented a strain pattern compatible with a constrictive regime for the MIZ. Although the SD remains largely unexplored, the striking similarities described herein may indicate that this second high-grade nappe may have extruded into the mid-crust synchronously to the MIZ and in similar regional strain pattern.

Herein, we described the exhumation of a high-grade nappe that shows evidence of protracted residence in the mid-lower crust. As for the MIZ, decompression textures are important, and our results yield a P-T path similar to recent results by Kavanagh-Lepage et al. (2023). This P-T path features mainly isothermal decompression from conditions of 1.8 GPa – 775  C, to 1.2 GPa (Figure 9), implying exhumation from lower to mid crustal levels. Also, the crystallisation age from leucosomes (sample 89B) in the footwall of the nappe (SD), overlaps with crystallisation ages from rocks of the overlying nappe (sample 90A, B). This type of result was also used as an important constraint on timing of deformation in the MIZ (i.e., Labat et al., 2020).

The two nappes share similarities, but one element contrasts. The MIZ preserves evidence of Ottawaan metamorphism with peak P-T conditions reached ca. 1035 (Indares et al., 1998; Kavanagh-Lepage et al., 2023), whereas, so far, data from the SD do not support Ottawaan metamorphism. Unlike the samples of the MIZ presented by Kavanagh-Lepage et al. (2023) our sample from the DS does not have another amphibolite to be compared to. Thus, we cannot rule out the possibility of U-Pb and REE decoupling in the titanite grains of sample 90A. Nonetheless, the protracted time at high-T described herein implies burial of the SD at least 30 Ma before the Rigolet phase and both nappes present evidence of exhumation during the Rigolet phase of the Grenvillian orogeny. Therefore, we suggest that results from this study support the hypothesis of Jannin (2017) for the presence and Rigolet exhumation of a second high-grade nappe in the central Grenville Province. Further investigation is warranted to fully assess the metamorphic history and litho-tectonic affinity of the SD.

### 3.7.4.4 Tectonic model

Here we assess whether the results of this study support one of the two main tectonic model suggested in the study area: orogenic wedge dynamics and ductile extrusion. As described above, the fabric at outcrop 89 strikes NW, with a shallow dip to the NE and a SE-directed stretching lineation. The orientation of these structure – perpendicular to the orogen – and the kinematics observed indicate that the SD was moving towards the foreland (Figure 3.2, Figure 3.4). An orogenic wedge is characterized by relatively steep orogen-parallel planar structures, and reverse sense shearing (Gervais & Brown, 2011), such as those described closer to the Grenville Front by van Gool et al. (2008). In contrast, ductile extrusion processes are characterized by a coherent nappe with relatively flat lying planar structures and strong lineation that record synchronous reverse and normal shearing at the base and top of the nappe, respectively. Our comparative study of the MIZ and SD suggests that the SD is a coherent nappe. The outcrops visited presented a strong, shallow-dipping LS fabric with shearing indicating SD-towards the foreland relative to the underlying Gagnon Terrane. The ‘roof’ shear zone has yet to be identified in the field. Although the scarcity of outcrops prevent us to describe thoroughly its internal structures, these structures appear more compatible with ductile extrusion than with an orogenic wedge. The P-T-t path described herein is compatible with both orogenic wedge and ductile extrusion models. The exhumation of a higher structural level (SD) coeval to burial of the lower structural level (GT), can occur in both models (Jamieson et al., 2004; Larson et al., 2013). However, the high-T signature of the SD indicates a protracted residence time in the middle crust. This last feature is compatible with either channel flow or ductile extrusion of a high-grade nappe. In addition to the geophysical evidence for a coherent nappe (NW-SE continuity and coherence of the SD, magnetic signature similar to the MIZ), we suggest that exhumation of the SD occurred through ductile extrusion. The sharp metamorphic contrast between the nappe and its footwall, the exhumation synchronous to burial of the footwall rocks and the protracted residence time at high-T are all features indicative of ductile extrusion (Gervais & Brown, 2011).

## 3.8 Conclusion

- There appears to be a striking similitude between the MIZ and the SD, marked by the presence of garnet-bearing orthogneisses, a similar geophysical signature, and metamorphic characteristics.

- We studied an amphibolite sample from the SD and described a P-T path defined by peak P-T conditions of 1.8 GPa – 775°C, followed by a near isothermal decompression to 1.2 GPa. This P-T path is guided by the integration of 4 independent thermobarometric methods: Isochemical phase diagram sections and comparison of modelled isopleths, Zr-in-Titanite, Ti-Amp, and a novel Ordinary Least Square regression model through experimental data compiled by Ernst & Liu (1998).
- Interpretation of REE profiles indicates that titanite from our sample grew at peak-T conditions, during decompression, without plagioclase and after garnet breakdown. We suggest that prior to titanite growth, the REE budget of the amphibolite was mainly buffered by the growth of amphibole.
- We conducted in situ geochronology of titanite and report two isochron ages of  $987 \pm 16$  Ma and  $969 \pm 17$  Ma for cores and rims, respectively.
- Zircon geochronology for two late-deformation samples yielded  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted means ages of  $985 \pm 18$  Ma and  $972 \pm 16$  Ma for a granitic dyke crosscutting the amphibolite of the SD and a deformed fold hinge of the underlying GT, respectively.
- The integration of these results and a comparison to the extensively studied Manicouagan Imbricate Zone led us to suggest that the Shabogamo Domain most likely shared a similar tectonic evolution to the MIZ, involving protracted residence time under mid-crustal conditions and exhumation from lower to middle crust through ductile extrusion.
- The geochronological results presented herein bring further support indicating that the main deformation phase in Manicouagan area of the central Grenville Province occurred during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny both within the allochthonous and parautochthonous belts. The results are compatible with the novel tectonic model of Gervais et al. (2023) and warrants further field-based investigation of the region supported by petrochronological studies of mafic rocks.

### 3.9 Acknowledgements

We thank M. Button and S. Shrestha who carried out LA-ICPMS and EPMA analysis at the FiLTER facilities. We also extend our thanks to the staff of the Isotope Geology Laboratory of Boise State University. This research was funded in part by the *Ministère des Ressources*

*naturelles du Québec* contribution no. 8449 – 2021-2022 – 04 under the supervision of A. Moukhsil and partially funded by an NSERC-Discovery grant RGPIN-2014-04593 hosted by F. Gervais. We thank M.A. Geraldo-Demers for constructive feedback regarding the OLS model. Lastly, we thank A. Bénard for his assistance during field work.

## CHAPITRE 4 GÉOCHRONOLOGIE RÉGIONALE

Une lacune principale dans la Province de Grenville centrale et particulièrement dans le Terrane de Gagnon exposé dans le secteur à l'étude, est le manque de données contraignant l'âge de la déformation grenvillienne. Seulement deux études antérieures ont adressé cet enjeu de manière quantitative (e.g. Jannin (2017); Labat et al. (2020)). Cependant, pour l'étude de 2017, les résultats proviennent d'un secteur situé à plusieurs centaines de kilomètres au SO du secteur de la présente étude, ce qui limite les interprétations directement applicables. Pour la deuxième étude de 2020, un seul échantillon a été décrit dans le Terrane de Gagnon, dans le mur de l'ABT et de la MIZ.

Dans le but de contraindre quantitativement l'évènement tectono-métamorphique Rigolet, plus spécifiquement, l'âge de la déformation, la datation isotopique U-Pb sur zircon a été effectuée. Cette méthode est identique à celle présentée dans l'article du chapitre précédent : *Titanite petrochronology, phase equilibria modelling and the role of amphibole during decompression of high-P mafic rocks: Insights from the Shabogamo Domain, central Grenville Province*. Les résultats du chapitre précédent sont ici supplémentés par l'addition de résultats pour trois échantillons et par des résultats de calculs thermobarométriques « Ti-in-Zircon ».

### 4.1 Méthode

#### 4.1.1 Méthodes de terrain

Les échantillons sélectionnés pour l'étude géochronologique devaient respecter quelques critères. Deux indices clés ont été notés sur le terrain, soit la chronologie relative (i.e. pré, syn ou tardi-déformation) et l'état à laquelle s'est fait la déformation (i.e. à l'état solide ou partiellement fondu). Ces critères se sont révélés très utiles dans la Province de Grenville centrale (e.g. Labat et al., 2020; Jannin et al., 2018) et occidentale (e.g. Lambert, 2022) pour contraindre la déformation. De plus, tel que présenté par Labat et al. (2020), les unités litho-tectoniques du secteur, soit la MIZ et le Terrane de Gagnon, peuvent être différenciées sur le terrain en partie grâce à l'état à laquelle s'est fait la déformation.

#### 4.1.2 Datation isotopique U-Pb sur zircon

Les échantillons récoltés ont été soumis au laboratoire du « Boise State University » en Idaho, aux États-Unis. Le protocole de laboratoire est décrit dans l'article 2, au chapitre précédent. La stratégie d'interprétation de résultats de géochronologie suit les suggestions de Spencer et al.

(2016). Les datations obtenues sont présentées soit sous forme de moyenne pondérée ou encore de diagramme Concordia. Le traitement des données géochronologique suit les bonnes pratiques présentées par Horstwood et al. (2016) et les datations incluent la propagation d'incertitude systématique du laboratoire. Le système isotopique  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  est globalement plus précis que le système  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  pour des datations d'âge méso à néoprotérozoïque, soit environ 1% d'incertitude contre 2% d'incertitude, respectivement avec la méthode LA-ICPMS (Gehrels, Valencia, & Ruiz, 2008; Košler et al., 2013). Les résultats géochronologiques U-Pb sur zircon sont ainsi présentés ici pour le système  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Il faut noter qu'une incertitude de 1% pour l'orogénèse grenvillien est de près de 10 Ma. Ainsi, la précision de la méthode LA-ICP-MS demeure un facteur limitant à l'interprétation géologique des résultats, particulièrement lorsque deux datations sont quasi-identiques.

### 4.1.3 Thermométrie « Ti-in-Zircon »

Afin de jumeler les datations zircons à des conditions P-T au moment de la cristallisation, la thermobarométrie « Ti-in-Zircon » a été effectuée. Les calculs sont effectués selon la calibration d'Hofmann et al. (2014). Cette calibration inclue un terme de pression (équation 4.1).

Équation 4.1

$$\ln(\text{Ti ppm})^{zrc} + \ln(a_{\text{SiO}_2}) - \ln(a_{\text{TiO}_2}) = A_1 + A_2/T + A_3 (P - 1)/T$$

Les calculs avec cette équation requièrent quelques suppositions, soit : l'activité en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  et la pression. Ici, des valeurs de 1 et 0,5 ont été assumées pour  $a_{\text{SiO}_2}$  et  $a_{\text{TiO}_2}$ , respectivement, selon les recommandations de Schiller & Finger (2019). Les paramètres  $A_1$  à  $A_3$ , sont fournis dans la publication d'Hofmann et al. (2014). Dans le secteur du TG où les échantillons ont été pris, soit près du Mont-Reed, le paroxysme du métamorphisme grenvillien aurait atteint près de 800°C et 1,5 GPa (Klein, 1978; Indares, 1995; Beaudry, 2023). Les résultats des moyennes bornées par 2 fois l'erreur type (« standard error of the mean »), sont représentés dans l'espace P-T.

## 4.2 Observations et interprétation de terrain

### 4.2.1 Affleurement 19CK2033 – L'ABT

L'affleurement 19CK2033 se retrouve sur le linéament géophysique marquant le tracé de l'ABT (Figure 4.1; modifié de Kavanagh-Lepage et al., 2020) et représente une zone de cisaillement majeure. À cet affleurement, l'intensité de la déformation varie spatialement, et augmente du SE

au NO. Dans la partie faiblement déformée, on retrouve un gneiss mafique, composé de bandes d'amphibolites et de niveaux leucocrates de composition granitique à tonalitique (Figure 4.2 A). Certains niveaux présentent des reliques de métamorphisme de haute pression et des textures de décompression (Figure 4.2 B), tels que des boudins mafiques avec des grenats couronnés de plagioclases et d'amphibole en surcroissance de clinopyroxène. Puis, dans la partie fortement déformée, un rubanement mylonitique transpose toutes les structures. Cette fabrique penne faiblement vers le NO et présente une linéation d'étirement en aval-pendage. Un indicateur cinématique observé (transposition de quartz en grain de riz) dans un plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation indique un mouvement du toit « normal-vers-le-NO » (Figure 4.3). Ceci suggère un mouvement relatif de la MIZ vers l'avant-pays.

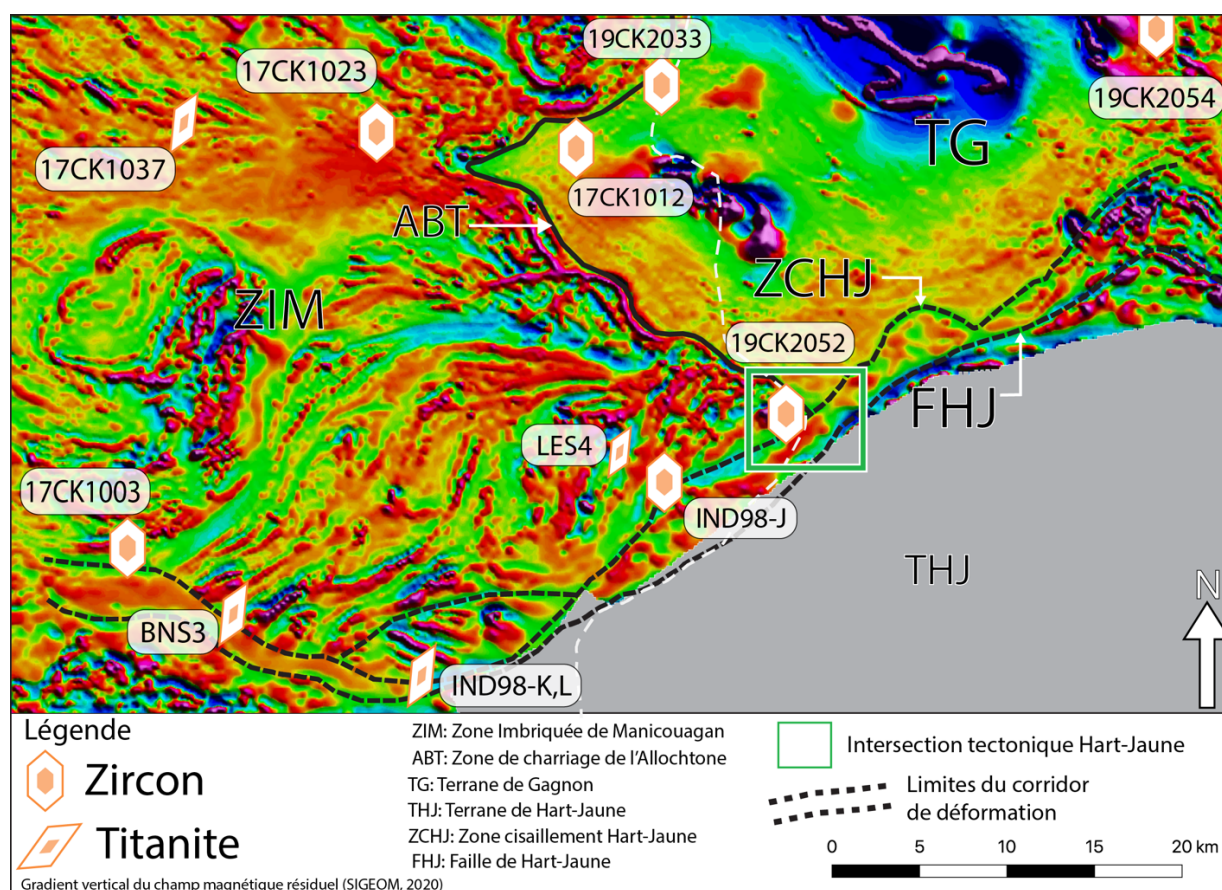


Figure 4.1. Carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel centré sur l'intersection tectonique Hart-Jaune. Noter le contraste de signature magnétique entre la MIZ et le TG. Les affleurements 2033 et 2052 discutés ci-après se retrouvent sur le linéament magnétique correspondant à l'ABT.

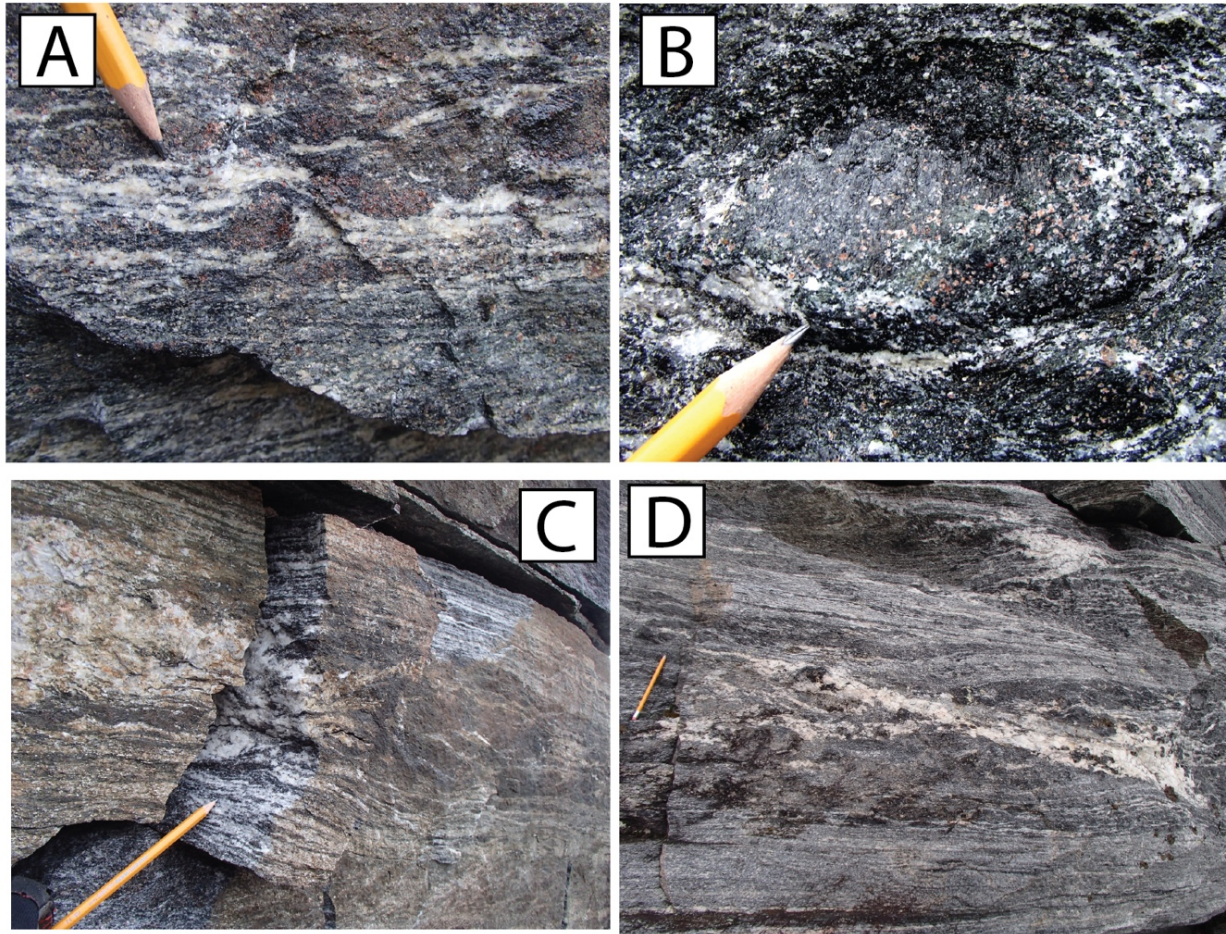


Figure 4.2. A) Affleurement 19CK2033. Boudins mafiques restitiques. Ces boudins sont inclus dans le rubanement tonalitique de première génération. B) Aperçu d'un boudin avec Cpx-Grt-Amp. L'abondance d'amphibole indique une rétrogression importante C) Matériel tonalitique de première génération concordant à la gneissosité. D) Le même matériel tonalitique est discordant par endroit. Toutes ces injections sont interconnectées.

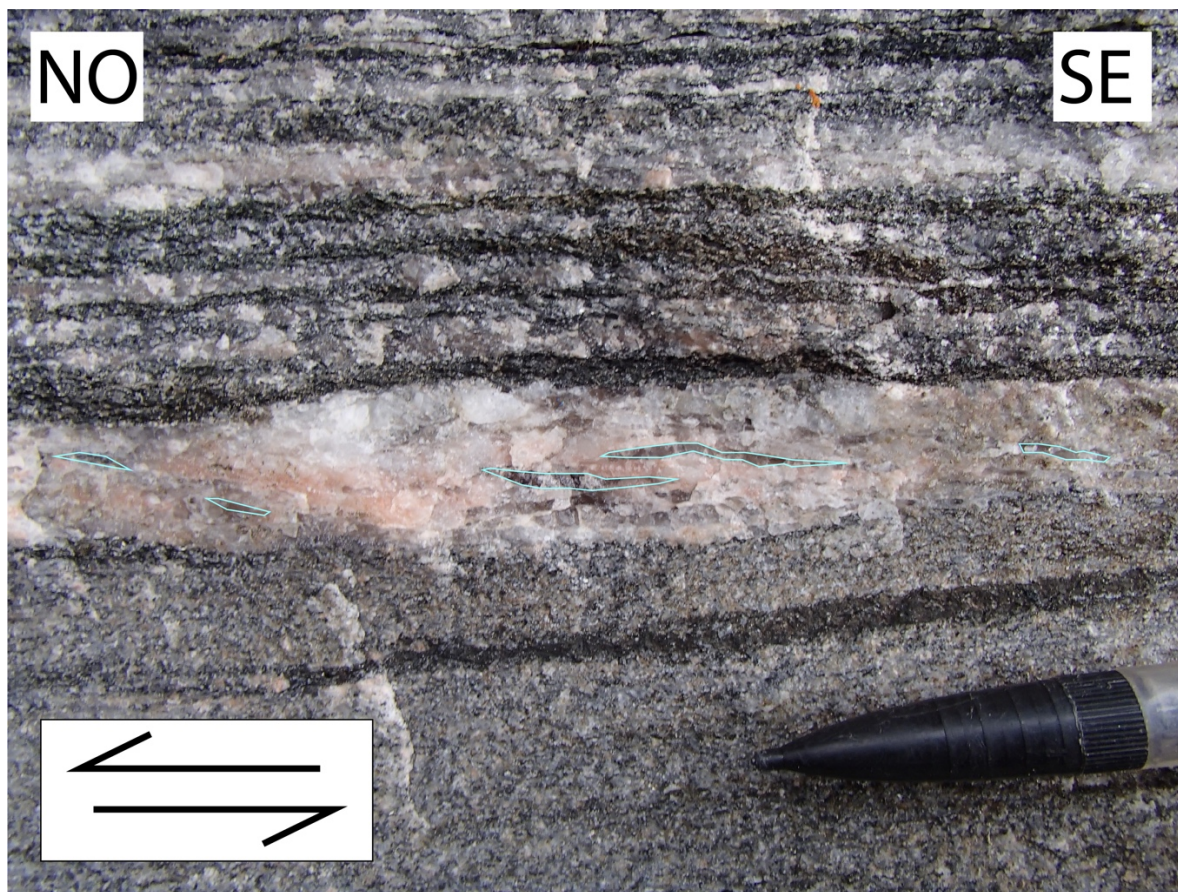


Figure 4.3. Affleurement 19CK2033. Étirement et transposition de grains de quartz dans une veine granitique parallèle au rubanement mylonitique. Indicatif d'un mouvement du toit vers le NO

La zone de cisaillement comporte trois générations d'intrusion granitique permettant de contraindre temporellement la déformation. La première génération de composition tonalitique à granitique, est concordante à discordante avec la gneissosité de l'amphibolite (échantillon 2033B3; Figure 4.2 C-D). Cette même intrusion est progressivement transposée dans le rubanement mylonitique (Figure 4.2D) et s'est donc mise en place pré-déformation ductile. La deuxième est un leucogranite syn-déformation ductile recoupant la foliation principale tout en étant entraîné dans celle-ci. Ces intrusions leuco-granitique ne forment que des bandes minces (1-5 cm) et n'ont pas été échantillonnées (Figure 4.3 et 4.4B). La troisième génération est tardi- à post-déformation ductile et est le locus de déformation cassante tardive (Figure 4.4 A-D). Cette déformation tardive est cataclastique et est accompagnée d'un placage de chlorite (Figure 4.4 C-D). La partie granitique rosée de cette cataclasite a été échantillonnée pour datation (2033B2).

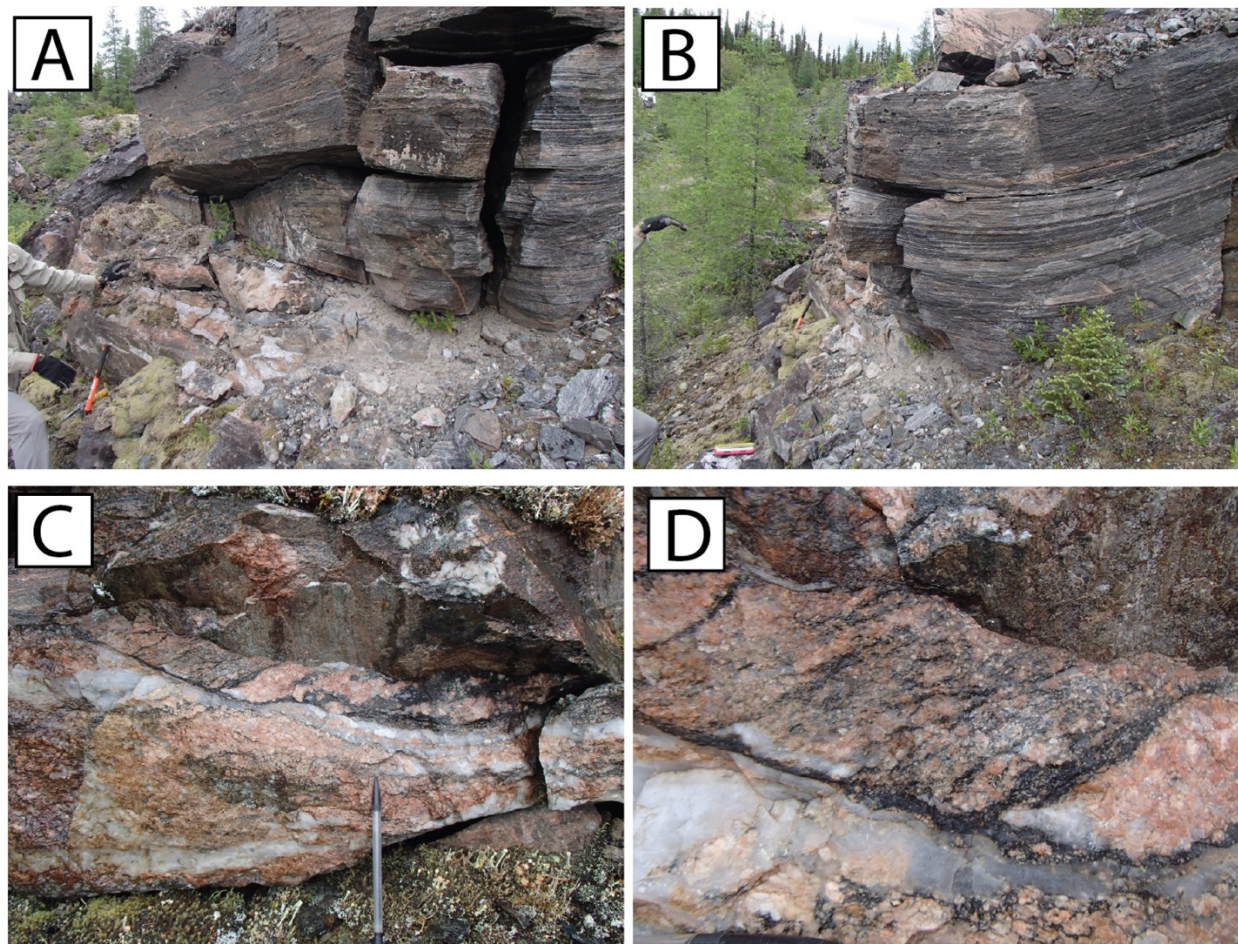


Figure 4.4. A et B) Affleurement 19CK2033. Vues perpendiculaires du dyke granitique recoupant le rubanement mylonitique (échantillon 2033B2) C et D) Vue du dyke et agrandissement montrant la texture cataclasique

#### 4.2.2 Affleurement 19CK2052 – Intersection tectonique Hart-Jaune

Cette localité se situe à l'intersection des linéaments magnétiques formée par la MIZ, le TG et le THJ (Figure 4.1). Deux zones de cisaillements d'importances se recoupent à cet endroit, soit l'ABT et la Zone de Cisaillement Hart-Jaune (ZCHJ). L'ABT à cet endroit est orientée NO-SE et de pendage moyen à faible vers l'ouest, tandis que la ZCHJ est orientée ENE-OSO et de pendage moyen à fort vers le SE. Sur ce segment de l'ABT, Kavanagh-Lepage et al. (2020) ont identifié un mouvement du toit vers le NO, soit de la MIZ vers l'avant-pays. Indares et al. (1998) ont quant à eux identifié un mouvement normal-vers-le-SE le long de la ZCHJ. La ZCHJ recoupe l'ABT à cette intersection tectonique (Figure 4.5; Kavanagh-Lepage et al., 2020).

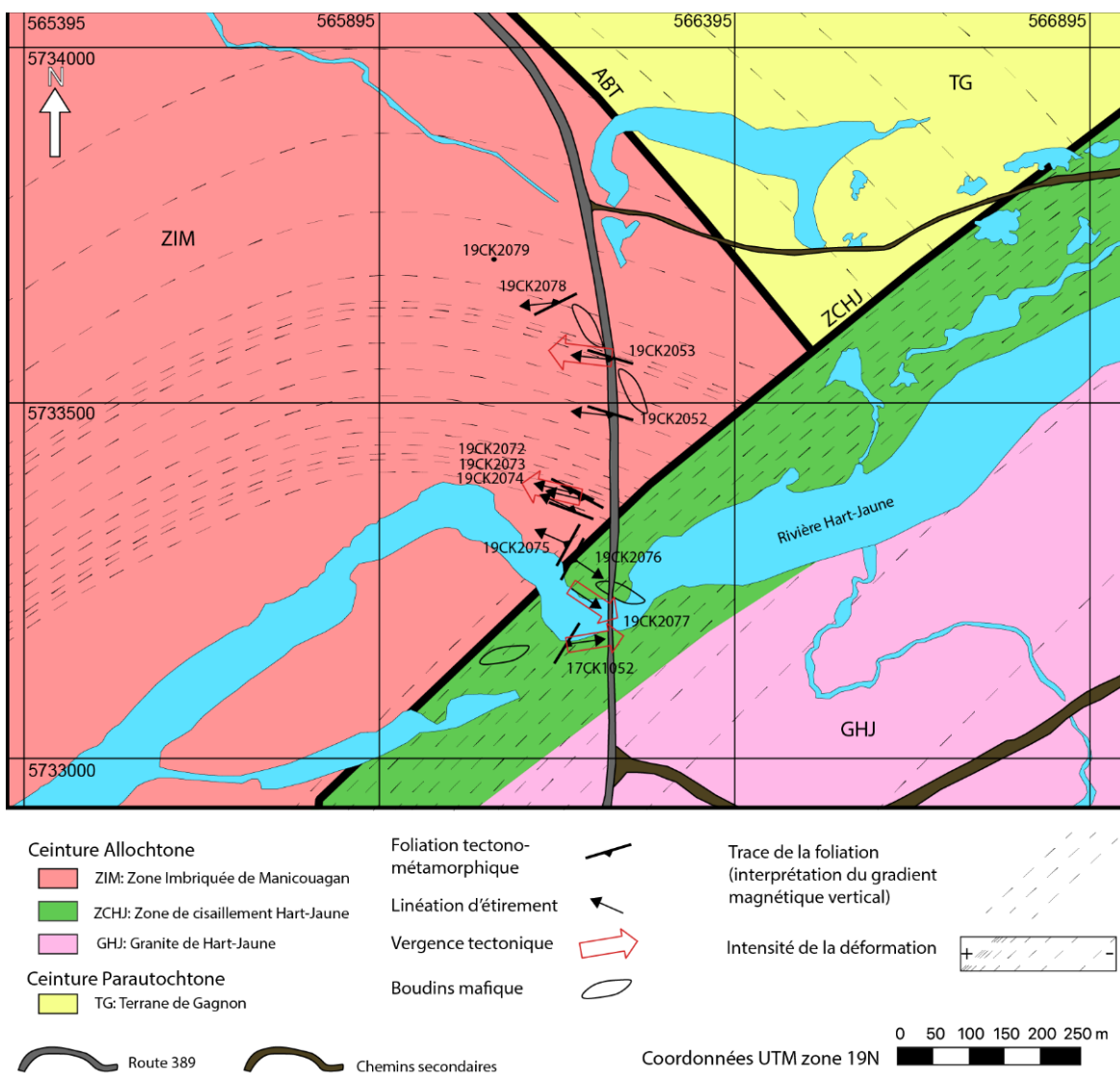


Figure 4.5. Carte synthèse de la déformation observée à l'intersection tectonique Hart-Jaune. Tiré de Kavanagh-Lepage et al. (2020)

Parmi la dizaine d'affleurements observés dans ce secteur, le 2052 présente une section le long de route 389. Cet affleurement se retrouve dans la MIZ – dans le toit de l'ABT – et expose une injection granitique rosée, massive et tardi-déformation (Figure 4.6A) recoupant le rubanement mylonitique d'un orthogneiss (Figure 6B). L'orthogneiss comporte également des boudins de roches mafiques transposés dans le plan de foliation (Figure 4.6B). L'étude de l'orthogneiss a révélé une population de zircon d'âge Mésoprotérozoïque ca. 1600 Ma (Beaudry, 2023). L'intersection tectonique expose aussi des enclaves de gabbro d'échelle métrique boudinées (Figure 6C) ainsi qu'un leuco-gabbro à amphibole déformé en L-tectonite où la linéation minérale

est marquée par l'orientation des amphiboles (Figure 4.6D). Dans la section suivante, les résultats de datations du granite tardif sont présentés.

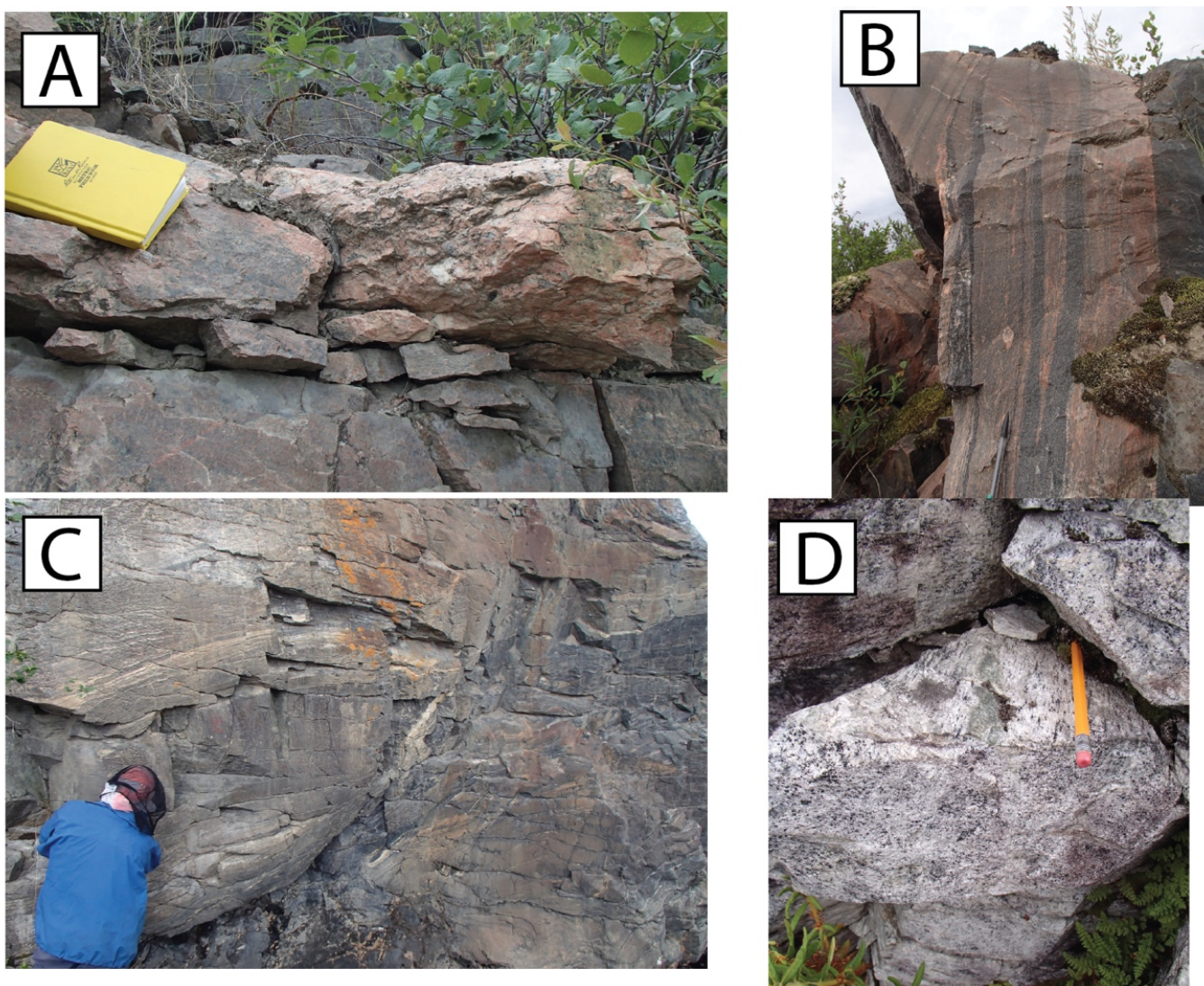


Figure 4.6. A) Affleurement 19CK2052. Granite rosé massif et tardi-déformation échantillonné pour l'étude géochronologique. B) Affleurement 19CK2052. Orthogneiss avec rubanement mylonitique. En noir, enclave mafique transposée formant un pli isoclinal. C) Boudinage d'un corps de gabbro dans la ZCHJ. D) Leuco-gabbro en L-tectonite, défini par des amphiboles formant une linéation minérale proéminente

### 4.3 Résultats géochronologiques de zircons

Les résultats de l'étude géochronologiques des 3 échantillons comprennent une discrimination morphologique, géochimique et géochronologique. L'interprétation des datations est ensuite présentée.

### **4.3.1 Échantillon 2033B3**

#### **4.3.1.1 Morphologies**

Les zircons recueillis de l'échantillon 2033B3 sont de morphologie plutôt homogène. Les grains présentent une brillance moyenne en cathodoluminescence (CL) (Figure 4.7). Cette population comprend des grains de forme prismatique avec extrémités subarrondies et des grains plus trapus de type « soccerball », à zonation sectorielle (Corfu et al., 2003). Les grains prismatiques autant que ceux « soccer ball » présentent des faces cristallines. La majorité des grains récoltés ne comporte pas de cœur hérité. L'étude morphologique indique une seule génération de croissance de zircon pour cet échantillon.

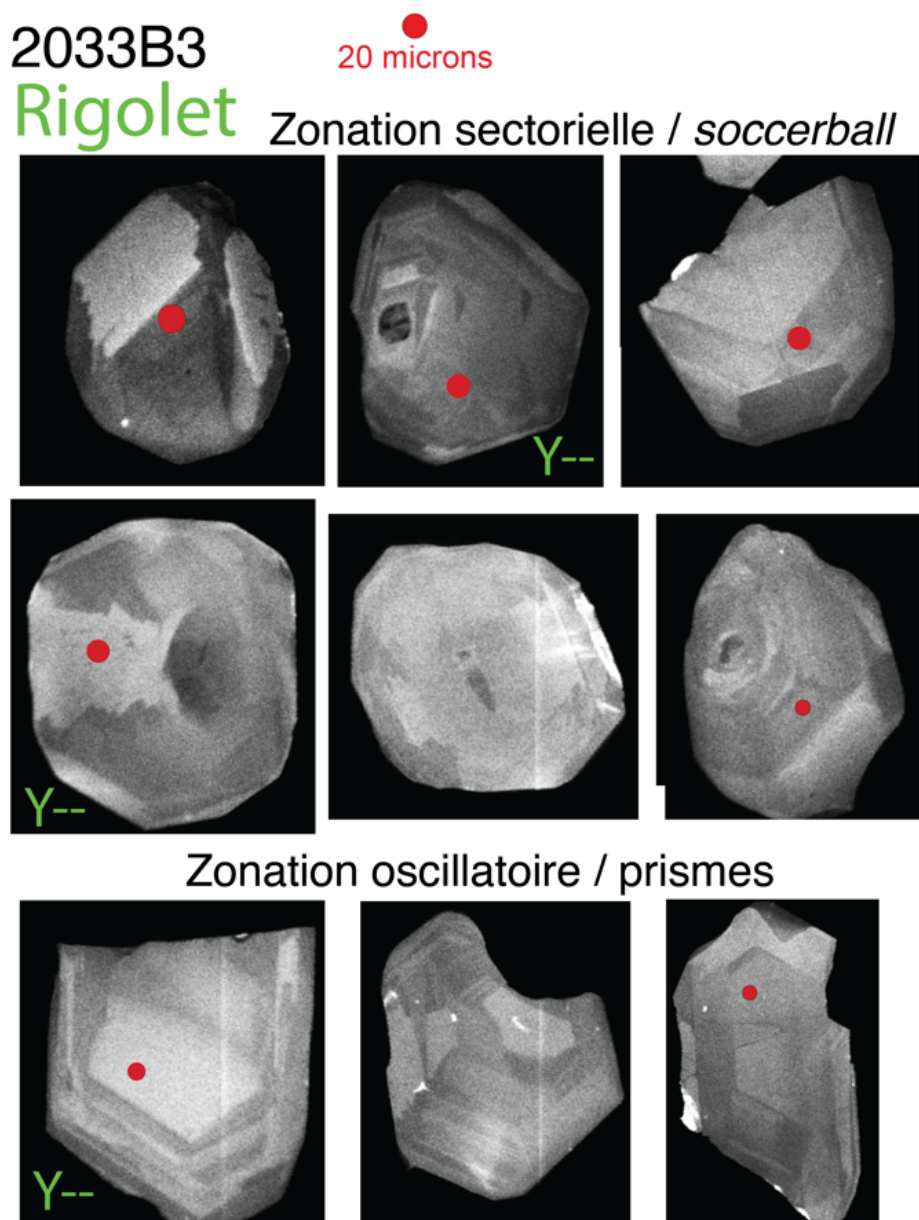


Figure 4.7. Morphologies et zonations des zircons de l'échantillon 2033B3. Noter la présence de faces cristallines et l'absence de cœurs hérités.

#### 4.3.1.2 Géochimie

En plus de la morphologie, les signatures géochimiques des zircons, telles les concentrations d'U et Th, sont utilisées pour inférer l'origine d'un zircon (e.g. Yakymchuk et al., 2018). Pour cet échantillon, les concentrations varient entre 31 – 228 et 0,7 – 2,0 ppm pour l'U et le Th, respectivement. Cette population présente un ratio Th/U moyen de 0,02 (Figure 4.8), soit inférieur

à 0,1, une valeur seuil sous laquelle les zircons sont typiquement d'origine métamorphique (Yakymchuk et al., 2018).

L'étude des éléments des terres rares (ETR) dans les minéraux accessoires permet de mettre en relation ces derniers avec des minéraux métamorphiques importants tel le grenat. Ici, l'Y et le Gd sont utilisés comme proxy pour les ETR lourds (ETRL) et les ETR moyens (ETRM). Dans le cas des zircons de cette étude, l'Yttrium, le profil de ETR et la pente ETRL/ETRM ont été étudiés. La pente ETRL/ETRM est calculée à l'aide des concentrations d'Ytterbium (ETRL) et de Gadolinium (ETRM), normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989). La concentration moyenne d'Y est de 89 ppm, et la pente moyenne Yb/Gd est inférieure à 10 (Figure 4.9) soit relativement plane. Ces mesures indiquent que cette population de zircon ne semble pas enrichie en ETRL ni en Y. Une croissance après le fractionnement des éléments compatibles dans le grenat permet généralement d'expliquer ce type de profil ETR (Rubatto, 2002). De plus, sur le profil ETR (Figure 4.10), l'anomalie négative  $\text{Eu}^*$ , typiquement associé à la co-existence de feldspath lors de la croissance (Kimata, 1988), est peu prononcée. L'absence d'une anomalie  $\text{Eu}^*$  prononcée peut indiquer une croissance subsolidus au faciès des éclogites (Rubatto, 2002), ou encore une croissance supra-solidus anté- cristallisation du liquide de fusion partielle (Rubatto et al., 2009). Ainsi, ces deux caractéristiques – la pente plane et la faible anomalie  $\text{Eu}^*$  - indiquent probablement une croissance du zircon lors de métamorphisme haute pression, après la croissance du grenat et avant la cristallisation du feldspath (Rubatto, 2002; Rubatto, 2017).

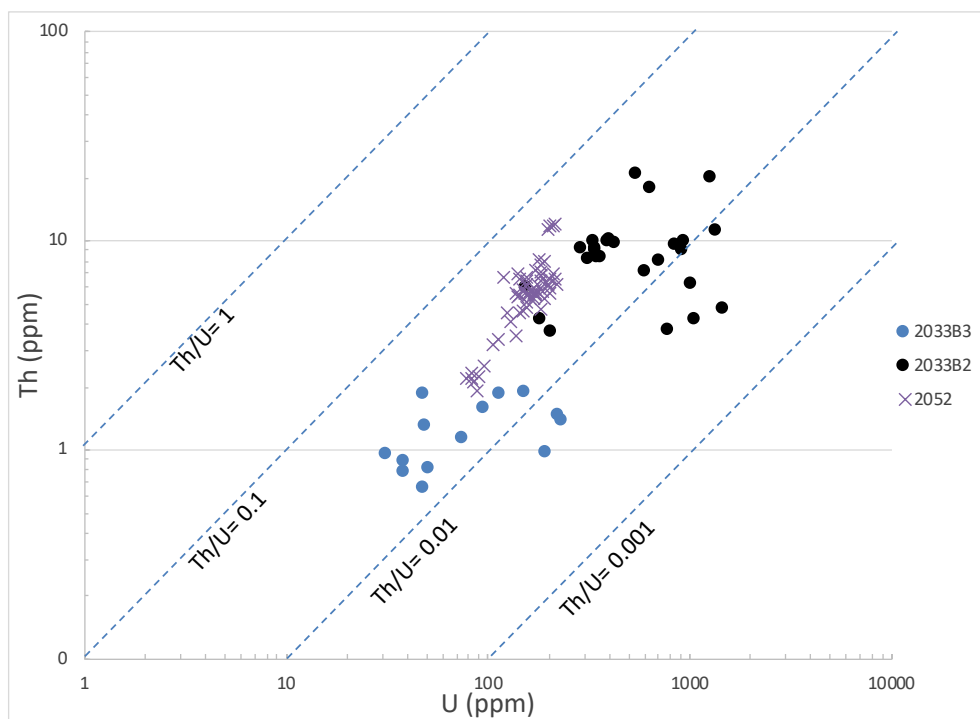


Figure 4.8. Concentrations Th et U mesurées dans les zircons des échantillons 2033B3, 2033B2 et 2052.

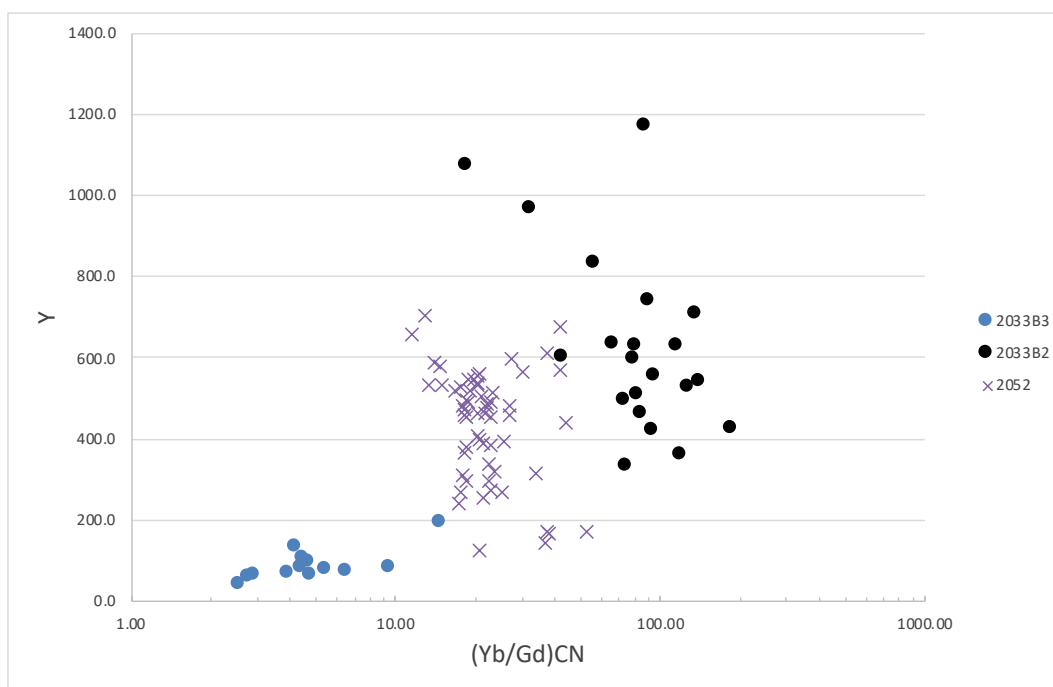


Figure 4.9. Diagramme bivarié de la concentration mesurée d'Y versus la pente Yb/Gd pour les analyses des échantillons 2033B3, 2033B2 et 2052.

# Échantillon 2033B3

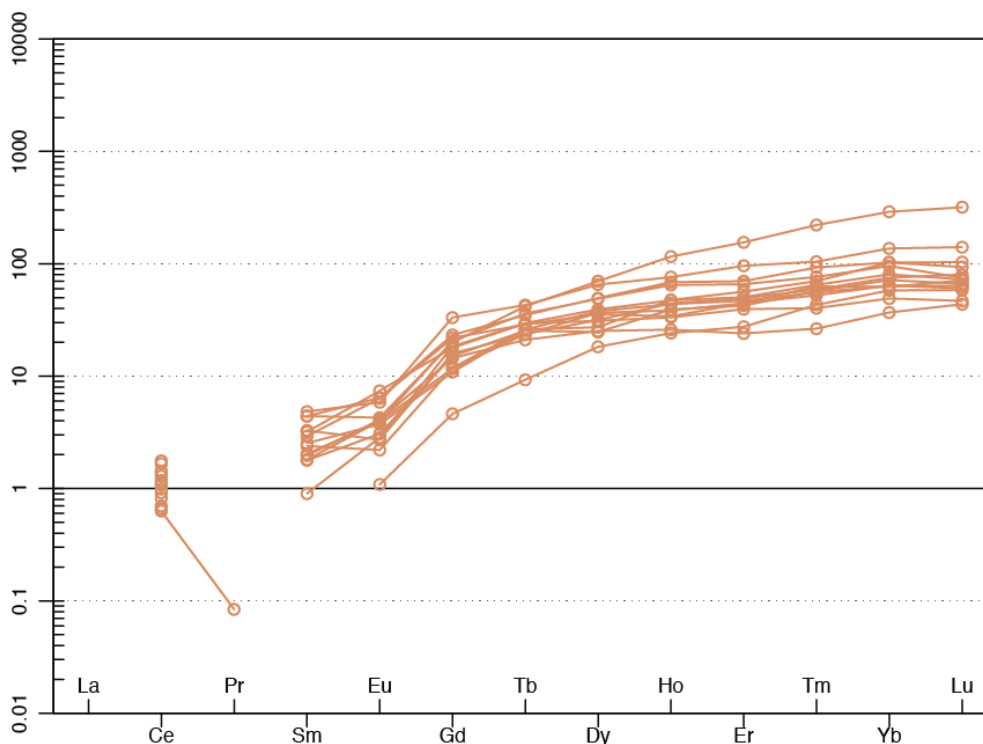


Figure 4.10. Profile des Terres Rares normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) pour l'échantillon 2033B3.

### 4.3.1.3 Thermobarométrie

La distribution des concentrations Ti de cette population est uniforme, soit entre 2,30 et 4,88 ppm, pour une valeur moyenne de 3,40 ppm (Figure 4.11A). Les résultats de calculs thermobarométrique « Ti-in-zircon » indiquent une température moyenne de  $768 \pm 33$  °C, assumant une pression de 1,0 GPa (Figure 4.11B).

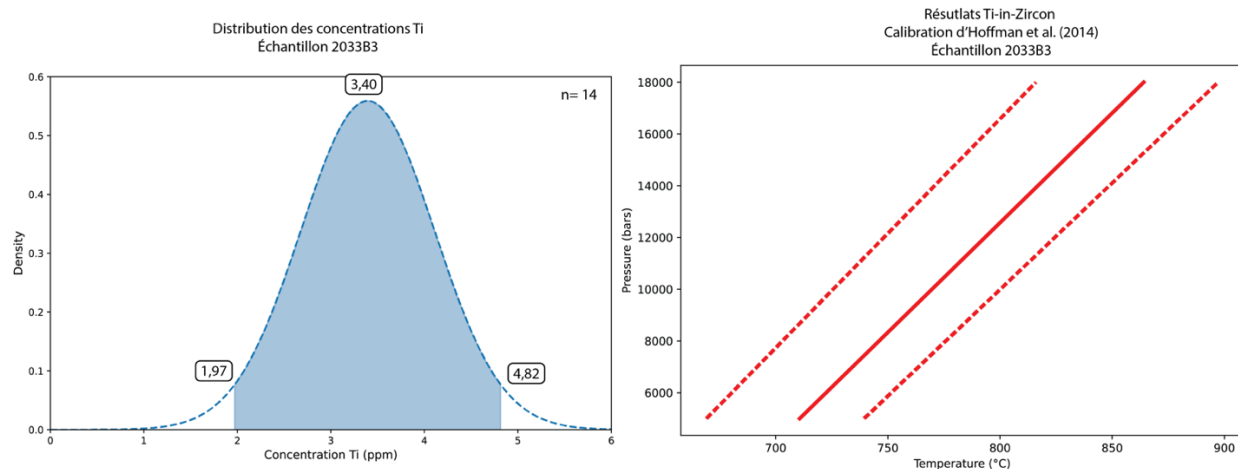


Figure 4.11. A) Courbe de distribution des concentrations de Ti mesurées dans l'échantillon 2033B3. Noter que les valeurs présentées sont la moyenne  $\pm 2$  écart-types. B) Résultats de calculs Ti-in-Zircon selon la calibration d'Hoffman et al. (2014) pour une distribution de pression de 0,5 – 1,8 GPa (5000 – 18 000 bars).

#### 4.3.1.4 Datation

Les mesures isotopiques U-Pb pour cet échantillon s'avèrent uniformes également. Les points d'analyses non corrigés sont groupés sur la ligne Concordia (Figure 4.12A) et seulement deux mesures ont été exclues de la population en raison de leur discordance supérieure à 10%. Une moyenne pondérée de  $984 \pm 20$  Ma (MSWD = 1,6;  $p(\chi^2)=0,1$ ) a été obtenue pour cet échantillon (Figure 4.12B).

L'interprétation de cette date requiert l'intégration des observations de terrain. Cet échantillon de matériel tonalitique est concordant à discordant avec la gneissosité, et des reliques de métamorphisme haute pression tel des boudins mafiques à Cpx-Grt y sont inclus. Ainsi, il est probable que ce matériel soit en fait le produit (néosome) de la fusion partielle à haute pression de la roche hôte. Les zircons se seraient formés avant la cristallisation du plagioclase, acquérant ainsi leur signature ETR avec une anomalie  $Eu^*$  faible. Les ETRL auraient préalablement été séquestrés dans le grenat, qui est encore visible dans les boudins mafiques (restite). Il est important de rappeler que cet échantillon ne comporte peu d'évidence de déformation sub-solidus. Donc, la datation de ca. 984 Ma obtenue pourrait en fait contraindre l'âge maximal de la déformation de ce gneiss.

## Échantillon 2033B3

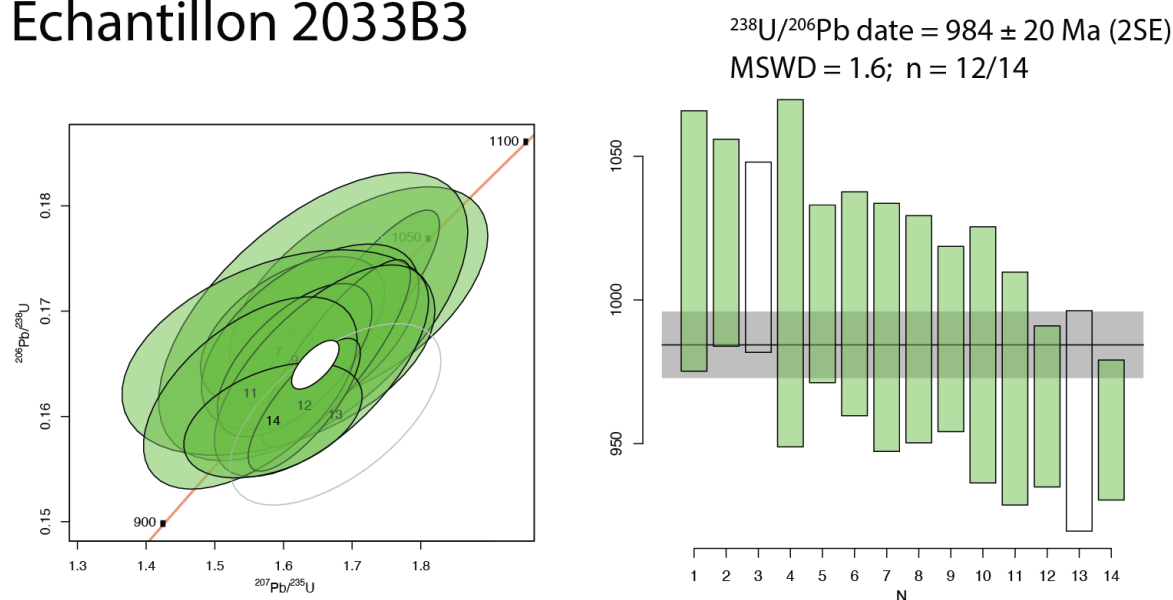


Figure 4.12. A) Diagramme Wetherill et centroïde calculé avec IsoplotR (Vermeesch, 2018). Les données discordantes à plus de 10% du Concordia sont retirées du calcul de moyenne pondérée. B) Moyenne pondérée calculée pour l'échantillon 2033B3.

### 4.3.2 Échantillon 2033B2

#### 4.3.2.1 Morphologies

La morphologie des zircons prélevés dans cet échantillon de granite rosé tardi-déformation diffère de ceux de l'échantillon 2033B3. Multiples zircons présentent des cœurs hérités. Ces cœurs sont de moyenne à forte brillance CL et présentent une zonation oscillatoire à forte brillance CL bien définie (Figure 4.13). Les cœurs hérités montrent des signes de résorptions (Figure 4.13) et des formes arrondies pouvant indiquer une origine détritique.

La zone de croissance principale pour ces zircons est de moyenne à faible brillance CL (Figure 4.13) et d'apparence diffuse (« patchy »). Un seul grain montre une zonation oscillatoire distincte pour cette zone, tandis que la majorité montre plutôt une zonation sectorielle, avec peu de contraste entre secteurs (Figure 4.13). Certains grains ont une zonation externe à très faible brillance CL (Figure 4.13). Cette dernière zone est toutefois trop étroite pour un point d'analyse LA-ICP-MS et n'a pas été caractérisée. Enfin, les zircons de cet échantillon sont de forme sub-automorphe, parfois retrouvés en fragments seulement. Il n'y a pas de type « soccerball » comme dans l'échantillon

2033B3. À partir de ces distinctions, les cœurs hérités et la zone interne principale ont été sélectionnés pour l'analyse.

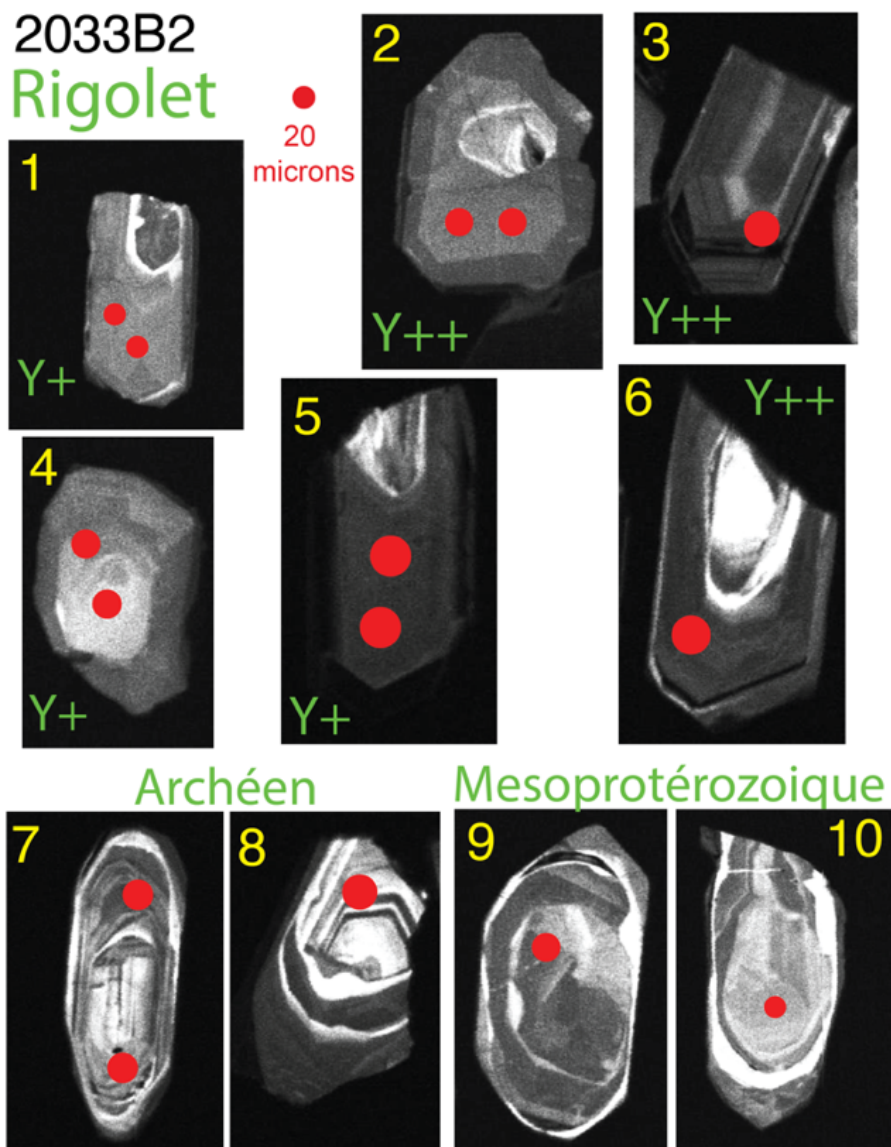


Figure 4.13. Morphologies et zonations des zircons de l'échantillon 2033B2

### 4.3.2.2 Géochimie

Pour la zonation interne principale des zircons de cet échantillon, les concentrations varient entre 154 – 1448 et 4 – 21 pour l'U et le Th, respectivement. Malgré ces hautes concentrations, le ratio Th/U moyen est de 0,02 (Figure 4.8), tout comme pour l'échantillon B3.

La signature en ETR normalisé indique une concentration générale plus élevée en ETRM et ETRL que pour l'échantillon B3. La concentration moyenne d'Y est de 594 ppm. Sur le profil ETR (Figure 4.14), la pente Yb/Gd moyenne est de 68, une valeur fortement positive indiquant un enrichissement relatif en ETRL. Ces concentrations plus fortes en ETR lourde indiquent que les zircons n'ont pas rivalisé avec d'autres minéraux index, par exemple la monazite, ou encore avec le grenat (Rubatto, 2017; Yakymchuk et al. 2018). De plus, sur le profil ETR, l'anomalie Eu\* est absente ou très faible, indiquant l'absence de plagioclase au moment de la cristallisation. Ce genre de signature riche en ETR est généralement associé à des zircons magmatiques ou encore à des zircons provenant de la cristallisation de liquide de fusion partielle (Harley et al., 2007; Rubatto, 2017). Dans le cas de zircons issus de liquide de fusion partielle, il est possible que ces derniers se forment avant la cristallisation du reste du liquide. Ainsi, la composition mesurée reflèterait l'équilibre avec un liquide relativement enrichi en ETR et éléments traces (e.g Rubatto et al., 2013) avant la cristallisation de feldspath.

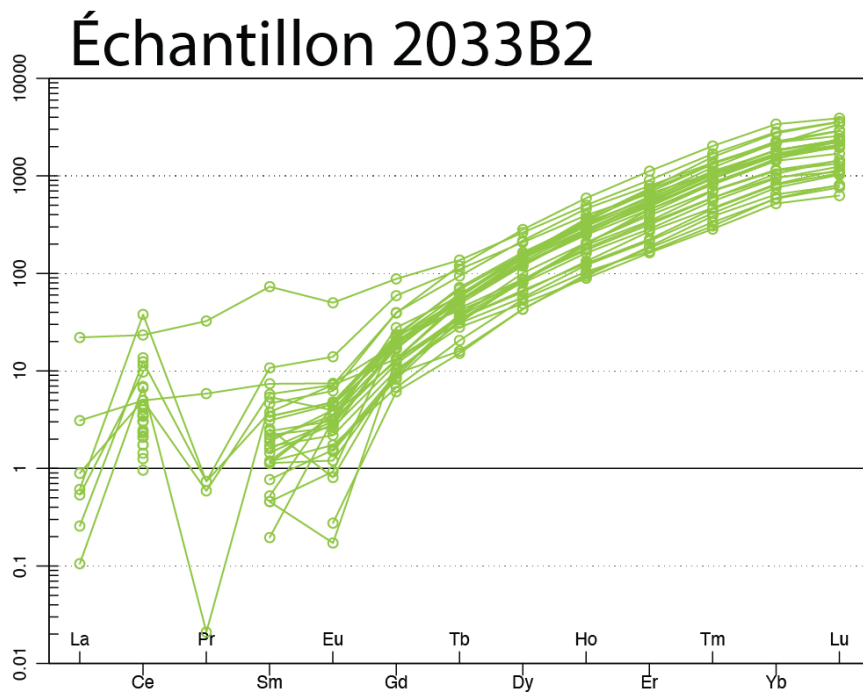


Figure 4.14. Profil des Terres Rares normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) pour l'échantillon 2033B2.

### 4.3.2.3 Thermobarométrie

La distribution des concentrations Ti de cette population est moins uniforme que pour l'échantillon 2033B3, et les valeurs sont entre 0,9 et 3,9 ppm, pour une valeur moyenne de 1,96 ppm (Figure 4.16A). Les résultats de calculs thermobarométrique « Ti-in-zircon » indiquent une température moyenne de  $719^{\circ}\text{C} \pm 63$  à une pression de 1,0 GPa ( $2\sigma$ ; Figure 4.16B).

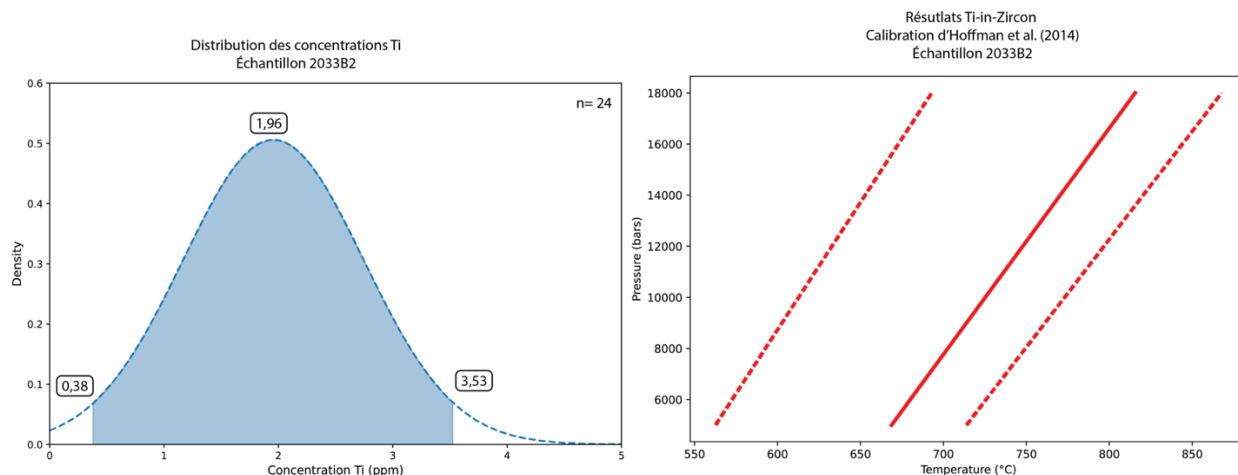


Figure 4.15 A) Courbe de distribution des concentrations de Ti mesurées dans l'échantillon 2033B2. Noter que les valeurs présentées sont la moyenne  $\pm$  2 écart-types. B) Résultats de calculs Ti-in-Zircon selon la calibration d'Hoffman et al. (2014) pour une distribution de pression de 0,5 – 1,8 GPa (5000 – 18 000 bars).

#### 4.3.2.4 Datation

Les mesures isotopiques U-Pb pour cet échantillon ont été faites dans les cœurs hérités et dans la zone de croissance principale. Les datations obtenues pour les cœurs sont groupées à 2400 Ma, 1600 Ma et 1300 Ma (voir Annexe A). La population grenvillienne est datée à  $980 \pm 17$  Ma (Figure 4.17; MSWD= 1.3;  $p(\chi^2)=0,13$ ) et s'avère indistinguable de celle de l'échantillon 2033B3. Cette datation semble indiquer une cristallisation des zircons durant la phase Rigolet et la signature géochimique - riche en Y+ETRL et  $\text{Th/U} = 0.02$  - indique potentiellement une croissance métamorphique en présence de fusion partielle. La résorption du grenat dans la roche source pourrait expliquer l'enrichissement relatif en Y+ETRL de la phase liquide et des zircons.

La source la plus probable de ce dyke est les métasédiments du TG sous-jacent. En effet, la présence de cœurs hérités archéens montrant une surcroissance Rigolet est typique des granites dérivés de la fusion du TG (e.g. Jordan et al. 2006; Jannin, 2017). À l'opposé, les dates de 1600 Ma et 1300 Ma indiquent plutôt une affinité aux gneiss de la Ceinture allochtone (e.g. Indares et al., 1998; Lasalle et al. 2013). Déterminer l'affinité exacte de ce dyke nécessiterait un jeu de donnée géochronologique beaucoup plus important et dépasse le cadre de cette étude. Néanmoins, la date Rigolet obtenue pour l'échantillon B2, permet d'atteindre l'objectif de cette étude.

Les deux échantillons recueillis à l’affleurement 2033, se situant à l’ABT, permettent de contraindre temporellement la déformation de cette zone de cisaillement majeure. L’échantillon B3 a une signature de métamorphisme haute pression, affecté par la présence de grenat, tandis que l’échantillon B2 présente plutôt une signature de croissance en présence de fusion partielle sans influence de grenat. La relation de recoupement décrite ci-haut entre les échantillons B2 et B3 indique que le B2 doit nécessairement être plus jeune. En effet, ce dernier provient d’un dyke recoupant la gneissosité et le matériel granitique de l’échantillon B3. Alors, les gneiss présents à cet affleurement auraient d’abord été soumis à un métamorphisme haute pression avant  $984 \pm 20$  Ma avant d’être déformés de manière ductile, jusqu’à former un rubanement mylonitique. Puis, cette déformation en cisaillement à vergence NO aurait cessé avant  $980 \pm 17$  Ma, date à laquelle le dyke tardif se serait mis en place. Le chevauchement de ces dates, indique donc une séquence d’évènements tectono-métamorphiques à l’intérieur de l’incertitude de la méthode de datation pour cette interface entre la MIZ et le TG.

## Échantillon 2033B2

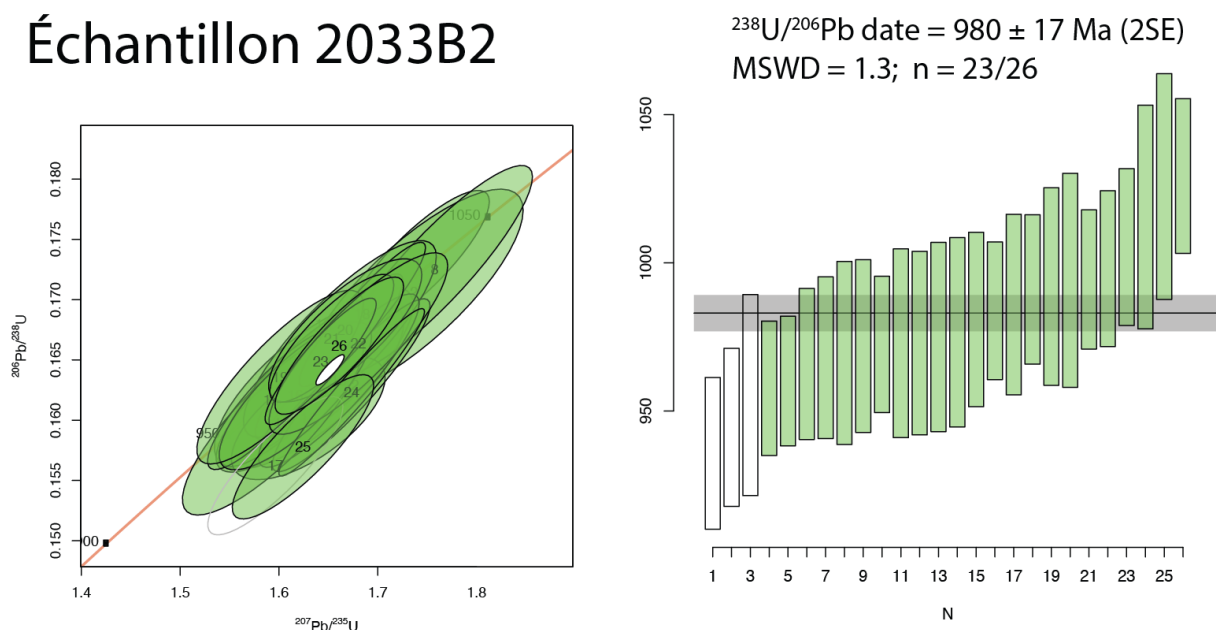


Figure 4.16. A) Diagramme Wetherill et centroïde calculé. Les données discordantes à plus de 10% du Concordia sont retirées du calcul de moyenne pondérée. B) Moyenne pondérée calculée pour l’échantillon 2033B2. Calculs réalisés avec IsoplotR (Vermeesch, 2018).

### 4.3.3 Échantillon 2052

#### 4.3.3.1 Morphologies

Les zircons de l'échantillon 2052 sont de morphologies plus variées que les échantillons précédents. D'abord, les zircons étudiés présentent une signature CL beaucoup mieux définie, avec contrastes francs entre les zones. Certains grains possèdent des cœurs hérités (Figure 4.18; Z1) préservant des formes subangulaires et prismatiques. Ces formes indiquent que ces cœurs ont probablement une origine ignée, à l'opposée d'une origine détritique (e.g. échantillon 2033B2; Corfu et al., 2003). Les cœurs hérités montrent une forte brillance CL, interférant avec la prise d'image, ou encore une zonation oscillatoire bien définie (Figure 4.18). Une zone de croissance à moyenne brillance CL surcroît les cœurs hérités, et est similaire à la zonation principale observée sur les zircons exempts de cœurs (Z2). Pour cette zone, les zircons montrent des morphologies prismatiques autant que « soccerball » (Figure 4.18) et des faces cristallines. Pour ces deux cas, la zonation présente y est bien définie, qu'elle soit oscillatoire ou sectorielle. De plus, ces deux types de zircons sont affectés par une légère résorption et recristallisation d'une mince zone à forte brillance CL (Figure 4.18; Z3). La résorption est de forme lobée similaires à une résorption magmatique (voir figure 2, zircons 28 à 30 de Corfu et al., 2003). Pour cet échantillon, une sélection d'analyses a été réalisée dans les cœurs hérités, les zonations internes sectorielles ou oscillatoires et dans la surcroissance tardives.

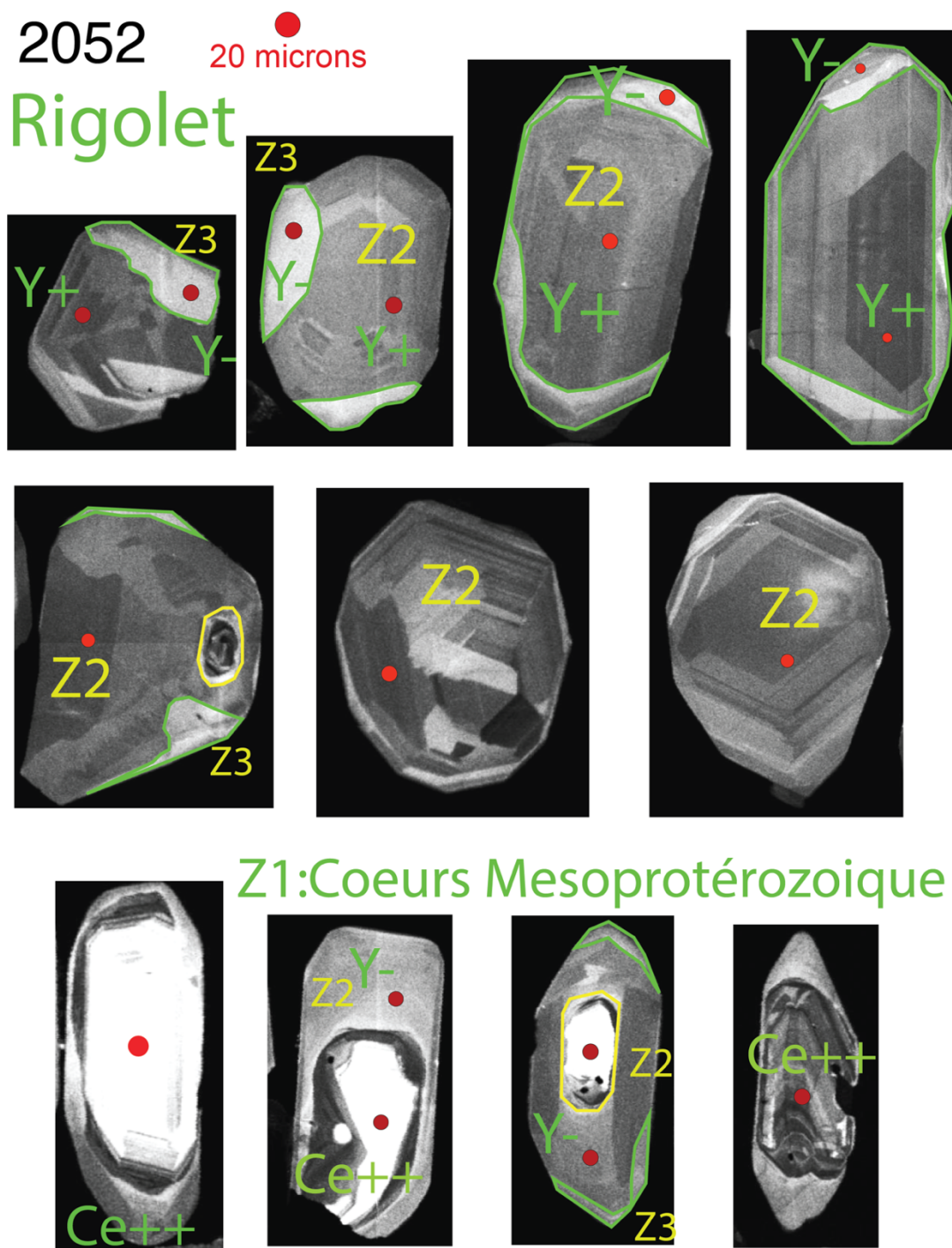


Figure 4.17. Morphologies et zonations des zircons de l'échantillon 2052. Z1, 2 et 3 font référence aux zonations décrites dans le texte.

### 4.3.3.2 Géochimie

L'analyse des différentes zones ciblées dans ces zircons révèle 3 principales signatures géochimiques. D'abord, les cœurs hérités (Z1) ont des concentrations moyennes d'U et Th moyennes de 118 et 129 ppm, pour un ratio Th/U moyen de 1,2 (Figure 4.18). Cette valeur de ratio Th/U indiquerait une origine ignée pour ces cœurs (Yakymchuk et al., 2018), comme leur morphologie semble suggérer. Sur le profil ETR (Figure 4.19), cette population héritée possède une anomalie Eu\* négative de 0,33, soit la plus prononcée des échantillons de l'étude. Ces profils ont une pente Yb/Gd positive moyenne de 17. Cette population de cœurs semble présenter une signature ignée, qui serait probablement dérivée de l'orthogneiss.

Les zones internes bien définies (Z2) et les surcroissances tardives (Z3) présentent des signatures géochimiques différentes. Pour la zone interne (Z2), les concentrations varient entre 83 – 220 et 2 – 12 pour l'U et le Th, respectivement. Le ratio Th/U moyen résultant est de 0,04 et la concentration moyenne d'Y est de 443 ppm. Pour les surcroissances (Z3), les concentrations varient entre 79 – 148 et 2 – 5 pour l'U et le Th, respectivement, et le ratio Th/U moyen est de 0,03. Cependant, la concentration moyenne d'Y est de 207 ppm. De plus, la moyenne des sommes d'ETR pour la zone de surcroissance est de 128 ppm contre 292 ppm pour la zone interne. En somme, malgré que la signature Th/U est très similaire entre les deux populations, les surcroissances sont appauvries de manière marquée en ETR+Y.

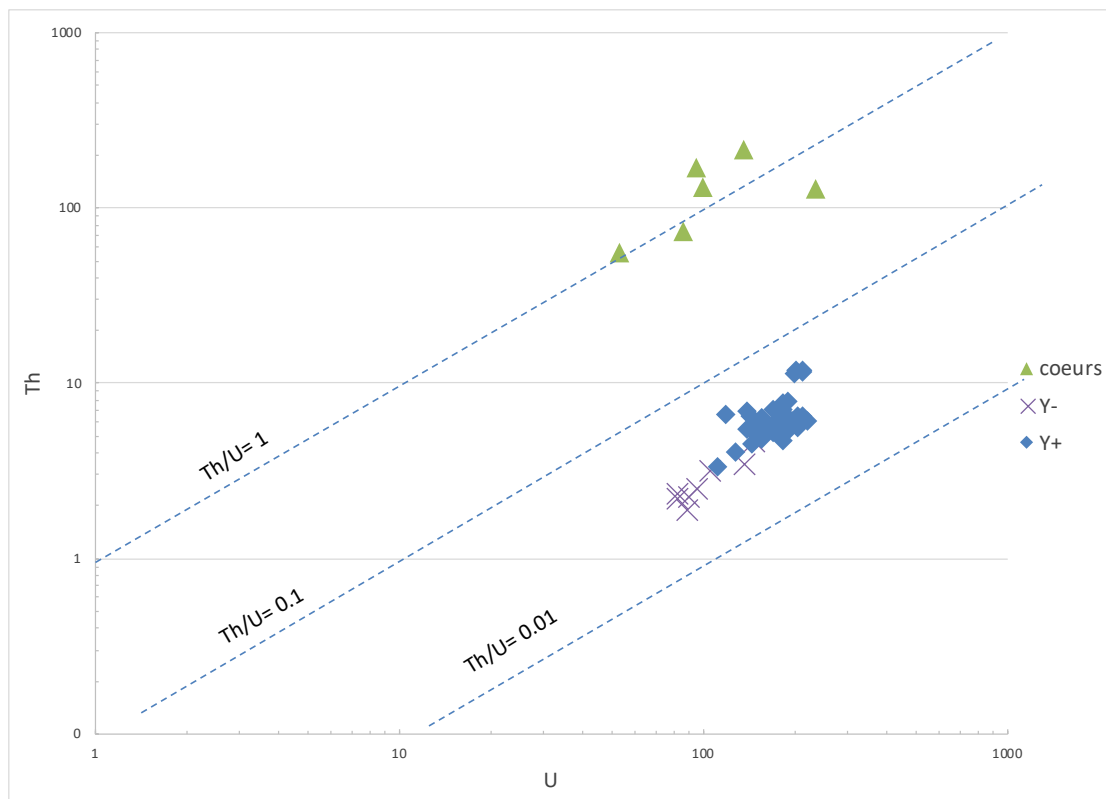


Figure 4.18. Signature géochimique Th/U des zones 1,2 et 3 des zircons de l'échantillon 2052

Pour la zone interne (Z2), les profils ETR montrent une pente Yb/Gd positive moyenne de 22, moins forte que pour l'échantillon 2033B2. Une anomalie  $\text{Eu}^*$  est présente, mais faible (Figure 4.19). Ainsi, cette croissance de zircons aurait eu lieu en l'absence de feldspath, et sans influence du grenat. En plus des zonations de croissances franches (Corfu et al., 2003), ces caractéristiques semblent indiquer une croissance dans un milieu magmatique issu d'un réservoir appauvri en Th (Rubatto, 2017). Les formes lobbées des résorptions et des zones de surcroissance indiquerait potentiellement une recristallisation suite à une altération en présence de fluides tardifs.

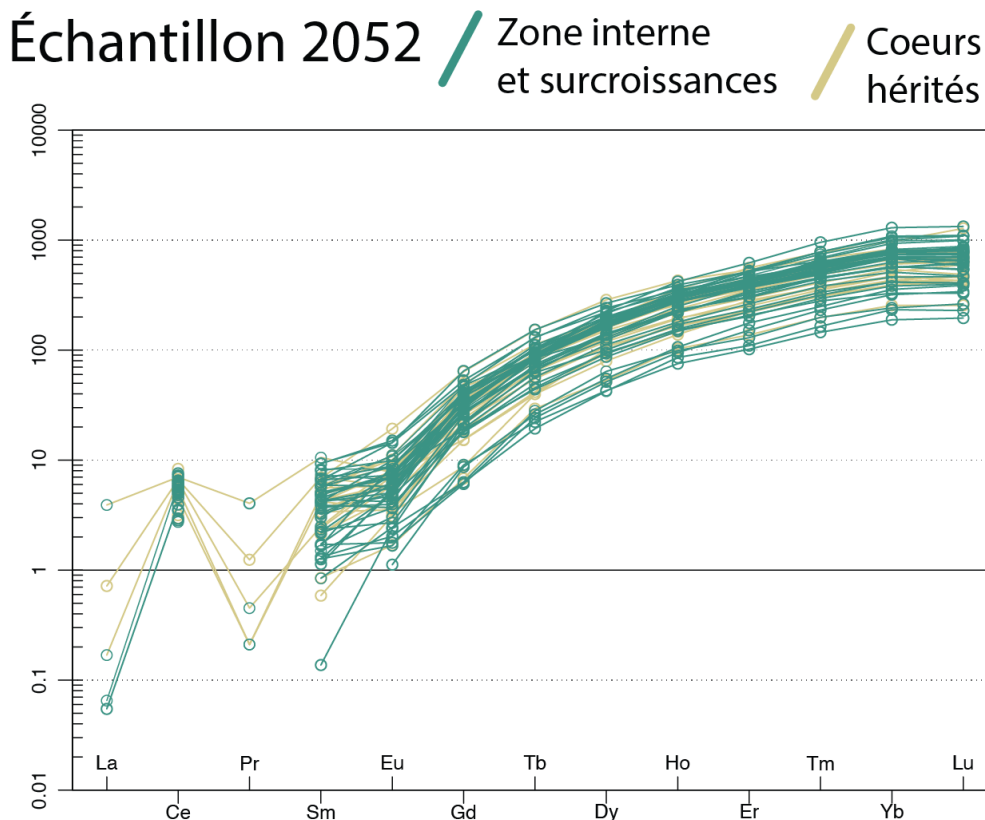


Figure 4.19. Profile des Terres Rares normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) pour l'échantillon 2052.

#### 4.3.3.3 Thermobarométrie

Les concentrations de Ti mesurées dans la zone interne (Z2) des zircons sont plus élevées que dans les échantillons précédents. Les mesures sont dispersées entre 2,4 et 8,3 ppm, pour une valeur moyenne de 4,70 ppm. Les résultats de calculs thermobarométrique « Ti-in-zircon » indiquent une température moyenne de  $794 \pm 55^{\circ}\text{C}$  ( $2\sigma$ ) à une pression de 1,0 GPa. Pour la Z3, les mesures sont dispersées entre 1,6 et 4,4 ppm, pour une valeur moyenne de 3,1 ppm. Les résultats « Ti-in-zircon » indiquent une température moyenne de  $759 \pm 56^{\circ}\text{C}$  ( $2\sigma$ ). Malgré l'écart entre concentrations moyennes pour ces deux populations, les températures résultantes se chevauchent en tenant compte des incertitudes. Comme les deux populations ne sont pas distinguables au niveau de la datation également (section suivante), l'ensemble des analyses sont combinées pour calculer la température à partir d'une concentration moyenne de Ti de 4,70 ppm (Figure 4.20A). La température calculée à cette concentration moyenne est de  $795 \pm 8^{\circ}\text{C}$  (2SE).

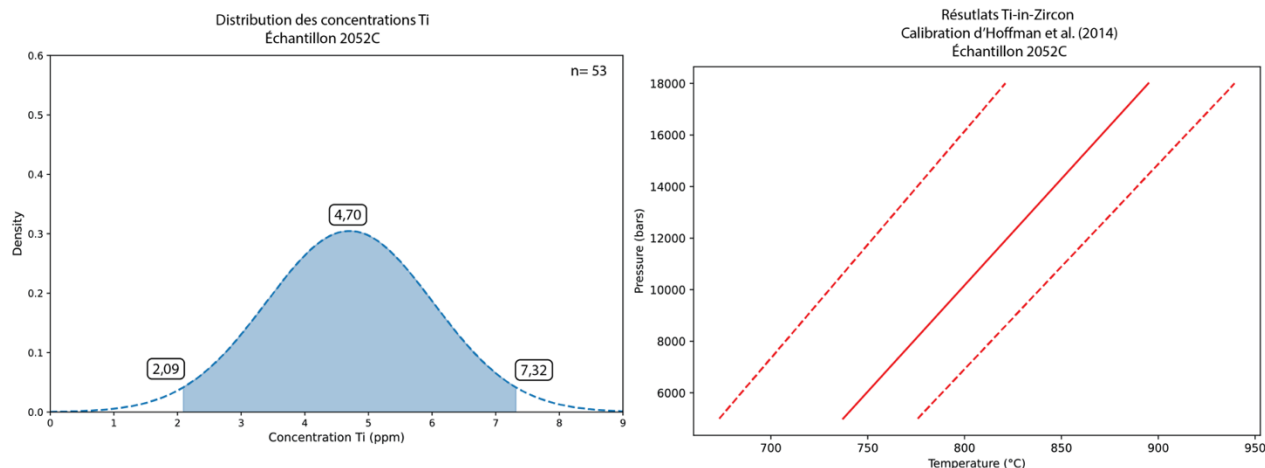


Figure 4.20 A) Courbe de distribution des concentrations de Ti mesurées dans l'échantillon 2052. Noter que les valeurs présentées sont la moyenne  $\pm 2$  écart-types. B) Résultats de calculs Ti-in-Zircon selon la calibration d'Hoffman et al. (2014) pour une distribution de pression de 0,5 – 1,8 GPa (5000 – 18 000 bars).

#### 4.3.3.4 Datation

Pour cet échantillon, les cœurs hérités semblent provenir uniquement du Mésoprotérozoïque. La moyenne pondérée pour ces cœurs est de  $1643 \pm 20$  Ma ( $n = 6$ ; MSWD= 1,9). Beaudry (2023) a décrit des âges Mésoprotérozoïque pour un autre échantillon provenant de cet affleurement. Également, les dates de près de 1600 Ma sont communes dans les orthogneiss de la MIZ (Indares et al., 1998).

Les deux zones de croissances discriminées par leur différence morphologique et géochimique ne présentent pas le même niveau de distinction au niveau isotopique U-Pb. Sur un diagramme Terra-Wasserburg, les ellipses des deux groupes se retrouvent toutes près de la marque du 1000 Ma, et se chevauchent (Figure 4.21A). La résolution, et le niveau d'incertitudes, pour des datations d'âge grenvillien à l'aide de la méthode LA-ICP-MS, ne permettent pas de résoudre cette différence. Malgré leur différence géochimique et morphologique, les mesures isotopiques ont été combinées afin de calculer une seule moyenne pondérée. La datation résultante (Figure 4.21B) est de  $996 \pm 18$  Ma ( $n = 53$ ; MSWD= 0,9;  $p(\chi^2)=0,74$ ).

Il s'avère impossible de distinguer les populations de zircons grenvilliens par leur datation. De plus, les anomalies  $Eu^*$  et la concentration Y des zones internes et surcroissances ne montrent pas

de corrélation avec leur date ponctuelle calculée (Figure 4.22). Tout de même, les résultats de l'étude géochronologique de l'échantillon 2052 nous permettent d'atteindre l'objectif de l'étude, soit de contraindre la déformation le long de l'ABT. La datation de ca. 996 Ma pour cette injection granitique tardive place une limite minimale sur la formation du rubanement mylonitique de l'orthogneiss hôte.

## Échantillon 2052

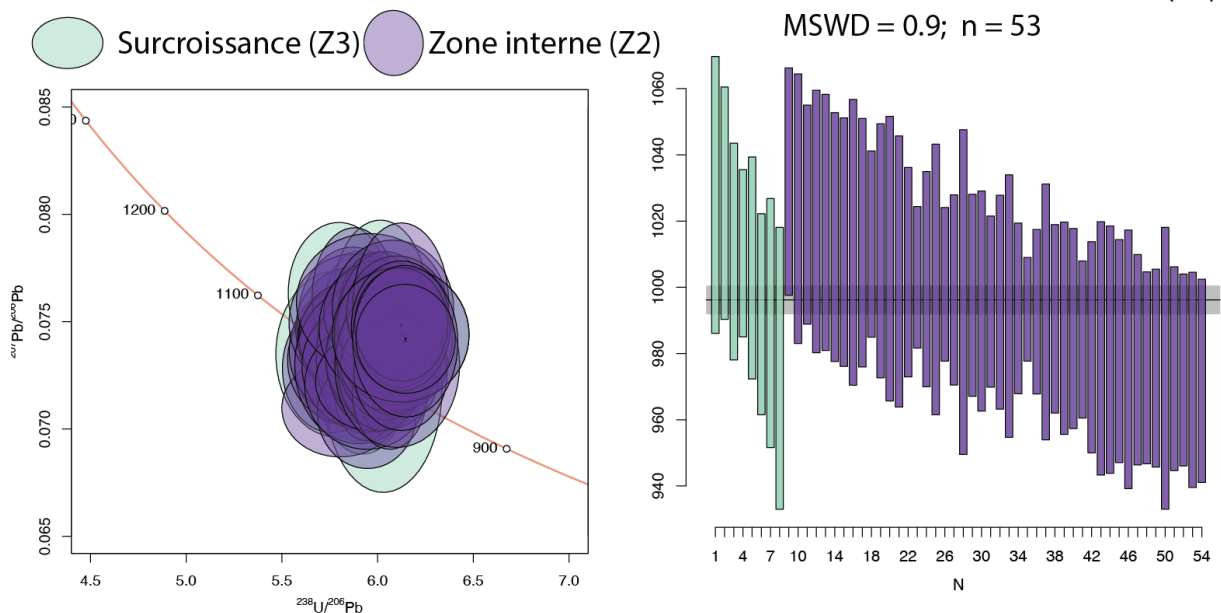


Figure 4.21. A) Diagramme Tera-Wasserburg. Les données discordantes à plus de 10% du Concordia sont retirées du calcul de moyenne pondérée. B) Moyenne pondérée calculée pour l'échantillon 2052.

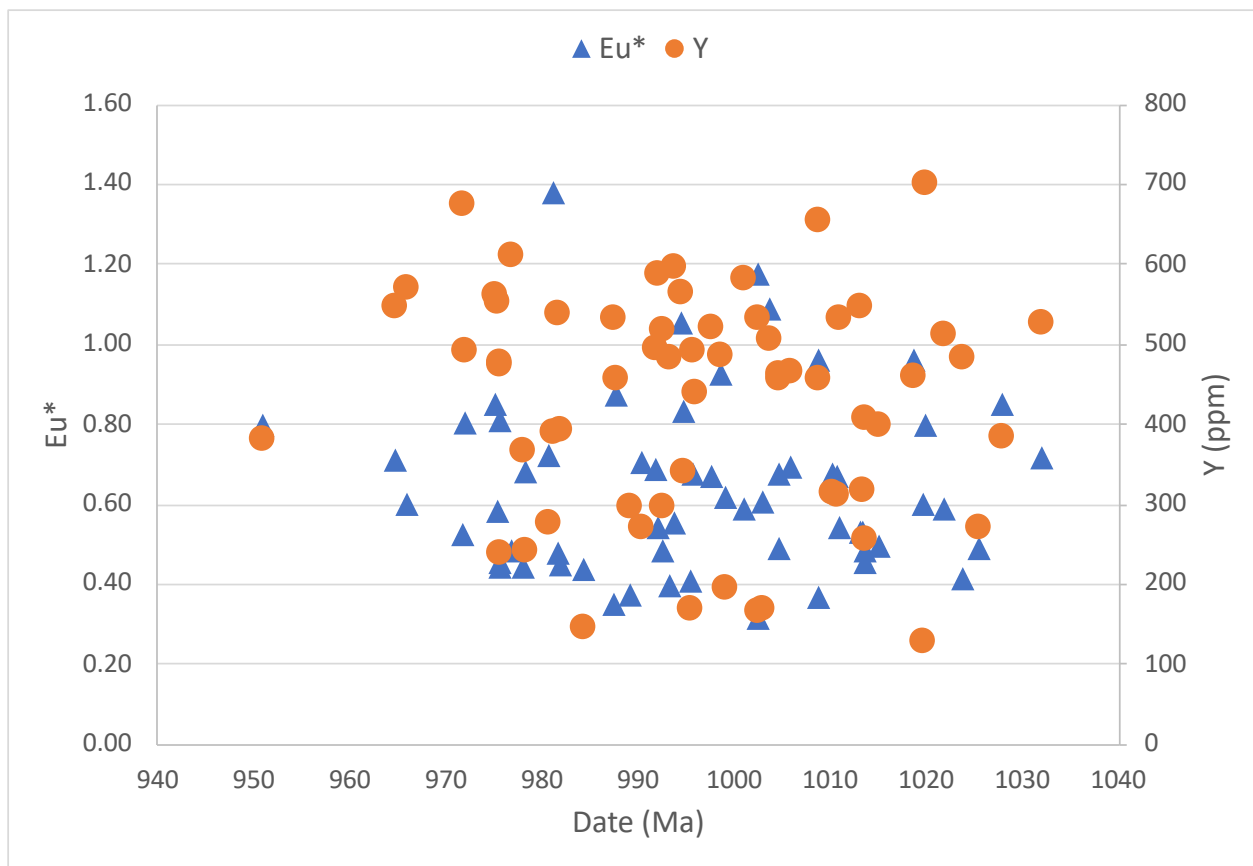


Figure 4.22. Variations de l'anomalie  $Eu^*$  et de la concentration en Y pour la population grenvillienne de l'échantillon 2052.

#### 4.3.4 Synthèse

L'objectif de la datation de ces échantillons était de contraindre temporellement le mouvement de l'ABT pour deux affleurements. À l'affleurement 2033, la cristallisation de l'injection granitique aurait eu lieu ca. 984 Ma. Cette injection est ensuite transposée dans la fabrique mylonitique observée sur le terrain, plaçant ainsi une contrainte maximale sur l'âge de la déformation. L'échantillon B2, provenant d'un dyke tardif recoupant la fabrique mylonitique, est daté à ca. 983 Ma. Toutefois, tel que décrit précédemment, l'échantillon B2 doit nécessairement être plus jeune que le B3 en raison de la relation de recoupement observée. À une pression de 1 GPa, les résultats de thermométrie pour ces deux échantillons indiqueraient que le B3 a cristallisé à plus haute température que le B2 (Tableau 4.1).

Pour l'affleurement 2052, au point tectonique triple, les résultats présentés confirment en partie des résultats d'une étude connexe. L'orthogneiss mylonitique serait d'origine labradorienne (ca.

1650 Ma), tel que décrit par Indares et al. (1998) pour des gneiss de la MIZ. Il est important de noter que potentiellement deux populations de zircons grenvilliens sont présentes, différenciées par leur morphologie et géochimie. Cependant, la datation entre les zones internes (Z2) et la surcroissance est indissociable (Z3). Ainsi, une date de ca. 996 Ma est calculée pour l'ensemble de ces données. Ceci implique que la déformation le long de l'ABT à cet endroit aurait eu lieu avant cette date, car cette injection granitique massive n'était pas elle-même déformée comme l'orthogneiss qui la comprend.

Il est notable que ni pour l'échantillon 2033B2, ni 2033B3, aucune datation Ottawan (1035 - 1050 Ma) n'a été obtenue, malgré la présence de cœurs hérités dans le B2. Il est possible que le nombre de zircons analysés cause un biais d'échantillonnage et que des zircons d'âge Ottawan n'ont pas été analysés (e.g. Košler et al., 2013). La croissance de zircon et la cristallisation de dykes et/ou leucosomes dans la CP semble concentrée dans la phase Rigolet, tel que présenté récemment par Lambert et al. (2023).

Les résultats de cette étude géochronologique permettent de répondre à l'objectif de ce chapitre, soit de contraindre la déformation grenvillienne de l'ABT dans le secteur à l'étude. Les résultats présentés indiquent que cette frontière tectonique majeure a été en opération durant la phase Rigolet de l'orogénèse grenvillienne. La section suivante présentera l'intégration de ces nouveaux âges dans le contexte régional, à l'aide d'une compilation et réinterprétation des données historiques.

Tableau 4.1. Synthèse des résultats géochronologiques et thermobarométriques

Échantillon	Morphologie	Géochimie	Thermométrie*	Date**
<b>2033B3</b>	Zonations sectorielles et oscillatoires. « Soccerballs » et prismes.	Th/U : 0,02 Yb/Gd : 4 Y : 89 ppm Eu* : 0,64	768 ± 33 °C	984 ± 20 Ma
<b>2033B2</b>	Cœurs hérités arrondis	S.O	S.O	2400 Ma, 1600 Ma et 1300 Ma
	Zonations sectorielles diffuses	Th/U : 0,02 Yb/Gd : 68 Y : 594 ppm Eu* : 0,66	719 ± 63°C	983 ± 17 Ma
<b>2052</b>	Cœurs hérités prismatiques.	Th/U : 1,2 Yb/Gd : 17 Y: 1792 ppm Eu* : 0,33	S.O	1643 ± 20 Ma
	Zonation interne sectorielle et/ou oscillatoire bien définie	Th/U : 0,04 Yb/Gd : 20 Y : 443 ppm Eu* : 0,63	794 ± 55°C	996 ± 18 Ma
	Surcroissance	Th/U : 0,03 Yb/Gd : 28 Y : 207 ppm Eu* : 0,66	759 ± 56°C	
*Ti-in-zircon; P= 1,0 GPa.				
**Système isotopique $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ pour les âges Rigolet; $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ pour autres âges.				

## 4.4 Compilation régionale

### 4.4.1 Revue des études antérieures

Dans la MIZ, la datation du paroxysme du métamorphisme a été le focus de nombreuses études par le passé (e.g. Indares et al., 1998; Cox et al., 1998; Indares et Dunning, 2001; Jordan et al., 2006; Lasalle et al., 2013; Lasalle et al., 2014). À l’opposé, les études les plus récentes (e.g. échantillons 17CK1003 et 1023 de Labat et al., 2020; échantillon 10CK1037 de Kavanagh-Lepage et al., 2023) se sont concentrées sur la déformation. Un tri a été effectué parmi les données existantes tirées de la littérature, afin de compiler les datations comportant des informations clés pouvant être reliées à une phase de déformation. Le tri de données a pris en compte le contexte géographique et pétrographique des échantillons et les descriptions présentées par les auteurs, avec une attention particulière aux informations pouvant rattacher la datation à une phase de déformation. Les datations retenues sont distribuées dans des zones de cisaillement de la MIZ et dans le TG. Les datations portant sur le paroxysme du métamorphisme ont été exclues de cette compilation. Indares (2020) a présenté une revue exhaustive des datations du paroxysme du métamorphisme dans la MIZ. Une attention particulière a été également accordée au système isotopique U-Pb dans lequel les datations antérieures ont été présentées.

Parmi les échantillons récoltés pendant la présente étude, certains provenant du Terrane de Gagnon ont été datés par Beaudry (2023) et par Labat et al. (2020). Ces échantillons ont été prélevés aux affleurements 17CK1012, 19CK2015, 19CK2054 et 19CK2104 (Figure 4.23) et consistent soit de leucosomes plissés (2015, 1012, et 2104) ou encore d’un dyke tardi-déformation (2054) recoupant le plissement des paragneiss migmatitiques. Les datations ont été présentées dans le système isotopique  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  par ces auteurs.

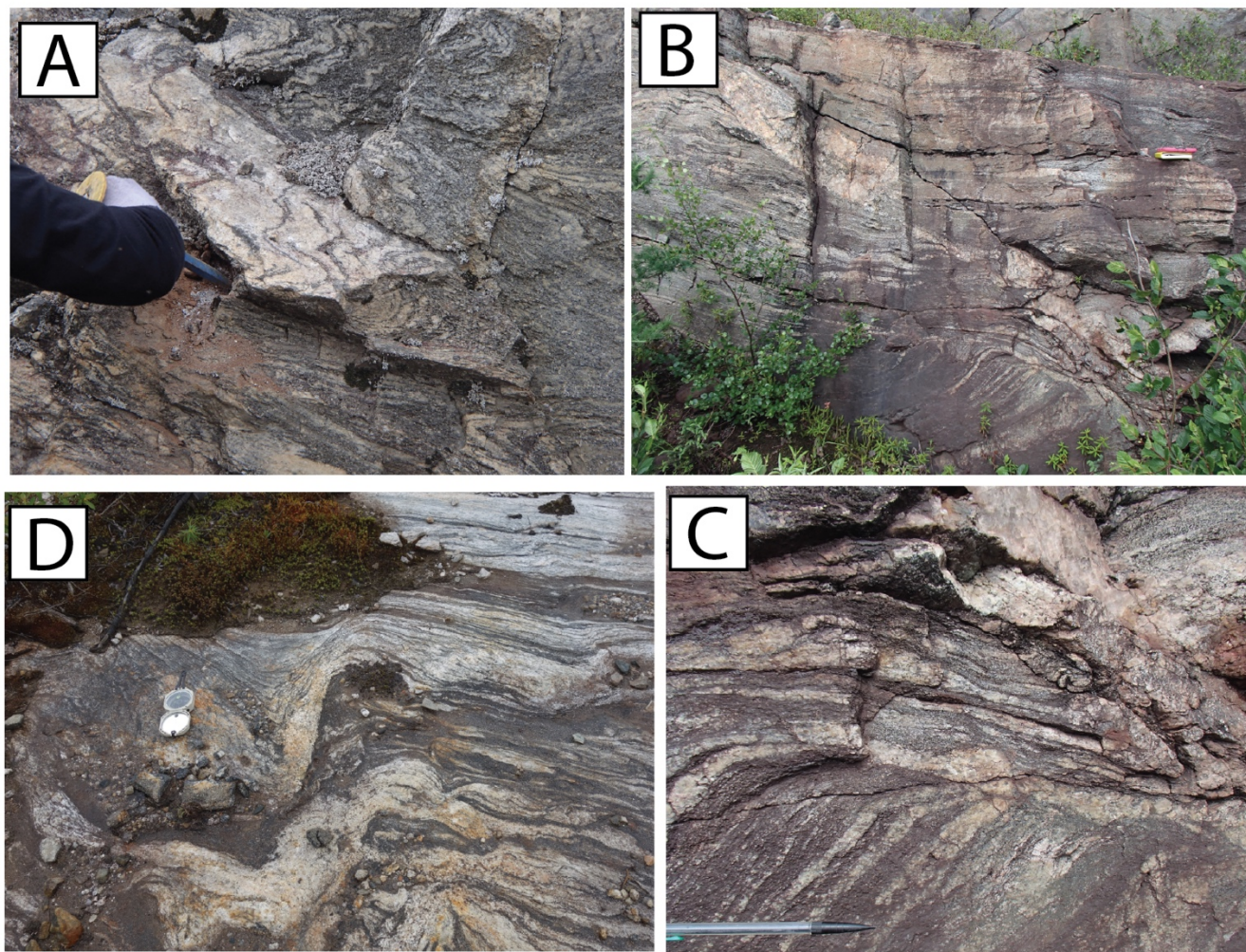


Figure 4.23. A) 19CK2015. Leucosome plissé dans les paragneiss du Terrane de Gagnon. Datation présentée par Beaudry (2023). B) 19CK2054. Dyke tardi-déformation recoupant les paragneiss du Terrane de Gagnon. Datation présentée par Beaudry (2023). C) 19CK2054. Vue rapprochée du dyke, montrant l'entraînement de la gneissosité dans le plan de mise en place du dyke. D) 17CK1012. Leucosomes plissés dans les paragneiss du Terrane de Gagnon. Datation présentée par Labat et al. (2020)

Cox et al. (1998) ont noté qu'un échantillon d'amphibolite LES4 a été récolté aux marges déformées d'un corps de gabbro à olivine. Cet échantillon provient du mur de la zone de cisaillement Hart-Jaune (Figure 4.24) et ces auteurs ont noté un mouvement normal-vers-le-SE, et une prédominance de L-tectonites. Des grains de titanites, analysés par méthode ID-TIMS, ont donné des dates concordantes de  $1004 \text{ Ma} \pm 4$  et Cox et al. (1998) ont interprété cette date comme l'âge de refroidissement des titanites. Cependant, comme démontré dans le chapitre 2, un consensus est établi quant à la validité des âges de refroidissement. Il est plus probable que ce

dernier âge témoigne plutôt de la croissance et/ou de la recristallisation des grains de titanite. Les données disponibles ne permettent pas de déterminer si les titanites ont été déformées, mais étant donné le contexte de cet échantillon, un âge de croissance comme un âge de recristallisation permet d'apposer une limite temporelle de la déformation dans la ZCHJ.

L'échantillon BNS3, un boudin d'amphibolite migmatitique à grenat dont les marges sont déformées, a été prélevé au niveau structural sommital de la MIZ, et comprend de multiples datations (Cox et al., 1998). D'abord, des zircons ont été datés à ca. 1046 Ma et interprétés comme produit d'une croissance à haut grade sous conditions subsolidus et supra-solidus. Ces dates sont typiques dans la MIZ pour le paroxysme du métamorphisme (e.g. Indares et al., 1998). Du même échantillon, des grains de titanite provenant de la matrice ont été analysés et une datation de  $997 \pm 4$  Ma a été obtenue ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). Cox et al. (1999) ont présenté l'évolution métamorphique de cet échantillon et ont démontré que les titanites sont le produit d'une réaction de décompression  $\text{Grt} + \text{Rt} + \text{Qtz} = \text{Pl} + \text{Ttn}$ . Il est plausible que cette datation marque cette réaction. Cox et al. (1999) notent que ces réactions rétrogrades sont distinctives des marges de l'amphibolite. Des rutiles de la matrice ont également été datés à ca. 940 – 960 Ma. Comme pour l'échantillon LES4, les datations titanites ont été interprétés comme un âge de refroidissement. Cependant, pour les mêmes raisons que celles mentionnées ci-dessus, l'âge de ca. 997 Ma est réinterprété comme un âge limite de la déformation des marges de cette amphibolite (Figure 4.24).

Indares et al. (1998) ont présenté des résultats de trois échantillons (IND98-J K et L) provenant de la zone de cisaillement Hart-Jaune (Figure 4.24). L'échantillon J marquerait d'abord la mise en place du Granite d'Hart-Jaune. Ce dernier a été daté à ca. 1013 Ma ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). L'échantillon K provient d'une injection/dyke (« Granite sheet ») transposée et concordant dans la ZCHJ. Les dates obtenues varient grandement dans le système  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , soit de ca. 972 – 1008 Ma. La qualité de ces dernières dates demeure difficile à évaluer, car les données isotopiques supplémentaires n'ont pas été fournies par les auteurs. Puis, l'échantillon L provient d'une veine granitique qui recoupe le granite de l'échantillon K (Indares et al., 1998). La datation de fractions de zircons discordantes révèle une date de ca. 1007 Ma, tandis que des grains de titanites concordants indiquent une date de ca. 989 Ma. Cette datation sur titanite a été interprétée comme un âge de refroidissement remplaçant un âge igné. Il demeure plausible qu'en raison de l'origine intrusive de ces dykes la datation concordante de la titanite s'avère un âge de cristallisation igné. Comme ces « granite

sheets » sont toutes tardi-déformation, ces âges Rigolet sont interprétés comme des âges limites minimaux de la déformation normale toit-vers-le-SE de la ZCHJ.

#### 4.4.2 Mise en carte et interprétation

Les résultats de géochronologie présentés dans les chapitres 2, 3 et 4 sont ici intégrés dans un cadre régional avec ceux des études antérieures discutées précédemment. La mise en carte nous permet de mettre en relation les différentes phases de déformation observées entre le Terrane de Gagnon, le Domaine Shabogamo, La Zone Imbriquée de Manicouagan et le Terrane de Hart-Jaune. La majorité des âges de déformation sont concentrés dans l'intervalle 1004 – 972 Ma. Les incertitudes sur ces résultats géochronologiques font en sorte que la plupart de ces âges se chevauchent. Ainsi, il semble avoir eu un événement tectono-métamorphique de grande envergure et contemporain durant la phase Rigolet.

À travers la région à l'étude, la déformation du DS et de la MIZ semble avoir été synchrone avec celle du Terrane de Gagnon, dans leur mur. Les résultats présentés ici indiquent que la déformation aux zones de cisaillement en bordure de ces deux nappes de haut grade a potentiellement été contemporaine. Les mouvements en partie décrochant (19CK2052) et/ou vers l'avant-pays observé à l'ABT (19CK2033) et décrochant (19CK2089) en limite du DS supportent les interprétations antérieures (e.g. Labat et al., 2020 et références; Jannin, 2017). À l'intérieur des deux nappes, des dykes tardi-déformation montrent un âge Rigolet. À l'intérieur du TG, les âges de déformation contraignent le plissement des paragneiss migmatitiques (Beaudry, 2023; Labat et al., 2020). Le synchronisme du mouvement aux zones de cisaillement, du plissement et de la mise en place de dyke tardif indiquent donc une exhumation couplée entre ces deux nappes et le TG au centre.

La déformation à l'ABT semble contemporaine à la déformation au sommet de la MIZ. Les résultats de l'étude complètent l'hypothèse de Kavanagh-Lepage et al. (2020), qui ont suggéré que le couloir de déformation Hart-Jaune, marqué par la présence du Granite Hart-Jaune (Figure 4.1; Kavanagh-Lepage et al., 2020) et de la ZCHJ, semble posséder une étendue latérale importante et une déformation synchrone.

En somme, les résultats présentés dans ce chapitre démontrent l'envergure de la déformation qui a eu lieu durant la phase Rigolet à travers le secteur à l'étude. Les résultats présentés ci-haut sont également contemporains à ceux présentés par Jannin et al. (2018, a,b) pour le secteur au sud-ouest

du réservoir Manicouagan. Il semble donc que l'intervalle 1005 – 970 Ma eu été un point culminant de l'orogénèse grenvillienne. Plus particulièrement, les âges de déformations ainsi que leur distribution spatiale indiquent que la phase Rigolet a eu un rôle majeur durant l'orogénie grenvillienne. L'objectif du prochain chapitre sera d'identifier le ou les modèles tectoniques qui réconcilient le plus de données mises de l'avant dans les chapitres 2, 3 et 4.

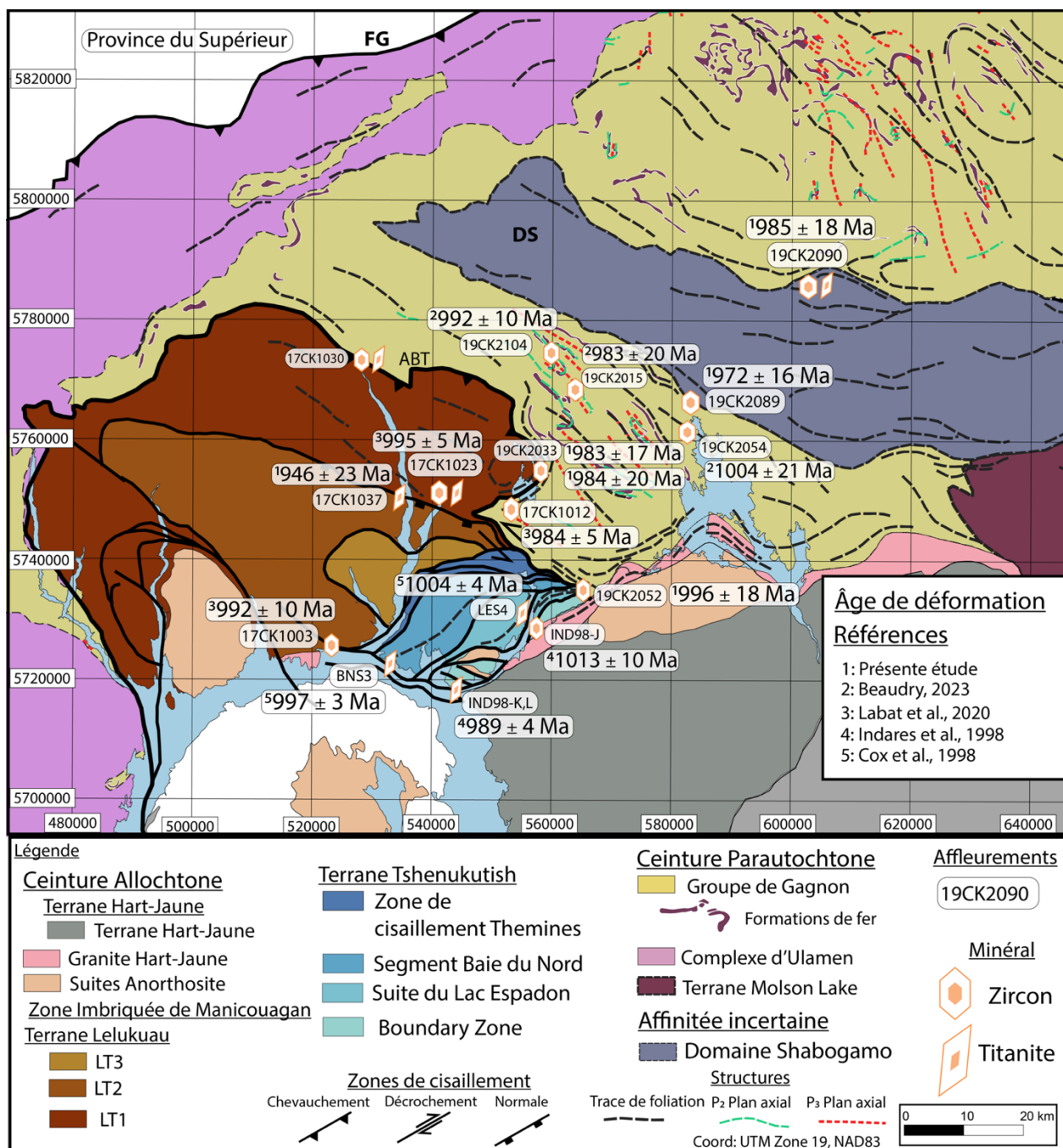


Figure 4.24. Compilation régionale de l'âge de la déformation

## **CHAPITRE 5 TECTONIQUE RÉGIONALE**

Les résultats de l'étude présentés dans les chapitres 2, 3 et 4 comportent tous une composante tectonique, principalement des relations de recoupement régionales et des contraintes temporelles. Ces données temporelles ont été mises en carte dans la section précédente, et seront présentées dans ce chapitre sous forme de coupes. Ensuite ces données seront utilisées afin de discuter des modèles tectoniques types suggérés pour la Province de Grenville centrale. Ultimement, un modèle tectonique régional ralliant toutes les données est présenté.

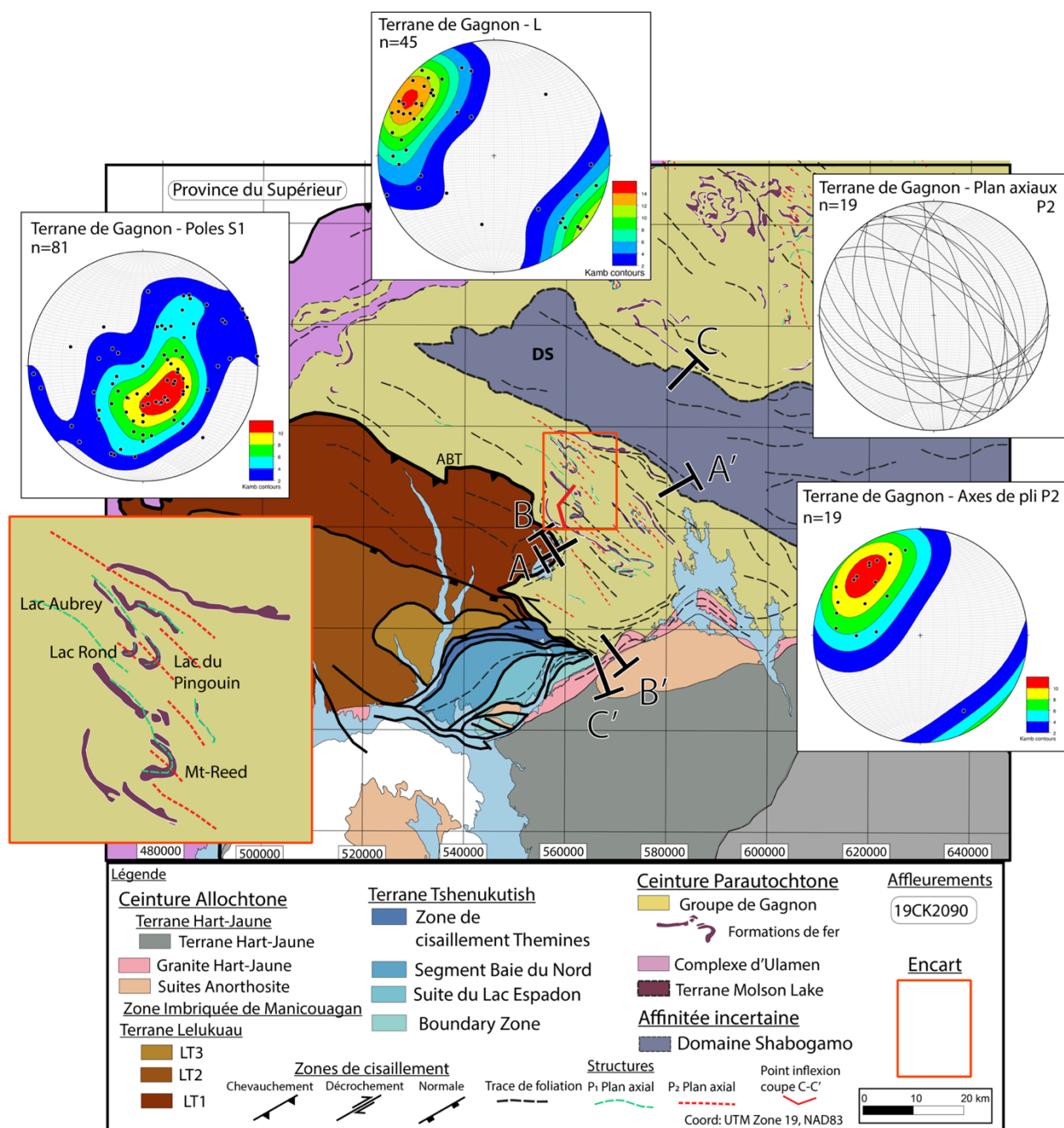


Figure 5.1 Carte géologique de la région à l'étude et mesures structurales relevées dans le Terrane de Gagnon. Les marqueurs A-A', B-B', C-C' indiquent les extrémités des coupes. Encart : Agrandissement du secteur central du TG où sont situées les formations de fer plissé en crochet (Modifié de Clarke, 1977).

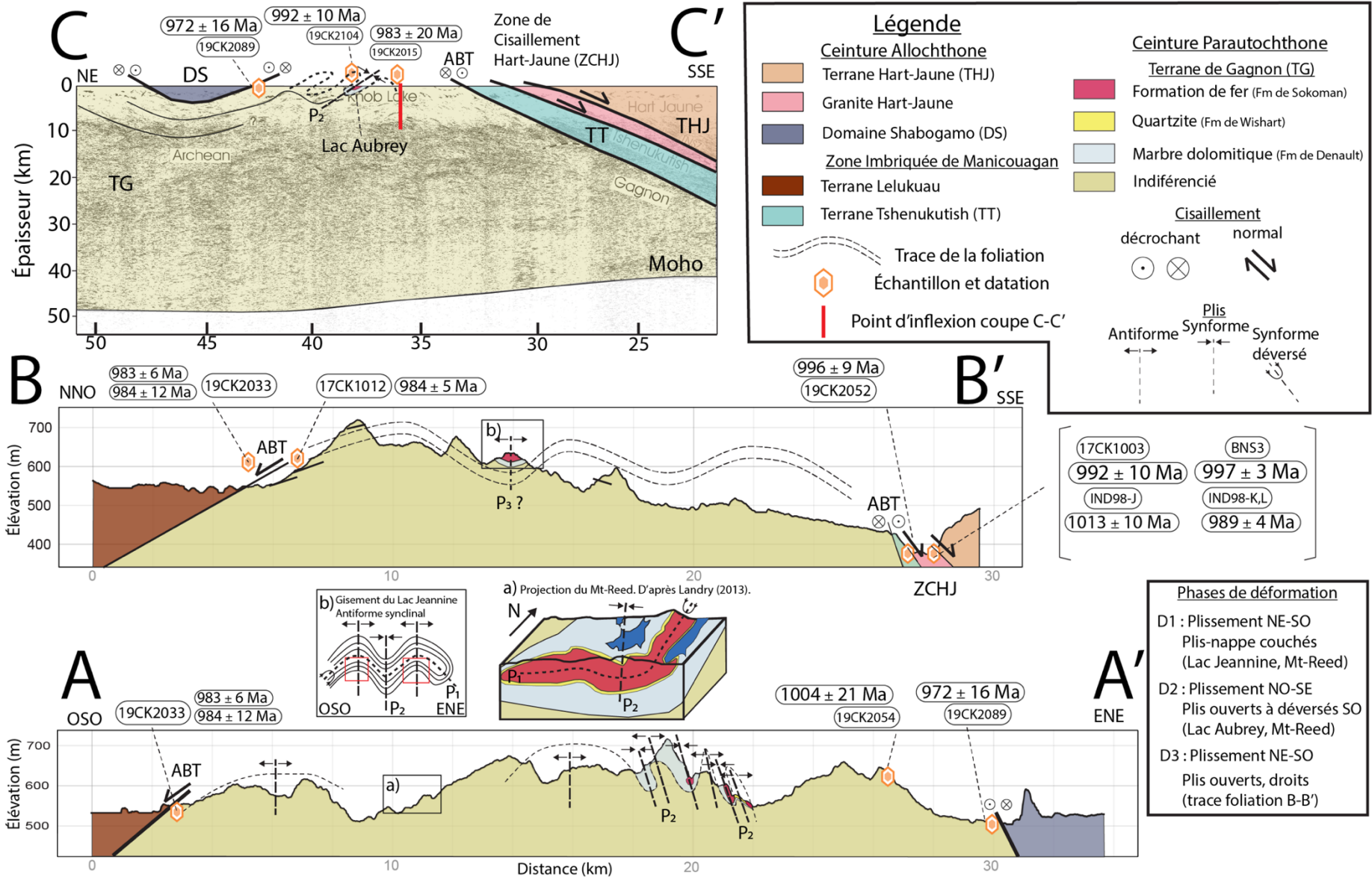


Figure 5.2 Coupes tectoniques. A-A'. Coupe dans un plan OSO-ENE, perpendiculaire à B-B'. b) le bloc-diagramme du gisement du Mont-Reed (Landry, 2013) est projeté dans le plan de la coupe, bien que sa localisation soit plus au nord (Figure 5.1). Le gisement du Mt-Reed présente une forme de plis couchés de première génération, repris par un pli ouvert de 2<sup>e</sup> génération avec un axe plongeant vers le NO. Coupe B-B'. Coupe dans un plan NNO-SSE. A) Plis-nappe couché et antiforme synclinal décrit par Clark (1977) pour le gisement de fer du Lac Jeannine. Noter que le pli antiforme synclinal est orthogonal à la coupe B-B'. Clark (1977) note que la structure n'est pas entièrement observable dans l'ancien secteur de la mine, mais expliquerait la forme du gisement ainsi que la polarité stratigraphique observée lors de l'exploitation du gisement. Coupe C-C'. Coupe NE-SO interprétée à partir du profil sismique réflexion de la ligne 55 du Lithoprobe (modifié de Hynes et al., 2000). Noter que ce profil est non migré et que le plan vertical représenté suit le tracé de la route 389. L'étendue horizontale originale présentée par Hynes et al. (2000) n'est pas à l'échelle. La marque rouge indique le point d'inflexion approximatif de la coupe (voir Figure 5.1).

## 5.1 Structures et coupes interprétées

### 5.1.1 Structures du Terrane de Gagnon

Les mesures structurales relevées aux affleurements visités lors de la campagne de terrain 2019 permettent de mieux comprendre la géométrie des plis du secteur. D'abord, les foliations principales  $S_1$  mesurés consistent principalement de la gneissosité des paragneiss et s'avère indistinguable du litage  $S_0$ . La fusion partielle et recristallisation des paragneiss ainsi que la déformation a probablement effacé ces structures primaires. Il est donc supposé que  $S_0$  a été entièrement transposé et que ces deux fabriques sont parallèles.

L'orientation de  $S_1$  est variable géographiquement à travers le TG. Les mesures de  $S_1$  prises aux frontières du terrane, soit dans le mur de la MIZ, du DS et du THJ, sont parallèles aux linéaments géophysiques de ces dernières frontières. Au sud, dans le mur de la ZCHJ, la foliation pente modérément vers le SE jusqu'à approximativement 2 km dans le TG. À l'ouest, dans le mur de l'ABT, les foliations sont parallèles à cette zone de cisaillement sur près de 5km et pentes modérément vers le NO. À l'est, dans le mur du DS les foliations pentent plus fortement vers le NE. Enfin, les foliations mesurées dans la région centrale du TG, où la qualité des affleurements était moyenne, sont d'orientations irrégulières et sur le terrain, il n'était pas toujours possible d'évaluer si la mesure correspondait à une phase ultérieure de déformation.

Les linéations mesurées dans ces plans  $S_1$  sont principalement des linéations d'étirements. Ces linéations sont régulières à travers la région et la majorité plonge en aval pendage vers le NO (Figure 5.1). Au sud, les linéations plongent également en aval pendage, mais vers le SE.

Toutefois, aux frontières sud-ouest (affleurement 19CK2052) et est du TG (affleurement 19CK2089), les linéations sont près de l'horizontale et marquent une composante en décrochement à ces frontières.

L'orientation des foliations et des linéations à l'échelle régionale peut permettre la reconstruction de l'ellipsoïde de la déformation (e.g. Labat et al., 2020). Ici, les pôles des foliations  $S_1$  forment une ceinture d'orientation NE-SO et sont plus densément regroupés dans le cadran SE (Figure 5.1), indiquant un plan moyen à 232/14. À l'opposé, les linéations d'étirement sont concentrées dans le cadran NO avec un centroïde plongeant de 14° vers 304°. Ces patrons de distributions des pôles de  $S_1$  et de L sont similaires à ceux décrits dans la MIZ par Labat et al. (2020) et indiqueraient un régime de contrainte régional « prolate », soit de cisaillement simple et de constriction et non de cisaillement pur et d'aplatissement (voir Labat et al. (2020) pour plus de détail). Ce patron structural suggérant un régime de déformation en constriction dans le TG n'est cependant pas supporté par les observations de terrain. En effet, à travers les plans de foliations mesurés, près de la moitié ne comportait pas de linéation d'étirement distinctive et aucune L-tectonite n'a été observée dans ce secteur. Une étude structurale exhaustive serait nécessaire afin de déterminer si le patron structural reflète bien un régime de déformation en constriction.

Les plis de la région ont été étudiés en visitant les formations de fer du Mont-Reed et celles près des lacs du Pingouin, Rond et Aubrey (Figure 5.1). Ces plis en forme de crochet ont été cartographiés par le passé (voir Carte de Clark (1977) ou encore la carte interactive du SIGEOM), et montrent 2 phases de plissement. L'exemple type provient du Mont-Reed présenté par Landry (2013). À cet endroit, la séquence métasédimentaire du Groupe de Gagnon est d'abord plissée selon un plan axial approximativement ENE-OSO. Puis, la phase  $P_2$  de plan axial NO-SE déforme les métasédiments. L'axe de plis  $P_2$  montre une orientation moyenne plongeant à 25° vers le NO autant au Mont-Reed que dans les formations de fers en bordure des lacs Pingouin, Rond et Aubrey plus au nord-ouest. Cet axe de pli  $P_2$  est subparallèle à la linéation d'étirement et ne serait pas le résultat d'une transposition. Cependant, il faut noter que l'orientation des plans axiaux  $P_2$  (Figure 5.1) n'est pas identique à travers la région et semble avoir été affectée par un épisode de déformation ultérieur.

Le nombre de mesures des différentes phases de plis a été limité durant le projet, et l'étude structurale exhaustive dépasse le cadre de la présente l'étude. Cependant, les mesures prises sont

considérées comme représentatives, et combinées avec la cartographie antérieure (Clark, 1977) suffisantes pour mener une interprétation tectonique à l'aide de coupes.

### 5.1.2 Coupe A-A'

Pour rallier les contraintes temporelles, trois coupes ont été réalisées (Figure 5.1). La première (A-A') a pour extrémités l'affleurement 19CK2033 à l'ouest et la limite ouest du Domaine Shabogamo, à l'est. La seconde coupe (B-B') est orientée NO-SE et comporte à ses extrémités les affleurements 19CK2033 et 19CK2052, soit l'ABT et la Zone de cisaillement Hart-Jaune, respectivement. Ces deux premières coupes sont basées sur le profil topographique de surface et jumèlent des mesures de Clark (1977) à celles prises durant le projet. La troisième coupe (C-C') est une réinterprétation du profil sismique-réflexion de la ligne 55 du *Lithoprobe* tel que présentée par Hynes et al. (2000). À l'aide de ces trois coupes, il est possible de représenter les trois phases principales de déformation identifiées dans l'étude (Kavanagh-Lepage et al., 2020).

L'encart a) de la coupe A-A' montre le bloc-diagramme du gisement de fer du Mont-Reed (Landry, 2013). Le Mont-Reed a fait l'objet d'études approfondies par le passé par la compagnie minière *Cartier Iron*<sup>2</sup>, durant laquelle de nombreux levés géophysiques ont été effectués et une campagne de forage a permis de décrire la structure présente. Les données ne sont pas publiques, mais ont été consultées afin de réaliser une série de blocs-diagrammes (Landry, 2013). Le gisement présente une forme de plis couchés de 1<sup>re</sup> génération, repris par un pli ouvert de 2<sup>e</sup> génération avec un axe plongeant vers le NO. Cette combinaison de phases de plissement donne à ce gisement de fer une forme de crochet, qui est répétée aux lacs du Pingouin et Rond. Cette orientation d'axe de pli de 2<sup>e</sup> génération est la plus abondante dans le TG, comme décrit à la section 5.1.1.

Sur cette coupe, la trace de la foliation et des plans axiaux dénote la deuxième phase de déformation (Figure 5.2). Les observations lithologiques et structurales sont concentrées autour de la marque du 20 km, où la séquence métasédimentaire du Groupe de Gagnon a été observée (Clark, 1977). À cet endroit, des plis serrés et déversés vers le SO sont décrits. Ainsi, à l'aide de la carte régionale et de la coupe A-A' il est possible de démontrer que l'orientation des plis P<sub>2</sub> s'avère continue sur plusieurs dizaines de kilomètres (Figure 5.1).

---

<sup>2</sup> Les lecteurs sont invités à consulter l'album web de J.P. Gosselin regroupant des photos prises durant les années 1960 et montrant les opérations de *Cartier Iron* au gisement du Lac Jeanine, l'ancienne ville de Gagnon et l'exploration au Mont-Wright. <https://flic.kr/s/aHsjpqXxNs>

### 5.1.3 Coupe B-B'

La coupe B-B' rejoint la ZCHJ au SSE à l'ABT au NNO (Figure 5.1) de manière orthogonale à la coupe A-A'. À l'extrémité NNO de la coupe, les mesures de foliation prises jusqu'à 5 km dans le mur de l'ABT sont subparallèles à cette zone de cisaillement. Peu de données sont disponibles dans le mur de la ZCHJ, toutefois, les linéaments visibles sur la carte du gradient magnétique (Figure 4.1), semblent indiquer la même relation entre les foliations du TG dans le mur de l'ABT. En effet, les linéaments se parallélisent à l'approche des deux zones de cisaillement.

Plusieurs générations de plissements sont observables le long de cette coupe. D'abord, entre les deux frontières tectoniques, soit l'ABT et la ZCHJ, les foliations indiquent un plissement de plan axial NE-SO de faible amplitude. Ce plissement a été également décrit par Clark (1977) et correspondrait à la phase de plissement régionale la plus tardive. Ensuite, le gisement de fer du Lac Jeannine se retrouve au centre approximatif de la coupe B-B' (Figure 5.2). Noter que l'encart b) de la Figure 5.2 est perpendiculaire au plan de la coupe. Ce gisement a été décrit par Clark (1977) comme un pli antiforme synclinal. Ce type de structure nécessite deux phases de plissement, telle une superposition de plissement de type 2 ou 3 (Ramsey et Huber, 1987). Les données disponibles ne permettent pas de distinguer le type de plis exactement. Ces deux phases de plissement sont également compatibles avec celles décrites précédemment pour le Mt-Reed. Ainsi, la présence de cette structure implique qu'il y a eu au total au moins 3 phases de plissement, soit deux pour former l'antiforme synclinal, puis une 3<sup>e</sup> qui serait le plissement régional tardif.

### 5.1.4 Coupe C-C' - Ligne 55 du *Lithoprobe*

Hynes et al. (2000) ont présenté un profil sismique réflexion recoupant le secteur à l'étude, mais se sont concentrés sur la partie sud du profil. Le segment nord comporte des particularités intéressantes pour l'étude de l'évolution tectonique régionale. Sur le profil sismique original (Figure 5 d'Hynes et al., 2000), des linéaments-réfecteurs courbes sont identifiés au NE entre les marqueurs 50 et 40, à une profondeur variable entre la surface et 10 km de profondeur. Près de la surface entre les marqueurs 40 et 30, le profil sismique semble indiquer la présence de plis de plan axial NO-SE (perpendiculaire au profil). Puis entre les marqueurs 30 et 25, des linéaments-réfecteurs majeurs ont été notés, marquant la frontière entre le TG, la MIZ et le THJ et, conséquemment, la présence de l'ABT et de la ZCHJ.

Les résultats présentés au chapitre 3 semblent confirmer la présence du Domaine Shabogamo. Par conséquent, il est maintenant possible d'assigner une origine aux réflecteurs courbes au NE de la coupe (Figure 5.2). Les limites est-ouest du DS semblent correspondre aux points où le réflecteur identifié par Hynes et al. (2000) intersecte la surface du sol. Ainsi, le DS et sa mise en place pourrait avoir déformé le TG dans son mur générant une série de réflecteurs ayant une apparence de pli synforme en profondeur.

La présence du DS permet également d'expliquer les réflecteurs près de la surface interprétés comme des plis. Ces plis, de plan axial perpendiculaire à la coupe, correspondent à la génération  $P_2$  décrite à la section 5.1.1. L'échantillon 19CK2104, qui provient du flanc est d'un pli relativement serré et déversé vers le sud-ouest identifié près du Lac Aubrey (figures 5.1 et 5.2). Afin de former cette génération de pli  $P_2$ , une contrainte horizontale est nécessaire et la mise en place des nappes (MIZ et DS) pourrait être la source de cette contrainte telle que suggérée par Jannin (2017). Cette suggestion semble se confirmer ici par l'étude du profil sismique.

Les réflecteurs identifiés du côté SO ont été interprétés comme des zones de cisaillements majeures (Hynes et al., 2000). Sur la coupe A-A', le Terrane Hart-Jaune se retrouve au niveau structural supérieur, suivi du Granite Hart-Jaune de la zone de cisaillement Hart-Jaune, puis du Terrane Tshenukutish de la MIZ. Ces réflecteurs et zones de cisaillements atteignent des profondeurs de près de 30 km dans la croûte. Le mouvement normal décrit dans le chapitre précédent et par Indares et al. (1998) pour la zone de cisaillement Hart-Jaune indique donc potentiellement un important déplacement du THJ.

En somme, les coupes présentées permettent d'illustrer l'influence de la déformation et la formation d'au moins trois phases de plissement dans le TG. Il est important de rappeler que le secteur à l'étude, centré sur le TG, est bordé par deux nappes de haut grade dont le chemin P-T-t semble avoir été comparable (chapitres 2 et 3). Les contraintes régionales qui ont affecté le TG, devraient nécessairement un lien avec la mise en place de ces nappes, tel que suggéré par Jannin (2017) et Labat et al. (2020). La déformation de la MIZ, du DS et du TG semble contemporaine (Chapitre 4), il est donc important de tester quels modèles ou combinaisons de modèles tectoniques permettent d'intégrer le plus des données pétrochronologiques et structurales présentées jusqu'à maintenant.

Enfin, comme le DS partage des caractéristiques clés avec la MIZ (chapitre 3), et qu'il semble distinct du TG selon le profil sismique (Coupe C-C'), il sera considéré dans le reste de ce chapitre que ce domaine est d'origine allochthone et conséquemment que la zone de cisaillement le séparant du TG est une continuité de l'ABT. Il est recommandé que la détermination de l'origine allochthone ou parautochthone du DS soit le sujet d'une étude ultérieure.

## **5.2 Modèles d'accommodation de la convergence**

Différents modèles tectoniques ont été proposés pour décrire l'évolution de l'Orogénie grenvillienne et une tendance existe à les mettre en opposition. Cependant, il a été démontré pour les LHO, comme l'Himalaya, que les processus d'accommodation de convergence dans un orogène se présentent plutôt dans un continuum (Jamieson et Beaumont, 2013; Cottle et al., 2015). Il est possible de regrouper des modes ayant lieu : 1) à un niveau crustal supérieur à moyen de la plaque inférieure au front de l'orogène (prisme orogénique), 2) à un niveau crustal moyen à inférieur (fluage chenalisé et/ou extrusion ductile), 3) à un niveau crustal moyen à supérieur dans l'arrière-pays (effondrement gravitaire et/ou complexes à cœur métamorphiques). Tous ces modes présentent des caractéristiques spécifiques, tels qu'identifiées par Gervais et Brown (2011) et détaillées dans le Tableau 5.1. Celles-ci comprennent: 1) la distribution spatiale du patron de la déformation, 2) le gradient métamorphique apparent sur le terrain, 3) la distribution spatiale des âges de refroidissement et 4) la distribution spatiale des chemins P-T-t. L'applicabilité de ces modèles sera évaluée selon ces caractéristiques, puis un parallèle entre ces modes et le continuum sera discuté à l'aide des résultats géochronologiques les plus récents.

Tableau 5.1 Caractéristiques des modèles tectoniques. Modifié de Gervais et Brown (2011).

Mode/ Caractéristiques	1) Distribution spatiale du patron de la déformation	2) Gradient métamorphique	3) Distribution spatiale des âges de refroidissement	4) Distribution spatiale des chemins P-T-t
Prisme orogénique	Cisaillements inverses et déformation fortement penté	Graduel dans le mur et abrupt dans le toit de la zone de rétro- chevauchement	Rajeunissement vers le niveau structural inférieur	-Exhumation du niveau structural supérieur synchrone au métamorphisme pro-grade du niveau inférieur
Fluage chenalisé/ extrusion ductile	Cisaillement normal et inverse synchrone au sommet et à la base du chenal, respectivement.	Prononcé et graduel-à- prononcé dans le mur et le toit du chenal, respectivement	-Arrière du chenal plus jeune*  -Refroidissement uniforme en section	-Exhumation du chenal synchrone à l'enfouissement de son mur  -Temps de résidence prolongée dans la crouete moyenne
Effondrement gravitaire	-Fabrique horizontale dominante dans le complexe  -Déformation à vergence externe aux extrémités du complexe	Abrupt à l'interface des niveaux structuraux supérieur et inférieur	Variable	Chemins d'exhumation uniquement.
* : Gervais et Brown (2011) avait identifié un âge de refroidissement plus jeune au-devant du chenal, mais il s'agit d'une erreur.				

### 5.2.1 Front de l'orogène

D'abord, au nord-est du secteur à l'étude, van Gool et al. (2008), ont mené une étude exhaustive, compilé les données du TG, et réconciliées leurs observations et interprétations avec un modèle de prisme orogénique. Ce modèle a depuis été revisité par Brodeur-Grenier (2018), qui a présenté un portrait complet des phases de déformations ayant affecté le gisement de fer du Mont-Wright, près du Front du Grenville.

Le modèle de prisme orogénique proposé par Van Gool et al. (2008) répond partiellement aux caractéristiques types identifiées par Gervais et Brown (2011). Le premier critère, soit le patron de déformation dominante, est respecté. En effet, la déformation dans ce secteur est marquée par l'abondance de zones de cisaillement inverses subparallèles au front de l'orogène (Rivers, 1980; Brown et al., 1990). Ces zones de cisaillement forment localement des duplex dont la fabrique interne est principalement parallèle et de pendage fort (Brown et al., 1991; van Gool et al., 2008). Schwartz (1998) a également décrit une parallélisation du litage à la schistosité ( $S_0 // S_1$ ) à travers les duplex du TG, à l'est du DS.

Le deuxième critère décrivant le gradient métamorphique est également respecté. Le gradient métamorphique dans ce secteur du TG présente une augmentation graduelle passant du faciès schiste vert dans le toit du Front du Grenville au faciès amphibolite supérieure au sommet du TG, dans le mur du Terrane Molson Lake (TML; Rivers, 1983; van Gool et al., 2008). Les isogrades documentés sont subparallèles à l'orogène, comme les zones de cisaillements inverses, compatible avec la présence d'un gradient métamorphique inversé (Rivers, 1983). Puis, le grade métamorphique varie abruptement au sommet du TG. En effet, le TML présente plusieurs évidences de métamorphisme au faciès des éclogites (Indares, 1993). Ainsi cette caractéristique semble respectée.

Les études antérieures ne permettent pas de vérifier si les critères trois et quatre, soit la distribution spatiale des âges de refroidissement et des chemins P-T-t, sont respectés. La datation la plus récente remonte aux travaux de Schwartz (1998). Ce dernier a daté deux fractions de zircon provenant d'un dyke de granite à Grt-Cpx, recoupant la foliation. La date obtenue de  $995 \pm 2$  Ma a été interprétée comme l'âge de cristallisation du dyke. Cet âge confirme que l'activité tectonique de ce secteur est synchrone à celle décrite dans la région à l'étude, mais ne permet pas d'établir une distribution d'âge de refroidissement ni de chemins P-T-t. Des datations K/Ar sur biotite et

muscovite ont été réalisées en 1960 et 1963 (Lepp et al., 1963 et références incluses) dans le TG, près du Mt-Wright. La datation de mica à l'aide du système K/Ar ou encore Ar/Ar a grandement évolué depuis 1960 (voir revue de Schaen et al., 2021), conséquemment, les datations de l'époque ne sont pas jugées assez fiables pour une interprétation tectonique de détail.

Il est important de noter que le modèle de van Gool et al. (2008) ne s'étend pas au secteur à l'étude centré sur le Mt-Reed. De prime abord, les structures identifiées à l'est du DS sont fortement différentes de celle à l'ouest du DS décrite à la section 5.1. En effet, les foliations mesurées ne sont que rarement fortement pentées et aucune zone de cisaillement inverse n'a été identifiée. De plus, il ne semble pas y avoir d'isogrades dans le secteur du TG étudié.

### **5.2.2 Juxtaposition des domaines tectoniques**

Deux modèles tectoniques impliquant la croûte moyenne à inférieure ont été proposés pour le secteur à l'étude. D'abord, au sud-ouest du Réservoir Manicouagan, Jannin et al. (2018a, b) ont présenté un modèle de fluage chenalisé ayant affecté à la fois le TG et la ceinture allochthone, remaniant même l'ABT. Puis, un modèle d'extrusion ductile a été suggéré pour la MIZ, et, ce dernier, est fortement appuyé par les études antérieures (e.g. Indares et al. 1998; Indares et al., 2000; Hynes et al., 2000; Rivers et al., 2002; Jannin, 2017; Labat et al., 2020; Kavanagh-Lepage et al., 2023). Ces deux modes impliquent à la fois le mur et le toit de l'ABT, interface désignée entre la plaque inférieure (CP) et supérieure (CA) (Gervais et al., 2023). Il faut préciser que ces modèles sont, en fait, deux variantes d'extrusion par fluage chenalisé (Beaumont et al., 2006). Le modèle de Jannin (2018a, b) correspond à un fluage chenalisé hétérogène (Mode 2 de Beaumont et al. 2006), où des segments de la croûte sont incorporés au chenal, tandis que le modèle d'extrusion ductile correspond plutôt au fluage chenalisé hétérogène sous forme d'expulsion/extrusion de « hot nappes » formés de segments crustaux de compétences différentes (Jamieson et al., 2006, 2007). Dans ce dernier modèle, l'expulsion est forcée par la présence d'un « indenter », agissant comme un piston, et la force principale derrière l'extrusion est d'origine tectonique.

Afin d'évaluer l'applicabilité d'un modèle de fluage chenalisé et/ou d'extrusion ductile il est crucial de démontrer le mouvement synchrone d'une zone de cisaillement inverse basal et de cisaillement normal sommitale. Jannin et al. (2018a, b) ont mené une étude géochronologique de dykes tardi-déformations provenant de deux zones de cisaillements de vergences opposées, soit

inverses, au niveau structural inférieur et normal au niveau supérieur. Les résultats de cette étude a montré la cristallisation synchrone de dykes granitiques tardi-déformation dans ces zones de cisaillement. L'âge de la déformation ductile pour ce chenal est d'environ 980 – 960 Ma (Jannin et al., 2018b), soit un intervalle d'âge chevauchant la déformation datée au chapitre précédent.

L'étude de la MIZ a également permis de démontrer le mouvement synchrone de zones de cisaillements frontières. D'abord, l'extrusion ductile de la MIZ aurait eu lieu sous un régime de contrainte en constriction (Labat et al., 2020). Dans ce modèle, les zones de cisaillement frontières sont non seulement basales et sommitales, mais également latérales. Le secteur à l'étude comprend toutes ces zones frontières : les zones de cisaillement basale et latérale sont toutes deux des segments de l'ABT (Chapitre 5) tandis que la zone de cisaillement sommitale serait la ZCHJ. Les datations présentées pour la zone de cisaillement basale (affleurement 19CK2033) et la zone de cisaillement latérale (19CK2052) indiquent un mouvement de l'ABT à  $984 \pm 12$  Ma et  $996 \pm 9$  Ma, respectivement (Chapitre 4), et corroborent celles présentées par Labat et al. (2020) pour le mur de l'ABT ( $984 \pm 5$  Ma; 17CK1012), l'intérieur de la MIZ ( $995 \pm 5$  Ma; 17CK1023) et la ZCHJ ( $992 \pm 10$  Ma; 17CK1003). Malgré que ces dates se chevauchent avec leurs incertitudes, le degré de précision de la méthode LA-ICPMS (~2%, Kosler et al., 2013) ne permet pas de prouver hors de tout doute la synchronicité de ces zones de cisaillement.

Dans le cas du DS, la zone de cisaillement basale et latérale serait l'ABT (chapitre 3 et section 5.1.4). Les datations présentées pour les affleurements 19CK2090 ( $985 \pm 18$  Ma) et 19CK2089 ( $972 \pm 16$  Ma) indiquent un mouvement contemporain à celui de la MIZ (chapitres 3 et 4). Cependant, la zone de cisaillement sommitale demeure non identifiée. Selon l'étude des linéaments géophysique (chapitre 3), la frontière sommitale pourrait être la base du Terrane de Molson Lake. Une cartographie plus avancée du DS pourrait permettre d'identifier cette frontière, entre autres le long de la rivière Moisie.

Le deuxième critère, soit la présence d'un gradient métamorphique entre la nappe (ou chenal), son mur et son toit, ne semble pas respecté. Un contraste existe entre la MIZ et le TG dans son mur. Dans la MIZ, le paroxysme du métamorphisme aurait atteint le faciès des éclogites à près de 1,8 GPa – 850 °C durant la phase Ottawan (Chapitre 2; Indares, 2003; Cox et Indares, 1999). Dans le TG, l'étude de Beaudry (2023) a démontré un paroxysme du métamorphisme de près de 1,5 GPa – 700 °C, durant la phase Rigolet. Malgré ce contraste apparent, le métamorphisme de la MIZ dans

le toit et du TG dans le mur sont séparés de près de 40 Ma et indiquent des événements distincts. Le THJ se retrouve dans le toit de la MIZ, et comme décrit précédemment, ce terrane aurait échappé au métamorphisme grenvillien (Rivers, 2008), formant un fort contraste métamorphique. En somme, ce critère n'est pas entièrement respecté.

Dans le secteur à l'étude, des âges de refroidissement sont seulement disponibles pour la MIZ. Les études de Cox et al. (1998) et Kavanagh-Lepage et al. (2023) (Chapitre 2) ont révélé des âges U-Pb sur rutile de  $960 \pm 6$ ,  $946 \pm 2$  et  $929 \pm 4$  Ma et de  $933 \pm 24$  Ma, respectivement. L'interprétation des âges présentés au chapitre 2, suggère un refroidissement sous une température de 500 – 600 °C à cette date. Ces âges sont distribués à travers les différents niveaux structuraux de la MIZ et indiquent un refroidissement plutôt uniforme plus jeune que 950 Ma. Davantage de données sont nécessaires pour se prononcer sur le 3<sup>e</sup> critère.

L'information compilée dans cette étude permet de vérifier le quatrième critère. Le tableau 5.2 présente les conditions P-T et les datations respectives pour le paroxysme du métamorphisme, la décompression, une limite sur la déformation ductile et le refroidissement. Ces données sont tirées des chapitres 2, 3 et 4, et de Beaudry (2023).

Tableau 5.2 Sommaire des conditions P-T et leurs âges pour la MIZ, le DS et le TG. Paroxysme P-T du TG tiré de Beaudry (2023).

<b>Terrane/point P-T-t</b>	<b>Paroxysme P-T</b>	<b>Décompression</b>	<b>Fin déformation ductile</b>	<b>Refroidissement et déformation localisée</b>
MIZ	1,8–1,6 GPa et 800–900 °C  1036 ± 22 Ma	<1036 Ma et > 990 Ma	P < 1,2 GPa T < 700°C  ca. 990 Ma	P = S.O.  T < 500 – 600 °C  946 ± 23 Ma
DS	1,7–1,5 GPa et 750–800 °C  >987 ± 16 Ma	1,2 GPa et 770 °C  > 969 ± 17 Ma	  985 ± 18 Ma	S.O.
TG	Mur du DS :  1,5 GPa et 700°C  > 970 ± 16 Ma	S.O	Mur de la MIZ: 990 – 980 Ma  Mur du DS :  < 970 ± 16 Ma	S.O

Le chemin P-T-t de la MIZ et du DS indique l'exhumation de ces nappes contemporaines au métamorphisme prograde du TG dans leur mur. Cette dualité est normalement attribuée à l'exhumation à travers un prisme orogénique (Tableau 5.1; Gervais et Brown, 2011), mais elle a été également observée et modélisée dans le mur d'un chenal (Jamieson et al., 2004; Larson et al., 2013).

Comme présenté dans les chapitres 2 et 3, les grenats étudiés dans les échantillons d'amphibolites 17CK1024 (MIZ) et 19CK2090 (DS) montrent des profils chimiques plats indiquant l'homogénéisation de leur composition. Cette signature est typique d'un temps de résidence de la roche à des conditions d'au moins 800°C pour une période de plus de 10 Ma (Caddick et al., 2010; Faryad & Ježek, 2019), correspondant à un niveau crustal moyen à inférieur. À l'opposé, Indares (1995) et Schwartz (1998) ont présenté des profils chimiques de grenats en forme de cloche, indiquant la préservation d'une zonation de croissance et donc d'un métamorphisme de plus courte durée dans le TG. Le quatrième critère semble donc respecté, la MIZ et le DS montrent un chemin

P-T-t d'exhumation synchrone à l'enfouissement du TG dans leur mur, suite à un temps de résidence prolongé dans la croûte inférieure à moyenne.

### 5.2.3 Arrière-pays

Enfin, il a été proposé que le THJ et le Terrane du Lac Joseph (TLJ) aient été des segments de la couverture orogénique impliqués dans un effondrement gravitaire durant la phase Ottawan (Rivers, 2008; Rivers, 2012). En effet, il appert que le TLJ n'a pas enregistré de métamorphisme grenvillien et préserve des âges de refroidissement  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphibole de ca. 1260 Ma (Connelly, 1991; Connelly et Heaman, 1993, Connelly et al., 1995). Les évidences pour le THJ ne sont pas aussi définitives, et reposent principalement sur les inférences de Rivers (2008) qui note qu'un pluton d'anorthosite-gabbro du THJ préserve des textures ignées et un âge U-Pb zircon de ca. 1166 et que le THJ repose à un niveau structural identique que le TLJ. Scott et Hynes (1994) ont également suggéré un métamorphisme anté-grenvillien pour le THJ, mais les données n'ont jamais été publiées et ne sont plus disponibles. Par conséquent, cette dernière référence est omise. Néanmoins, l'argument structural est relativement robuste et le rôle du THJ comme couverture orogénique (Rivers, 2008) demeure plausible (e.g. Soucy La Roche et al., 2015; Rivers et Schwerdtner, 2015).

Van Gool et al. (2008) et Brodeur-Grenier (2018) ont proposé un modèle d'effondrement gravitaire impliquant le TG et le TML-TLJ, soit des frontières tectoniques équivalentes à celles présentes dans le secteur à l'étude. Ces auteurs suggèrent que la phase de plissement la plus tardive du TG serait la réponse à l'effondrement des niveaux structuraux supérieurs durant la phase Rigolet. Le modèle d'effondrement de Brodeur-Grenier (2018) est appuyé par une étude structurale qui démontre que la phase terminale de l'orogénèse grenvillienne aurait eu lieu dans un régime de contrainte en transtension. Ainsi, il semble plausible que le secteur à l'étude ait également été affecté par un effondrement gravitaire Rigolet.

L'évaluation des critères de Gervais et Brown (2011) pour ce mode d'exhumation est non concluante. D'abord le critère du patron de la déformation est partiellement respecté. En effet, le segment du TG à l'étude présente une série de frontières tectoniques pouvant lui accorder la forme d'un complexe. Les frontières du TG sont des zones de cisaillement majeures incluant l'ABT. La vergence de ces zones indique un mouvement externe, soit : un mouvement normal à oblique normal à l'ABT dans le mur de la MIZ à l'ouest; un mouvement normal pour la ZCHJ au sud; et

un mouvement oblique à décrochant entre le DS et le TG à l'est (Chapitre 3 et 4). Dans le cas d'un complexe à cœur métamorphique, les zones de cisaillements limitrophes seraient plus jeunes que la déformation interne. Cependant, les datations de la déformation présentées aux chapitres 3 et 4 indiquent plutôt une déformation synchrone autant en bordure qu'à l'intérieur du TG. Si le TG formait un complexe, le second aspect de ce premier critère n'est en apparence pas respecté. Comme démontré précédemment, le patron de la déformation dans le TG démontre la présence d'au moins trois phases de plissement, et non une fabrique horizontale dominante. Toutefois, en régime régional en transtension (Fossen et al., 2013), il serait plausible de former les plis  $P_3$  tels qu'identifiés à la section 5.1. Cette possibilité sera discutée dans la section suivante.

En considérant le TG comme complexe, le 2<sup>e</sup> critère est en apparence respecté. Un contraste métamorphique est présent pour chacune des frontières énoncées ci-haut. Toutefois, dans le secteur à l'étude, les niveaux crustaux supérieur et moyen seraient respectivement le THJ (Rivers, 2008) et le TG. À cette frontière particulière, le TG serait juxtaposé à la couverture orogénique, mais comme décrit précédemment, aucune étude moderne du THJ ne permet de confirmer ou infirmer la présence de métamorphisme grenvillien dans ce terrane. Néanmoins, selon l'inférence généralement acceptée que le THJ aurait échappée au métamorphisme grenvillien, ce 2<sup>e</sup> critère est en apparence respecté.

Comme décrit ci-haut, les informations disponibles dans le secteur à l'étude ne permettent pas de se prononcer sur les critères trois et quatre. L'information critique manquante est le chemin P-T-t grenvillien du THJ. Dans un modèle d'effondrement gravitaire type, un chemin P-T-t de la base du THJ montrerait un métamorphisme synchrone avec le chemin P-T-t d'exhumation du complexe (ici, le TG) dans son mur (e.g. Soucy La Roche et al., 2015). Il est recommandé que ceci soit le sujet d'une étude future.

Bref, les critères du mode d'exhumation d'effondrement gravitaire sont partiellement respectés. Le TG a, en apparence, la forme d'un complexe métamorphique bordé de zones de cisaillement à vergence externe, montrant un contraste métamorphique avec des niveaux crustaux différents. Cependant, le TG ne comporte pas une fabrique horizontale dominante et l'exhumation des nappes de haut grade semble avoir causé son métamorphisme et un plissement généralisé (Chapitre 5).

## 5.2.4 Sommaire

Le secteur à l'étude semble respecter le plus de caractéristiques pour les modèles d'extrusion ductile et d'effondrement gravitaire. Il est fort probable que le secteur a été affecté par l'extrusion ductile des nappes (MIZ et DS), marqué par leur métamorphisme de haut grade et de longue durée, et une déformation contemporaine durant la phase Rigolet. Le TG a également l'apparence d'un complexe à cœur métamorphique bordé par des zones de cisaillements à vergence externes. Bien que le secteur ne réponde à aucun critère du modèle de prisme orogénique, les structures en plis nappe couchés (Mt-Reed, Lac Jeanine) impliquent une phase de déformation précédant l'extrusion ductile. La prochaine section présente un modèle tectonique ralliant le plus de caractéristiques.

## 5.3 Modèle tectonique

Un modèle tectonique a été conçu et permet de réconcilier le continuum d'évolution tectonique présenté ci-haut, les données pétrochronologiques disponibles et les phases de déformations du TG présentées dans la section 5.1. Le modèle présenté intègre des notions des différents modes d'exhumations présentés dans la section précédente et décrit l'évolution de la région à travers le temps.

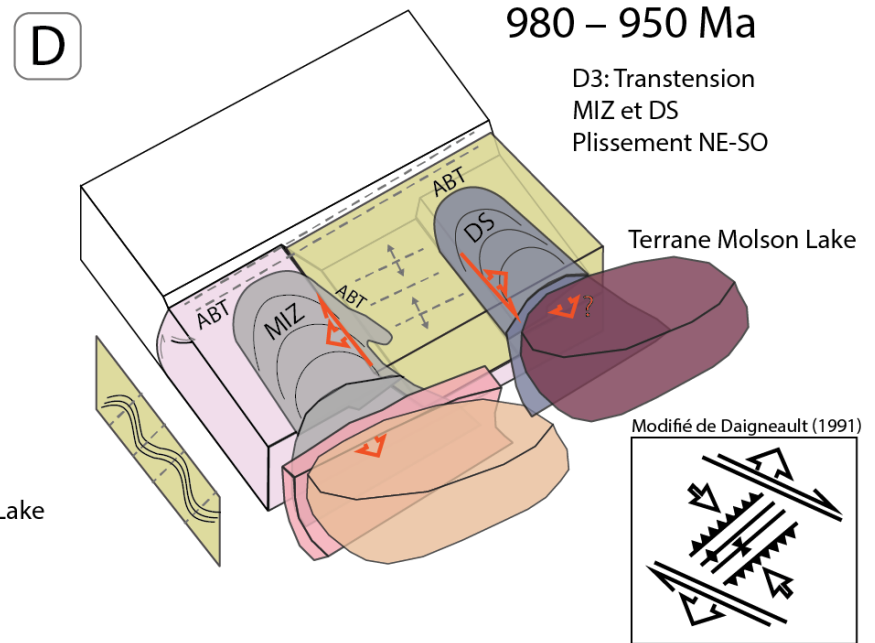
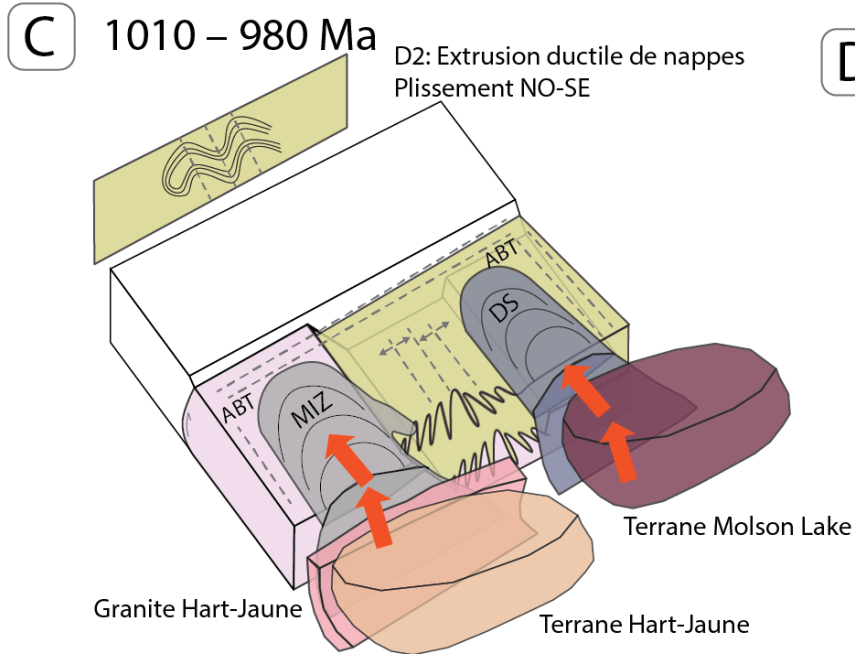
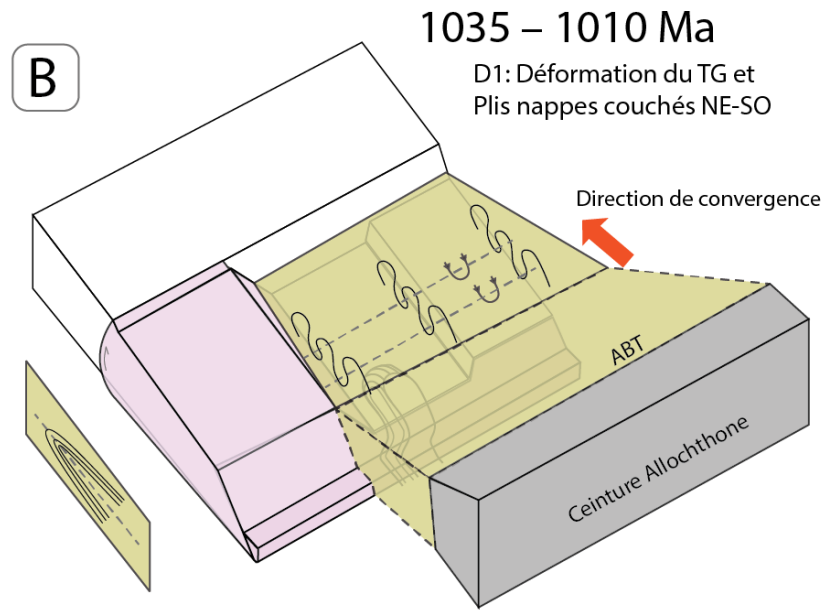
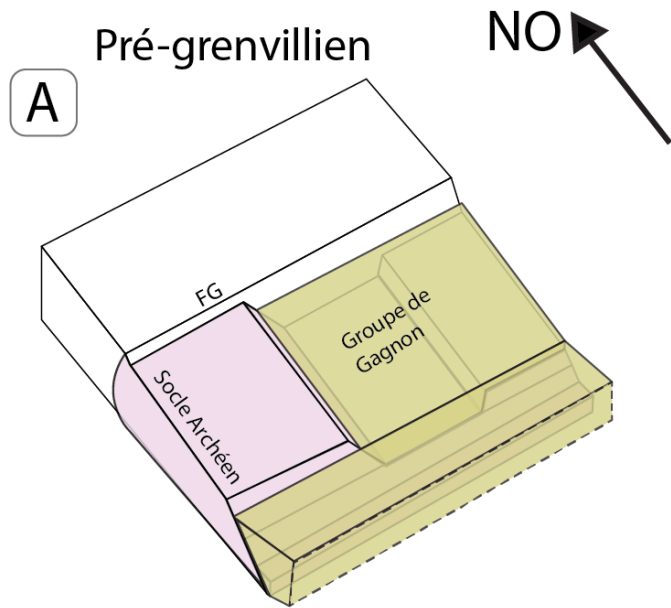
### 5.3.1 État initial

Le point de départ du modèle tectonique est au Paléoprotérozoïque, alors que la marge sud-est (orientation actuelle) du craton laurentien était une marge passive. Le Groupe de Gagnon qui est corrélé au Groupe du Lac Knob de la Fosse du Labrador (Moukhsil et al., 2013; van Gool et al., 2008) se serait formé sur cette marge passive (Henrique-Pinto et al., 2017; van Gool et al., 2008 et références incluses). Ces sédiments ont un spectre d'âge de déposition avec des fréquences plus grandes à l'Archéen (ca. 2685 – 2650 Ma; revue de Simard et al., 2015) et au Paléoprotérozoïque (1800 – 1900 Ma). Ces âges sont similaires à ceux des cœurs de zircons décrits au chapitre 4 et par Beaudry (2023). La présence de surcroissance de zircon d'âge Rigolet par-dessus ces cœurs indique que ces sédiments n'ont pas été soumis à un métamorphisme anté-grenvillien. Cet argument a d'ailleurs été mis de l'avant par Gervais et al. (2023) pour suggérer que cette marge passive en abord de Laurentia a duré plusieurs centaines de millions d'années.

La formation de cette marge passive aurait légué au socle laurentien une géométrie particulière qui s'est avérée importante durant l'orogénie grenvillienne (Figure 5.3A). La reconstruction stratigraphique qualitative de van Gool et al. (2008) indique une variation des épaisseurs des

formations du Groupe du Lac Knob à travers le TG. Les variations sont notées autant parallèlement que perpendiculairement à la marge (et de l'orogène), et van Gool et al. (2008) suggèrent qu'il s'agit du résultat du mouvement de failles normales lors de la formation de la marge passive. De plus, l'étude gravimétrique de Jannin (2017) a permis de délimiter de profondes rampes de socle perpendiculaires et parallèles au front de l'orogène, dont deux perpendiculaires sous la MIZ et le DS. La présence de rampes frontales et latérales peut avoir un effet perversif lors de l'orogénèse (e.g. Soucy La Roche et Godin, 2019). Ainsi, la géométrie du socle laurentien héritée de la marge passive Paléoprotérozoïque aurait exercé une influence lors de l'orogénie grenvillienne.

Figure 5.3 Modèle tectonique de l'orogénie grenvillienne. Noter que ce modèle conceptuel n'est pas à l'échelle. A) Configuration initiale de la Ceinture Parautochtone incluant des rampes de socles parallèles et perpendiculaires à l'orogène (Modifié de Jannin, 2017). B) Première phase de déformation – formation de plis-nappes couchés dans la CP. Cette déformation est compatible avec la première phase de plissement décrite pour le Mont-Wright, au NE du secteur à l'étude, soit des plis de plan axial NNE-SSO déversés au NO. C) Exhumation des nappes de haut grade (MIZ et DS) de leur niveau crustal inférieur à un niveau crustal moyen. L'exhumation aurait été facilitée par la présence des rampes de socles (Jannin, 2017 et références comprises). La 2<sup>e</sup> phase de déformation notée dans le TG serait formée par les contraintes imposées lors de l'exhumation des nappes. Les paragneiss du TG se retrouvent plissés selon un plan axial NO-SE, formant des plis serrés variants de droits à déversés. Cette phase de déformation aurait donné la forme distincte de crochets des formations de fers de la région à l'étude, tel que le Mt-Reed (voir Figure 5.1). D) Relâchement des contraintes suite à l'extrusion et affaissement des nappes, imposant un régime en transtension dans le TG. Régime de contrainte tardif compatible avec celui présenté pour le Mt-Wright (Brodeur-Grenier, 2018). Formation de plis droits, ouverts de plan axial NE-SO. Cette dernière génération de plissement est visible grâce aux mesures de foliations régionales (Coupe B-B', Figure 5.1; Clark, 1977), et permet d'expliquer l'axe de plis plongeant vers le NO du Mt-Reed ainsi que la répétition de plis en forme de crochets. (Figure à la page suivante)



### **5.3.2 > 1035 Ma : Métamorphisme prograde de la CA**

Le modèle présenté est compatible avec les travaux de Gervais et al. (2023) qui ont suggéré que le métamorphisme prograde de la CA aurait eu lieu au sein du protocontinent Shawiniga, avant la collision continentale avec Laurentia. Ainsi, l'enfouissement de la MIZ et l'atteinte du paroxysme métamorphique à 1050 – 1035 Ma (Indares et al. 1998; Chapitre 2), témoigne d'un chemin P-T-t ayant débuté plus tôt et sans nécessairement de lien direct avec la CP. L'exhumation aurait eu lieu plus tard, une fois la collision continent-continent entamée et après un raccourcissement et un transport significatif vers l'avant-pays.

### **5.3.3 1035 – 1010 Ma : Formation des plis nappes**

Dans ce modèle, la marge passive laurentienne n'aurait été impliquée dans l'orogène du Grenville qu'à partir de 1035 Ma (Gervais et al., 2023). Le TG devait se prolonger au sud-est de minimalement 150 km. En effet, la mise en place de dykes granitiques pegmatitiques peralumineux dérivés de la fusion partielle des métasédiments de TG est documentée au sud du réservoir Manicouagan (Jannin et al., 2018; Turlin et al., 2018) sur près de 100 km.

La migration du front de l'orogène vers l'avant pays a dû opérer durant près de 20 Ma et durant ce temps, le secteur à l'étude aurait été soumis à un épaissement crustal compatible avec la formation d'un prisme orogénique (Platt, 1986). Le TG aurait été en partie sous-charrié, comme suggéré par van Gool et al. (2008). Cependant, le secteur à l'étude du TG démontre une déformation polyphasée plus complexe (Section 5.1), incompatible avec la seule formation de duplex (van Gool et al., 2008; Schwartz, 1998). La formation de plis nappes couchés (Phase D1, Section 5.1; Figure 5.3 C) d'échelle régionale peut s'effectuer lorsque la propagation normale, soit vers l'avant-pays, de la déformation est interrompue par la présence d'un obstacle telle une rampe frontale rigide de socle (Bastida et al., 2014 et références incluses). Le niveau structural moins compétent, tel le TG composé de métasédiments, aurait été déformé ductilement et aurait adopté la forme de plis-nappe couché afin de surmonter la rampe frontale. Tel que décrit précédemment, le socle laurentien comporte des rampes frontales, et leur présence aurait contribué à la phase de déformation D1.

### **5.3.4 1010 – 980 Ma : Extrusion ductile des nappes et compression NE-SO**

Un paradoxe est apparent lors de l'étude de l'extrusion ductile de la MIZ. La majorité des unités lithologiques cartographiées consistent d'orthogneiss type AMCG a priori compétent et dense (Indares et al., 1998; Bilodeau et Mathieu, 2016; Kavanagh-Lepage et al., 2018). Labat et al. (2020)

se sont servi du caractère particulier et omniprésent de la déformation subsolidus à l'intérieur de la MIZ afin de circonscrire son étendue sur le terrain. Bien que la fusion partielle ne soit pas nécessaire au flux ductile (Jamieson et Beaumont, 2013), la diminution drastique de la viscosité à l'atteinte d'une fraction de liquide anatectique de près de 7% (Rosenberg et Handy, 2005) facilite grandement le fluage. Il semble donc contre-intuitif que la MIZ ait été exhumée par extrusion ductile. Les données recueillies durant cette étude permettent de répondre à ce paradoxe.

Dans la MIZ, il semble que la réduction de la viscosité a eu lieu par un autre mécanisme que la fusion partielle *in situ* pervasive. À certains affleurements de la MIZ, les unités lithologiques sont bréchifiées et parfois transposées dans le plan de la déformation (Indares, 1998; Kavanagh-Lepage et al., 2018; Labat et al., 2020). Un exemple type est l'affleurement 17CK1003 (Figure 5.4A, B), où un leucogranite bréchifié et déforme un corps de gabbro éclogitique. Kavanagh-Lepage et al. (2018) ont noté que la déformation des fragments de gabbro est contemporaine à leur rétrogression (Figure 5.4C, D). Labat et al. (2020) ont suggéré que la déformation a majoritairement été partitionnée dans le leucogranite et ont daté la cristallisation de ce leucogranite à  $992 \pm 10$  Ma. Les échantillons de datations présentés à la section 4.4 (Figure 4.24) proviennent de contexte similaire. Il est important de noter que la Figure 4.24 ne présente que les échantillons ayant été daté, et que sur le terrain, la majorité des affleurements de la MIZ présentent des dykes tardi-déformation. Comme Rosenberg et Handy (2005) ont décrit la perte de cohérence et la réduction de la viscosité à l'échelle de l'échantillon par l'interconnectivité de seulement 7% de matériel partiellement fondu, et par la tendance des structures géologiques à avoir un caractère fractal (Mandelbrot, 1982) un phénomène identique pourrait avoir lieu à l'échelle du terrain. Par conséquent, la mise en place d'un réseau pervasif de dykes leucogranitique pourrait avoir contribué à réduire la viscosité de la MIZ dans son ensemble, et, été le catalyseur de la déformation Rigolet dans ce segment de la PG.

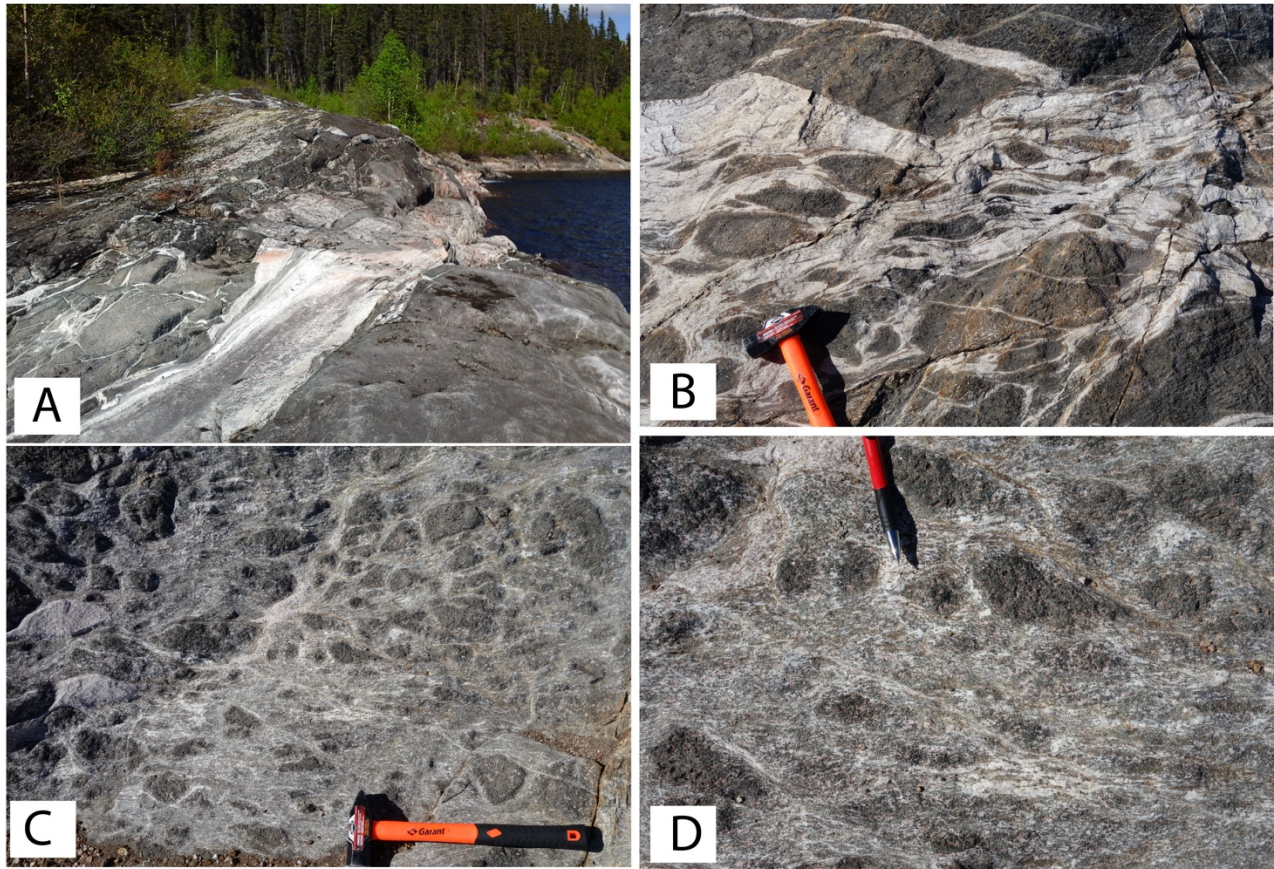


Figure 5.4 A) Aperçu de la bréchification à l’affleurement 17CK1003 et injection de leucogranite. B) Vue de l’intrusion leucogranitique et des fragments de gabbro C) Gabbro éclogitique démembré et fragments emportés par la déformation. D). Vue sur un des fragments de gabbro éclogitique. Les cœurs des fragments préservés un assemblage Grt-Cpx tandis que leurs marges sont rétro-morphosées en amphibolite. Les fragments adoptent par endroit des formes sigmoïdes, indicatif de la déformation pervasive.

Des facteurs différents de la diminution de la viscosité peuvent également encourager le fluage et/ou l’extrusion ductile. Tel que présenté précédemment, le socle laurentien comporte de nombreuses rampes et Hynes (2002) a démontré que l’extrusion peut s’effectuer préférentiellement le long d’une rampe de socle latérale. Il a été démontré que les rampes frontales, quant à elle, peuvent agir à titre de pistons ou « indentors » forcent l’expulsion des roches ductiles (Warren et al., 2008; Jamieson et al., 2010; Duretz et al., 2011). De plus, Gervais et Ranalli (2017) ont montré que le fluage pouvait se produire lorsqu’un contraste de densité latéral est présent à un niveau crustal supérieur. Tel que résumé par Labat et al. (2020), tous ces facteurs sont présents dans le secteur à l’étude et ont probablement contribué à l’exhumation de la MIZ par extrusion ductile.

Comme la mise en place de dykes tardi-déformation dans la MIZ et le TG contraint l'âge minimal d'exhumation à près de 1010 Ma (Figure 4.24), ce moment charnière est choisi à titre de début de la troisième étape du modèle tectonique (Figure 5.3C). La mise en place synchrone de dykes tardi-déformations à travers la MIZ et le TG entre 1010 – 980 Ma indique que cette nappe de haut grade a chevauché les rampes de socles pour reposer par-dessus le Groupe de Gagnon et le Complexe d'Ulamen du TG. La déformation sub-solidus Rigolet documentée par Labat et al. (2020) serait donc une expression de la déformation induite dans la MIZ lors de l'extrusion ductile.

Le chevauchement des rampes de socles par la MIZ et son intrusion dans les métasédiments partiellement fondus du TG aurait engendré une réponse de ceux-ci. En effet, la variation du volume crustal aurait été accommodée d'une part par une déformation interne en constriction de la MIZ et d'autre part par une compression latérale dans le TG (Labat et al., 2020). Cette compression latérale du TG correspond à la phase D2 documenté à la section 5.1 (Figure 5.3C). Comme suggéré par Jannin (2017) la mise en place du DS dans le TG aurait eu lieu par un mécanisme similaire. Les datations présentées aux chapitres 3 et 4, indiquent que l'exhumation du DS aurait été synchrone-à-tardive par rapport à celle de la MIZ. Il est possible qu'un régime de contrainte de compression a également été généré dans le TG du secteur à l'étude, tel que semble indiquer l'interprétation de la coupe sismique C-C' (Figure 5.1)

En somme, un paradoxe apparent est présent lorsque l'extrusion ductile de la MIZ est abordée, mais cette étude permet d'y répondre en intégrant toutes les données disponibles. L'extrusion de la MIZ aurait débuté après 1040 Ma, et la mise en place pervasive de dykes granitiques aurait pu favoriser l'extrusion ductile d'un niveau crustal inférieur à un niveau crustal moyen. Puis, à mesure de l'avancée vers l'avant-pays, d'autres facteurs ont joué un rôle important. La combinaison de rampes de socles latérales et frontales, et d'un contraste de densité ont propulsé la MIZ à un niveau crustal moyen par ca. 1010 Ma. La fin de l'extrusion ductile est marquée par la mise en place de dykes granitiques tardi-déformation à travers la MIZ, qui ont cristallisé contemporaines à ceux présents dans le TG sous-jacent ca. 980 Ma.

Un élément crucial demeure incertain dans l'évolution de la MIZ passé cet épisode extrusion ductile. En effet, à ce jour, les études métamorphiques ne permettent pas de contraindre le chemin rétrograde de la MIZ, ni du TG, jusqu'à un niveau crustal supérieur. En effet, au chapitre 2, les résultats P-T s'arrête à des conditions de 1,2 GPa – 700°C pour une amphibolite de la MIZ. Beaudry

(2023) a mené une étude P-T par permutation pour l’affleurement 19CK2104 du TG, et a obtenu des conditions minimales de métamorphisme rétrograde à près de 600°C et 1,0 GPa. Ces résultats combinés à la préservation de profils de zonation prograde dans les grenats du TG (Indares, 1995; Schwartz, 1998) indiquent un métamorphisme prograde Rigolet rapide suivi d’un refroidissement également rapide. Une étude métamorphique, par exemple basée sur la thermochronologie, pourrait permettre de combler cette incertitude.

### **5.3.5 980 – 950 Ma : Relâchement des contraintes et effondrement gravitationnel**

Brodeur-Grenier (2018) a proposé un modèle d’effondrement gravitaire tardi-grenvillien pour le TG. Dans ce modèle, le Front du Grenville et la zone de cisaillement séparant le TML et le TLJ seraient réactivés en mouvement oblique normal. Brodeur-Grenier (2018) a suggéré que ce régime de contrainte en transtension aurait pour influence de créer des plis tardif, ouvert, perpendiculaires à l’orogène. La géométrie des zones de cisaillements dans ce modèle est responsable de l’orientation des plis orthogonaux à l’orogène.

Dans le secteur à l’étude, une phase tardive (D3) de plissement a également été identifiée (Figure 5.2, section 5.1). Assumant un relâchement de contrainte régional, tel que suggéré par Brodeur-Grenier (2018), un effondrement aurait potentiellement eu lieu également dans le secteur à l’étude. La phase de déformation D3 aurait formé des plis d’orientation NE-SO dans le secteur à l’étude (Figure 5.2, section 5.1). Ces plis sont parallèles à l’orogène, mais perpendiculaires aux frontières de la MIZ et du DS (Figure 5.3D). Une déformation oblique normale de direction opposée à ces frontières pourrait générer des contraintes en transtension dans la région à l’étude, comme suggérée par le modèle d’effondrement gravitationnel de Brodeur-Grenier (2018). Cet effondrement en transtension permettrait d’expliquer aussi la forme apparente de complexe à cœur métamorphique du TG.

Comme discuté au chapitre 2, une ambiguïté demeure quant au moment de cet effondrement. La zone de cisaillement Racines de la MIZ aurait été active à  $946 \pm 23$  Ma et cet âge chevauche celui de  $961 \pm 22$  Ma obtenue par Jannin et al. (2018a, b) pour le fluage chenalisé au sud du réservoir Manicouagan. Si le cisaillement normal le long de la zone de cisaillement de Racines était effectivement synchrone avec le fluage chenalisé, il pourrait avoir été causé par une déstabilisation locale de la croûte moyenne plus froide au-dessus du chenal plus chaud. Comme les âges de

refroidissement sur rutile sont contemporains (ca. 950 Ma; Cox et al., 2002; Kavanagh-Lepage et al., 2023) à l'activité de la zone de cisaillement Racines, il semble plausible que la MIZ reposait alors à un niveau crustal moyen. Ceci serait compatible avec le continuum de l'arrière-pays à l'avant-pays attendu pour la croûte moyenne lors d'un orogène collisionnel (Cottle et al., 2015). Cependant, si la déformation postdate vraiment l'épisode de fluage chenalisé, un modèle d'effondrement gravitationnel serait plus compatible pour la phase de déclin de l'orogène de Grenville. En effet, un cisaillement normal localisé synchrone aux âges de refroidissement et postdatant la déformation régionale est caractéristique de l'effondrement gravitationnel tardi-orogénique (Gervais et Brown, 2011).

Malgré qu'il soit impossible d'infirmer la possibilité que la MIZ eût été affectée par le fluage chenalisé tardif, l'interprétation de l'effondrement gravitationnel est favorisée dans le modèle proposé ici (Figure 5.3D). Les facteurs ayant favorisé l'extrusion ductile des nappes ont tous une influence temporaire, c'est-à-dire qu'il y a un point de non-retour après lequel l'application de ces forces diminue grandement. Par exemple : une fois la rampe de socle passée, l'effet de piston ou de plan incliné s'amenuise, et, une fois que la nappe est exhumée à un niveau crustal moyen à supérieur à partir d'un niveau inférieur, l'unité lithotectonique qu'elle laisse dans son toit cesse de produire un gradient de pression. En somme, suite à l'exhumation par extrusion ductile, les contraintes appliquées sur la MIZ et le DS ont dû se relâcher et faire place à une contrainte principale gravitationnelle. L'effondrement de la MIZ sur elle-même aurait pu générer le type de contraintes nécessaire à la formation d'un régime en transtension dans son mur et compatible avec le patron de plissement observé dans le TG du secteur à l'étude.

## CHAPITRE 6 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

### 6.1 Synthèse et conclusion

L'objectif primaire de cette thèse était d'assembler un jeu de donnée robuste et cohérent pour le secteur à l'étude de la Province de Grenville centrale, au nord-est du réservoir Manicouagan, et ultimement présenter un modèle tectonique intégrateur de l'orogénie grenvillienne. Des lacunes temporelles et métamorphiques avaient été identifiées pour appuyer les modèles tectoniques proposés par le passé. Les travaux de cette thèse se sont donc penchés à combler cette lacune d'information pour deux nappes de haut grade, soit la Zone Imbriquée de Manicouagan (Chapitre 2) et le domaine Shabogamo (Chapitre 3), et le Terrane de Gagnon (Chapitre 4). Pour l'étude des deux nappes, une approche originale a été conçue pour l'étude d'échantillons d'amphibolites. Cette approche est axée sur la pétrogenèse de la titanite et cette stratégie pétrochronologique a été présentée dans deux articles de journaux. Ensuite, une étude géochronologique régionale a été menée afin de dresser le portrait global des âges de déformation disponibles pour le secteur à l'étude (Chapitre 4). L'intégration de toutes ces données a permis d'abord d'évaluer l'applicabilité de modèles tectoniques proposés dans la PG centrale, et enfin de concevoir un modèle tectonique intégrateur (Chapitre 5). Ce modèle est contraint par les chemins P-T-t-D élaborés au long de la thèse, et supporté par l'interprétation des données structurales soit récoltées durant les campagnes de terrain ou tiré des campagnes historiques.

#### 6.1.1 Stratégie pétrochronologique

Deux stratégies pétrochronologiques *in situ* ont été élaborées et exécutées dans le cadre de cette thèse (chapitres 2 et 3). Celles-ci sont concentrées sur la pétrogenèse de la titanite dans des échantillons d'amphibolites. Malgré une base similaire, les particularités de chacun des échantillons et leurs contextes ont encouragé l'exploration d'avenues différentes.

L'étude comparative entre un échantillon déformé et son équivalent non déformé au chapitre 2 illustre la complexité potentielle de l'étude de la titanite *in situ*. L'interaction entre les différents mécanismes encourageant la recristallisation (réaction de dissolution-précipitation à l'interface cristallin en présence de fluide; néo ou recristallisation lors de métamorphisme pro ou rétrograde et recristallisation en réponse à la déformation) de la titanite demeure un des obstacles principaux à, non seulement, la datation de la titanite, mais à l'assignation d'un âge à un événement tectono-métamorphique distinct. Cette publication s'inscrit dans un corps récent de littérature qui supporte

le phénomène de découplage entre les signatures isotopique U-Pb et des éléments traces dans la titanite (e.g. Gordon et al., 2021; Moser et al., 2022, Walters et al., 2022; Moser et al., 2023).

L'étude de la titanite au chapitre 3 s'est avérée différente, où les titanites de l'échantillon 90A préservent une zonation de croissance sans évidences de recristallisation subséquente. Par conséquent, la stratégie pétrochronologique a alors inclus l'étude de l'amphibole afin de dériver un chemin P-T-t pour le domaine Shabogamo. Malgré les limitations de la modélisation d'équilibre de phase d'échantillon mafique (section 1.4.3), le déploiement de multiples méthodes thermobarométriques permet de supporter celle-ci. Dans ce chapitre, des résultats cohérents ont été obtenues à travers : 1) la modélisation d'équilibre de phase; 2) l'association entre les compositions modélisées et mesurées des minéraux majeurs (Amphibole, grenat et plagioclase); 3) l'application de la thermobarométrie Ti-Amp (Liao et al., 2021), Zr-in-Ttn (Hayden et al., 2008); 4) l'application de la thermobarométrie semi-quantitative de Ernst & Liu (1998), et; 5) l'utilisation d'un modèle de régression *Ordinary Least Square* prédictif basé sur les données expérimentales de formation d'amphiboles (Ernst & Liu, 1998). Cette dernière approche, soit le modèle OLS, ouvre la voie à l'investigation de jeux de données expérimentaux sous un nouvel angle.

Bien qu'ils reposent sur une approche plus classique, les travaux pétrochronologiques sur zircon des chapitres 3 et 4 ont été essentiels à l'atteinte des objectifs de la thèse. Les générations de zircons Rigolet documentés à deux occurrences de l'ABT (chapitre 4), dans le domaine Shabogamo ainsi que son mur (chapitre 3) offrent un contrôle régional sur l'évolution tectonique du secteur. À l'ABT (affleurement 2033), les populations de zircons des échantillons B3 ( $984 \pm 20$  Ma) et B2 ( $983 \pm 17$  Ma) s'avèrent indissociables par leur datation, malgré leurs signatures géochimiques respectives différentes et la relation de recoupement observée. L'échantillon B3, provenant d'une injection granitique anté à syn-déformation porte une signature en ETRL indiquant une croissance en présence de grenat, probablement à haute pression. L'échantillon B2, provenant d'un dyke tardif recoupant la gneissosité de l'échantillon B3, a une signature de croissance en présence de liquide de fusion partielle, sans influence de grenat. La relation de recoupement implique que l'échantillon B2, doit nécessairement être plus jeune que le B3. Dans le mur du Domaine Shabogamo, les surcroissances des zircons de l'échantillon 89B portent également une signature de métamorphisme haute pression et ont été datées à  $972 \pm 16$  Ma (chapitre 3). Les travaux de ces chapitres ont atteint la limite de la méthode LA-ICPMS. Par conséquent, il s'avère impossible de dissocier temporellement le métamorphisme haute pression dans le TG et de la déformation à ses frontières.

### 6.1.2 Modèle tectonique

Quatre modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer l'évolution de la PG centrale : dynamique de prisme orogénique et formation d'une ceinture de plis-chevauchement (van Gool et al., 2008); fluage chenalisé hétérogène du TG à l'interface CP-CA (Jannin et al., 2018a, b); extrusion ductile de nappes par indentation de rampes de socles (Hynes et al., 2000; Indares et al., 2000; Jannin, 2017; Labat et al., 2020); effondrement gravitaire tardif (van Gool et al., 2008) et régime en transtention (Brodeur-Grenier, 2018). À la section 5.2, il a été démontré que, selon l'information compilée, le secteur à l'étude respecte le plus de critères de Gervais et Brown (2011) pour les modèles d'extrusion ductile et d'effondrement gravitaire. Toutefois, il est implicite que le TG a subi au moins une phase de déformation (phase D1) avant l'extrusion ductile des nappes (MIZ et DS), afin de former des structures en plis-nappes couchés (Mont-Reed et Lac Jeanine).

Le modèle tectonique proposé (Section 5.3 et Figure 5.3), rallie les chemins P-T-t (Tableau 5.2) du TG, de la MIZ et du DS. Les nappes auraient été exposées à près de 50 Ma de conditions métamorphiques élevées atteignant un paroxysme à ca. 1035 Ma pour la MIZ. L'extrusion ductile d'un niveau crustal inférieur à moyen aurait eu lieu entre ca. 1035 et 980 Ma. Il faut noter que les chemins de décompression de la MIZ et du DS suggèrent une exhumation de près de 0,6 – 0,8 GPa, ou de près de 17 – 22 km, assumant une densité crustale moyenne de 2 800 kg/m<sup>3</sup>. Malgré cette exhumation importante, ces nappes reposaient encore à près de 28 km de profondeur (1,0 GPa). Les données géochronologiques du TG permettent principalement de contraindre la phase D2 (Figure 5.3C) de la déformation. Les datations de la cristallisation des paragneiss migmatitiques plissés : affleurements 19CK2104, 19CK2015 (Beaudry, 2023) et 17CK1012 (Labat et al., 2020) indiquent la fin de la déformation généralisée en présence de fusion partielle ca. 992 – 983 Ma. Les datations de dykes bréchifiant les orthogneiss de la MIZ (Labat et al., 2020) indiquent une déformation contemporaine entre la MIZ et le TG dans son mur. L'abondance de ces dykes granitiques dans la MIZ pourrait avoir facilité le processus d'extrusion ductile (section 5.3.3) entre ca. 1010 – 980 Ma. L'extrusion ductile des nappes est interprétée comme la source principale de contraintes compressives dans le TG adjacent (Jannin, 2017). La phase D3 de la déformation régionale (Figure 5.3D) est interprétée à partir du patron structural régional, à partir de la déformation localisée dans la MIZ et un refroidissement généralisé de cette nappe. Le mouvement normal de la zone de cisaillement Racines (chapitre 2) daté à ca. 950 Ma par l'étude des titanites, indique que la MIZ était exposée à une certaine déstabilisation. Cette déstabilisation pourrait avoir

été induite par la présence d'un chenal contemporain sous la MIZ, ou encore par relâchement des contraintes compressives, laissant place à un effondrement gravitaire. Un refroidissement général de la MIZ sous les 500-600°C aurait été atteint ca. 950 également (chapitre 2; Cox et al., 2002).

L'objectif de la thèse de proposer un modèle intégrateur est donc atteint. Cependant, l'élaboration de ce dernier et l'étude pétrochronologique ont soulevé des incertitudes additionnelles. Ces pistes de recherches futures sont discutées ci-après.

## **6.2 Recommandations de travaux**

À travers la durée des travaux de recherche, certaines questions, problématiques ou avenues de recherche ont été soulevées. L'investigation de celles-ci dépasse le cadre de la thèse, mais pourrait contribuer à l'avancement de la compréhension de l'Orogène de Grenville.

### **6.2.1 Étude structurale**

Une étude structurale exhaustive pourrait permettre de valider le modèle tectonique à trois phases de déformation présentée au chapitre 5. Une étude domaniale pour le mont Reed, comme réalisé pour le Mont-Wright par Brodeur-Grenier (2018) serait nécessaire. Ceci pourrait consister d'un projet réalisé en partenariat avec l'industrie afin d'obtenir le plus de données possible (publics ou non). Ceci impliquerait également la numérisation et compilation des centaines de mesures structurales de la région qui date des années 1960, en plus des données d'exploration de compagnies minières. Une campagne de terrain est envisageable, mais serait difficile, car les affleurements du secteur sont généralement petits et de mauvaise qualité.

### **6.2.2 Études métamorphiques dans la Province de Grenville centrale**

D'abord, il est recommandé que la ceinture de plis-chevauchement près du Front du Grenville soit revisitée. Malgré l'exhaustivité du travail présenté par van Gool et al. (2008), ce dernier pourrait grandement bénéficier d'une étude métamorphique moderne. Combiné à l'étude de Brodeur-Grenier (2018) un cadre structural compréhensif existe pour ce secteur. Un échantillonnage systématique et une datation des zones de cisaillement identifiées pourraient placer des contraintes absolues sur la formation de cette ceinture et bonifier les contraintes temporelles relatives (van Gool et al., 2008).

Il est également recommandé de mener une investigation de la base du Terrane de Hart-Jaune. En effet, les données historiques métamorphiques pour ce terrane sont devenues impossibles à valider.

Plus particulièrement, une étude métamorphique des roches mafiques identifiées dans le toit de la zone de Cisaillement Hart-Jaune pourrait être considérée. Les datations disponibles indiquent un mouvement de la ZCHJ au Rigolet (chapitre 4), cependant la Faille Hart-Jaune demeure peu étudiée. Cette faille normale (Kish, 1968), repose à un niveau structural supérieur à la ZCHJ, au sommet du Granite de Hart-Jaune. Par ailleurs, cette relation entre une zone de cisaillement basale, un granite massif syn-tectonique et une zone de faille fragile-ductile rappelle un détachement et la mise en place de leucogranites dans la portion supérieure du *Greater Himalayan sequence* (Carosi et al., 2013; Larson et al., 2021 et références) ou dans la Cordillère canadienne (Carr, 1992)

Au chapitre 3, de premiers résultats ont été présentés pour le domaine Shabogamo et révèlent un métamorphisme de haut grade et de longue durée qui contraste avec le Terrane de Gagnon dans son mur. Une cartographie plus rigoureuse de ce domaine et l'identification d'affleurements additionnels à ses frontières permettraient d'établir un meilleur portrait de ce domaine. Par exemple, une étude géochronologique et potentiellement isotopique (isotopes SM/Nd) permettrait potentiellement de confirmer l'affinité du DS à la CA ou la CP.

Dans les deux nappes de haut grade et même dans le TG (Beaudry, 2023) le chemin P-T-t connu s'arrête à un niveau crustal moyen et à approximativement 1,0 GPa, soit environ 28-30 km de profondeur, soit près de l'équivalent d'une épaisseur crustale. Les processus ayant permis le retour vers un niveau crustal supérieur restent donc à déterminer. Une étude thermochronologique par exemple par datation Ar-Ar sur muscovite et/ou hornblende pourrait placer une contrainte temporelle à un refroidissement sous les 400 – 500 °C (Schaen et al., 2021 et références). Une étude du profil de diffusion U-Pb dans le rutile ou l'apatite pourrait également être envisagée.

Enfin, l'étude géochronologique du TG du secteur à l'étude pourrait bénéficier d'une plus grande résolution temporelle. Au chapitre 4, il a été démontré que les datations LA-ICPMS se chevauchent pour la quasi-totalité des datations du secteur et il est donc impossible de différencier certaines datations. Une méthode combinant l'extraction de secteurs de zircons par ablation laser suivie d'une analyse par *Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry* (ID-TIMS) raffinerait les datations grandement. Comme démontré par Jannin (2017), l'incertitude sur un âge grenvillien peut être réduite d'approximativement 20 Ma à 2 Ma grâce à la datation ID-TIMS. Ceci pourrait potentiellement permettre de distinguer la datation du métamorphisme haute pression dans le TG et la mise en place de dyke tardif à l'affleurement 19CK2033 (chapitre 4).

## RÉFÉRENCES

- Airaghi, L., Janots, E., Lanari, P., De Sigoyer, J., & Magnin, V. (2019). Allanite Petrochronology in Fresh and Retrogressed Garnet-Biotite Metapelites from the Longmen Shan (Eastern Tibet). *J. Petrol.*, *60*(1), 151–176. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy109>
- Baldwin, J. A., Bowring, S. A., Williams, M. L., & Williams, I. S. (2004). Eclogites of the Snowbird tectonic zone: Petrological and U-Pb geochronological evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism in the western Canadian Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.*, *147*(5), 528–548. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0572-4>
- Beaudry, A. (2023). Évolution tectono-métamorphique de la Province de Grenville Centrale : Géochronologie et thermobarométrie de roches métasédimentaires de haut grade au NE du Réservoir Manicouagan. Mémoire de Maitrise, Polytechnique Montréal.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, *414*(6865), 738–742. <https://doi.org/10.1038/414738a>
- Beaumont, C., Nguyen, M. H., Jamieson, R. A., & Ellis, S. (2006). Crustal flow modes in large hot orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, *268*(1), 91–145. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.05>
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Medvedev, S. (2004). Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(6), 1–29. <https://doi.org/10.1029/2003JB002809>
- Bilodeau, C., & Mathieu, G. 2016. Géologie - Partie Nord-Ouest du réservoir Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. Québec. CG-2016-06.
- Bonamici, C. E., Kozdon, R., Ushikubo, T., & Valley, J. W. (2014). Intragrain oxygen isotope zoning in titanite by SIMS: Cooling rates and fluid infiltration along the Carthage-Colton Mylonite Zone, Adirondack Mountains, NY, USA. *J. Metamorph Geol.*, *32*(1), 71–92. <https://doi.org/10.1111/jmg.12059>
- Bonamici, C. E., Fanning, C. M., Kozdon, R., Fournelle, J. H., & Valley, J. W. (2015). Combined oxygen-isotope and U-Pb zoning studies of titanite: New criteria for age preservation. *Chem. Geol.*, *398*, 70–84. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.002>

- Bons, P. D., Druguet, E., Hamann, I., Carreras, J., & Passchier, C. W. (2004). Apparent boudinage in dykes. *J. Struct. Geol.*, 26(4), 625–636. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.009>
- Brewer, T. S., Storey, C. D., Parrish, R. R., Temperley, S., & Windley, B. F. (2003). Grenvillian age decompression of eclogites in the Glenelg–Attadale Inlier, NW Scotland. *Journal of the Geological Society*, 160(4), 565–574. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-061>
- Brown, D., Gool, J. van, Calon, T., & Rivers, T. (1991). The geometric and kinematic development of the Emma Lake thrust stack, Grenville Front, southwestern Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(1), 136–144. <https://doi.org/10.1139/e91-012>
- Caddick, M. J., Konopásek, J., & Thompson, A. B. (2010). Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. *J. Petrol.*, 51(11), 2327–2347. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq059>
- Cande, S.C. and Stegman, D.R. (2011) Indian and African Plate Motions Driven by the Push Force of the Reunion Plume Head. *Nature*, 475, 47. <https://doi.org/10.1038/nature10174>
- Cao, W., Gilotti, J. A., Massonne, H.-J., Ferrando, S., & Foster, C. T. (2019). Partial melting due to breakdown of an epidote-group mineral during exhumation of ultrahigh-pressure eclogite: An example from the North-East Greenland Caledonides. *J. Metamorph Geol.*, 37(1), 15–39. <https://doi.org/10.1111/jmg.12447>
- Cao, W., Massonne, H. J., & Liang, X. (2021). Partial melting due to breakdown of phengite and amphibole in retrogressed eclogite of deep Precambrian crust: An example from the Algonquin terrane, western Grenville Province, Canada. *Precambrian Res.*, 352(December 2019), 105965. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105965>
- Carosi, R., Montomoli, C., Rubatto, D., & Visonà, D. (2013). Leucogranite intruding the South Tibetan Detachment in western Nepal: Implications for exhumation models in the Himalayas. *Terra Nova*, 25(6), 478–489. <https://doi.org/10.1111/ter.12062>
- Carr, S. D. (1992). Tectonic setting and U-Pb geochronology of the early Tertiary Ladybird Leucogranite suite, Thor-Odin-Pinnacles Area, Southern Omineca Belt, British Columbia. *Tectonics*, 11(2), 258–278.
- Carswell D. A. (ed.) 1990. *Eclogite Facies Rocks*. xv 396 pp. Glasgow, London: Blackie; New York: Chapman & Hall. ISBN 0 216 92687 4.

- Cesare, B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D., & Cavallo, A. (2009). “Nanogranite” and glassy inclusions: The anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, 37(7), 627–630. <https://doi.org/10.1130/G25759A.1>
- Chambers, J. A., & Kohn, M. J. (2012). Titanium in muscovite, biotite, and hornblende: Modeling, thermometry, and rutile activities of metapelites and amphibolites. *Am. Mineral.*, 97(4), 543–555. <https://doi.org/10.2138/am.2012.3890>
- Cherniak, D. J. (1993). Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem. Geol.*, 110(1–3), 177–194. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90253-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90253-F)
- Cherniak, D. J. (2000). Pb diffusion in rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139(2), 198–207. <https://doi.org/10.1007/PL00007671>
- Cioffi, C. R., Campos Neto, M. da C., Möller, A., & Rocha, B. C. (2019). Titanite petrochronology of the southern Brasília Orogen basement: Effects of retrograde net-transfer reactions on titanite trace element compositions. *Lithos*, 344–345, 393–408. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.035>
- Clark T., Gobeil A & Ohnenstetter D. (2017). Lithochimie, contexte tectonique et minéralisations des roches mafiques-ultramafiques du terrane de Hart-Jaune (monts Groulx, Manicouagan, Province de Grenville, Québec). In Géologie, potentiel minéral et cadre géodynamique des roches de la région du réservoir Daniel-Johnson (Manicouagan), partie centrale de la Province de Grenville. Rapport MM2017-01. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec
- Clarke, P.J. (1967). Région des Lacs Gras et Félix, Comté de Saguenay. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG 129
- Clarke, P.J. (1977). Région de Gagnon. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG 178
- Connelly, J. N. (1991). The thermotectonic history of the Grenville Province of Western Labrador. Ph.D. Thesis, Memorial University of Newfoundland.
- Connelly, J.N., et Heaman, L.M. (1993). U/Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, western Labrador. *Precambrian Research*, 63, pp. 123-142.

- Connelly, J.N., Rivers, T., & James, D.T. (1995). Thermotectonic evolution of the Grenville Province of western Labrador. *Tectonics*, 14, pp. 202-217.
- Condie, K.C., 2020. Revisiting the Mesoproterozoic. *Gondwana Res.*, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.08.001>
- Connolly, J. A. D. (2009). The geodynamic equation of state: What and how. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10(10). <https://doi.org/10.1029/2009GC002540>
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(November), 468–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Corrie, S. L., Kohn, M. J., & Vervoort, J. D. (2010). Young eclogite from the Greater Himalayan Sequence, Arun Valley, eastern Nepal: P-T-t path and tectonic implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.029>
- Corrigan, David, & van Breemen, O. (1997). U–Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 299–316. <https://doi.org/10.1139/e17-027>
- Cottle, J. M., Larson, K. P., & Kellett, D. A. (2015). How does the mid-crust accommodate deformation in large, hot collisional orogens? A review of recent research in the Himalayan orogen. *J. Struct. Geol.*, 78, 119–133. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.06.008>
- Cox, R. A., Dunning, G. R., & Indares, A. (1998). Petrology and U-Pb geochronology of mafic, high-pressure, metamorphic coronites from the Tshenukutish domain, eastern Grenville Province. *Precambrian Res.*, 90(1–2), 59–83. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(98\)00033-3](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(98)00033-3)
- Cox, R. A., & Indares, A. (1999). Transformation of Fe-Ti gabbro to coronite, eclogite and amphibolite in the Baie du Nord segment, Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province. *J. Metamorph. Geol.*, 17(5), 537–555. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1999.00216.x>
- Cox, R. A., Indares, A., & Dunning, G. R. (2002). Temperature-time paths in the high-P Manicouagan Imbricate zone, eastern Grenville Province: Evidence for two metamorphic events. *Precambrian Res.*, 117(3–4), 225–250. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00059-1)

- Cruz-Urbe, A. M., Feineman, M. D., Zack, T., & Barth, M. (2014). Metamorphic reaction rates at ~650-800°C from diffusion of niobium in rutile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 130, 63–77. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.12.015>
- Cruz-Urbe, A. M., Feineman, M. D., Zack, T., & Jacob, D. E. (2018). Assessing trace element (dis)equilibrium and the application of single element thermometers in metamorphic rocks. *Lithos*, 314–315, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.007>
- Culshaw, N. G., Jamieson, R. A., Ketchum, J. W. F., Wodicka, N., Corrigan, D., & Reynolds, P. H. (1997). Transect across the northwestern Grenville orogen, Georgian Bay, Ontario: Polystage convergence and extension in the lower orogenic crust. *Tectonics*, 16(6), 966–982. <https://doi.org/10.1029/97TC02285>
- Dahlen, F. A. (1990). Critical Taper Model of Fold-And-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18(1), 55–99. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.18.050190.000415>
- Dickin, A., Strong, J., Arcuri, G., Kessel, A.V., et Krivankova-Smal, L. (2017). A revised model for the crustal structure of the SW Grenville Province, Ontario, Canada. *Geological Magazine*, 154, pp. 903-913. doi:10.1017/S001675681700005X.
- Dickin, A.P. (2000). Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, pp. 165-181. doi:10.1139/e99-039.
- Dickin, A.P., McNutt, R.H., Martin, C., et Guo, A. (2010). The extent of juvenile crust in the Grenville Province: Nd isotope evidence. *GSA Bulletin*, 122, pp. 870-883. doi:10.1130/B26381.1.
- Dickin, A.P., Moreton, K., et North, R. (2008). Isotopic mapping of the Allochthon Boundary Thrust in the Grenville Province of Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 167, pp. 260-266. doi:10.1016/j.precamres.2008.08.007.
- Dumond, G., Goncalves, P., Williams, M. L., & Jercinovic, M. J. (2010). Subhorizontal fabric in exhumed continental lower crust and implications for lower crustal flow: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Tectonics*, 29(2). <https://doi.org/10.1029/2009TC002514>
- Dunning, G., & Indares, A. (2010). New insights on the 1.7–1.0Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan – Baie Comeau transect. *Precambrian Research*, 180(3–4), 204–226. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.005>

- Duretz, T., Kaus, B. J. P., Schulmann, K., Gapais, D., & Kermarrec, J. J. (2011). Indentation as an extrusion mechanism of lower crustal rocks: Insight from analogue and numerical modelling, application to the Eastern Bohemian Massif. *Lithos*, 124(1–2), 158–168. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.013>
- Enami, M., Liou, J. G., & Mattinson, C. G. (2004). Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high- to ultrahigh-pressure metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56, 347–398. <https://doi.org/10.2138/gsrng.56.1.347>
- Engi, M. (2017). Petrochronology Based on REE-Minerals: Monazite, Allanite, Xenotime, Apatite. *Rev. Mineral. Geochem.*, 83(1), 365–418. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.12>
- Engi, M., Lanari, P., & Kohn, M. J. (2017). Significant Ages — An Introduction to Petrochronology. *Rev. Mineral. Geochem.*, 83, 1–12.
- Ewing, T. A., Rubatto, D., Beltrando, M., & Hermann, J. (2015). Constraints on the thermal evolution of the Adriatic margin during Jurassic continental break-up: U–Pb dating of rutile from the Ivrea–Verbano Zone, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 169(4). <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1135-6>
- Ernst, W. G., & Liu, J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB; a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83(9–10), 952–969. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>
- Faryad, S. W., & Ježek, J. (2019). Compositional zoning in garnet and its modification by diffusion during pressure and temperature changes in metamorphic rocks; an approach and software. *Lithos*, 332–333, 287–295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.002>
- Forshaw, J. B., Waters, D. J., Pattison, D. R. M., Palin, R. M., & Gopon, P. (2019). A comparison of observed and thermodynamically predicted phase equilibria and mineral compositions in mafic granulites. *J. Metamorph. Geol.*, 37(2), 153–179. <https://doi.org/10.1111/jmg.12454>
- Fossen, H., Teyssier, C., & Whitney, D. L. (2013). Transtensional folding. *Journal of Structural Geology*, 56, 89–102. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.09.004>
- Francis, D., Scowen, P., Panneton, G., & Doig, R. (2000). Contrasting Si-saturation in troctolite-anorthosite intrusions along the Manicouagan corridor of the Abitibi-Grenville transect.

- Canadian Journal of Earth Sciences, 37(2–3), 271–289. <https://doi.org/10.1139/e99-071>
- Frost, B. R., Chamberlain, K. R., & Schumacher, J. C. (2001). Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chem. Geol.*, 172(1–2), 131–148. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00240-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00240-0)
- Gale, D., Dunning, G., & Indares, A. (1994). U–Pb geochronology in the western Manicouagan Shear Belt, Parautochthonous Belt, eastern Grenville Province., *AG-Lithoprobe Rep. 41*, 77–78.
- Garber, J. M., Hacker, B. R., Kylander-Clark, A. R. C., Stearns, M., & Seward, G. (2017). Controls on Trace Element Uptake in Metamorphic Titanite: Implications for Petrochronology. *J. Petrol.*, 58(6), 1031–1057. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx046>
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., & 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), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>
- Gervais, F., & Brown, R. L. (2011). Testing modes of exhumation in collisional orogens: Synconvergent channel flow in the southeastern Canadian Cordillera. *Lithosphere*, 3(1), 55–75. <https://doi.org/10.1130/L98.1>
- Gervais, F., & Crowley, J. L. (2017). Prograde and near-peak zircon growth in a migmatitic pelitic schist of the southeastern Canadian Cordillera. *Lithos*, 282–283, 65–81. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.016>
- Gervais, F., & Hynes, A. (2013). Linking metamorphic textures to U-Pb monazite in-situ geochronology to determine the age and nature of aluminosilicate-forming reactions in the northern Monashee Mountains, British Columbia. *Lithos*, 160–161(1), 250–267. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.007>
- Gervais, F., Beaudry, A., Kavanagh-Lepage, C., Moukhsil, A., Larson, K. P., & Guilmette, C. (2023). Far from boring: A new Grenvillian perspective on Mesoproterozoic tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 610, 118129. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118129>

- Gervais, F., & Ranalli, G. (2017). The effects of lateral density gradients, slopes and buoyancy on channel flow: 1D analytical solutions and applications to the SE Canadian Cordillera. *Tectonophysics*, 712–713, 578–588. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.023>
- Getty, S. R., & Gromet, P. L. (1992). Geochronological constraints on ductile deformation, crustal extension, and doming about a basement-cover boundary, New-England Appalachians. *Am. J. Sci.*, 292, 359–397.
- Gieré, R., & Sorensen, S. S. (2004). Allanite and other: REE-rich epidote-group minerals. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56(Table 1), 431–493. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.56.1.431>
- Gobeil, A. 1997a. Géologie de la région du lac Grandmesnil (22O/05). Ministère des Ressources Naturelles, Québec, RG 96-04, p. 12, 1 carte.
- Gobeil, A. 1997b. Géologie de la région du lac Lacoursière (SNRC 22N/08). Ministère des Ressources Naturelles, Québec, RG 96-03, p. 14, 1 carte.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R. D., & Searle, M. P. (2006). Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: An introduction. *Geological Society Special Publication*, 268, 1–23. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.01>
- van Gool, J. A. M., Rivers, T., & Calon, T. (2008). Grenville Front zone, Gagnon terrane, southwestern Labrador: Configuration of a midcrustal foreland fold-thrust belt. *Tectonics*, 27(1), 1–35. <https://doi.org/10.1029/2006TC002095>
- Gordon, S. M., Kirkland, C. L., Reddy, S. M., Blatchford, H. J., Whitney, D. L., Teyssier, C., Evans, N. J., McDonald, B. J. (2021). Deformation-enhanced recrystallization of titanite drives decoupling between U-Pb and trace elements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 560, 116810. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116810>
- Goscombe, B., Gray, D., & Hand, M. (2006). Crustal architecture of the Himalayan metamorphic front in eastern Nepal. *Gondwana Res.*, 10(3–4), 232–255. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.05.003>
- Goscombe, B. D., & Passchier, C. W. (2003). Asymmetric boudins as shear sense indicators—an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25(4), 575–589. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00045-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00045-7)
- Gower, C. F., & Krogh, T. E. (2002). A U–Pb geochronological review of the Proterozoic history

- of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 795–829. <https://doi.org/10.1139/e01-090>
- Gower, C. F., Kamo, S. L., Kwok, K., & Krogh, T. E. (2008). Proterozoic southward accretion and Grenvillian orogenesis in the interior Grenville Province in eastern Labrador: Evidence from U–Pb geochronological investigations. *Precambrian Research*, 165(1–2), 61–95. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.06.007>
- Gower, C., Kamo, S., & Krogh, T. (2008). Indentor tectonism in the eastern Grenville Province. *Precambrian Research*, 167(1–2), 201–212. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.004>
- Green, E. C. R., White, R. W., Diener, J. F. A., Powell, R., Holland, T. J. B., & Palin, R. M. (2016). Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *J. Metamorphic Geol.*, 34(9), 845–869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>
- Green, E., Holland, T., & Powell, R. (2007). An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *Am. Mineral.*, 92(7), 1181–1189. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2401>
- Gregory, C. J., Buick, I. S., Hermann, J., & Rubatto, D. (2009). Mineral-scale trace element and U-Th-Pb age constraints on metamorphism and melting during the Petermann orogeny (Central Australia). *J. Petrol.*, 50(2), 251–287. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn077>
- Grujic, D. (2006). Channel flow and continental collision tectonics: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 268, 25–37.
- Grujic, Djordje, Casey, M., Davidson, C., Hollister, L. S., Kündig, R., Pavlis, T., & Schmid, S. (1996). Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics*, 260(1), 21–43. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00074-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00074-1)
- Harley, S. L., Kelly, N. M., & Möller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal history of mountain belts. *Elements*, 3(1), 25–30. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.25>
- Hartnady, M. I. H., Kirkland, C. L., Clark, C., Spaggiari, C. V., Smithies, R. H., Evans, N. J., & McDonald, B. J. (2019). Titanite dates crystallization: Slow Pb diffusion during super-solidus re-equilibration. *J. Metamorph. Geol.*, 37(6), 823–838. <https://doi.org/10.1111/jmg.12489>

- Hayden, L. A., Watson, E. B., & Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contrib. Mineral. Petrol.*, *155*(4), 529–540. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y>
- Henrique-Pinto, R., Guilmette, C., Bilodeau, C., & McNicoll, V. (2017). Evidence for transition from a continental forearc to a collisional pro-foreland basin in the eastern Trans-Hudson Orogen: Detrital zircon provenance analysis in the Labrador Trough, Canada. *Precambrian Res.*, *296*, 181–194. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.035>
- Hermann, J. (2002). Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem. Geol.*, *192*(3–4), 289–306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00222-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00222-X)
- Hofmann, A. E., Baker, M. B., & 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), 1–21. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Holder, R. M., & Hacker, B. R. (2019). Fluid-driven resetting of titanite following ultrahigh-temperature metamorphism in southern Madagascar. *Chem. Geol.*, *504*, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.11.017>
- Holder, R. M., Hacker, B. R., Seward, G. G. E., Kylander-clark, A. R. C., & Holder, R. M. (2019). Interpreting titanite U – Pb dates and Zr thermobarometry in high-grade rocks : Empirical constraints on elemental diffusivities of Pb , Al , Fe , Zr , Nb , and Ce. *Contrib. Mineral. Petrol.*, *174*(5), 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1578-2>
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, *16*(3), 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *J. of Metamorph. Geol.*, *29*(3), 333–383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>
- Holland, T., & Powell, R. (2003). Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, *145*(4), 492–501. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z>

- Holness, M. B., & Sawyer, E. W. (2008). On the Pseudomorphing of Melt-filled Pores During the Crystallization of Migmatites. *J. Petrol.*, 49(7), 1343–1363. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn028>
- Horstwood, M. S. A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., Pearson, N. J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J. F., Condon, D. J., Schoene, B. (2016). Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology - Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostand. and Geoanal. Res.*, 40(3), 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>
- Hynes, A. (2002). Encouraging the extrusion of deep-crustal rocks in collisional zones. *Min. Mag.*, 66(1), 5–24. <https://doi.org/10.1180/0026461026610013>
- Hynes, A., et St-Jean, A. (1997). Metamorphic signatures of faulting in the Manicouagan Reservoir region, Grenville Province, eastern Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 35, pp. 1173–1189.
- Hynes, A., Indares, A., Rivers, T., & Gobeil, A. (2000). Lithoprobe line 55: Integration of out-of-plane seismic results with surface structure, metamorphism, and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province. *Canadian J. Earth Sci.*, 37(2–3), 341–358. <https://doi.org/10.1139/e99-076>
- Indares, A. D. (2003). Metamorphic textures and P-T evolution of high-P granulites from the Lelukuau terrane, NE Grenville Province. *J. Metamorph. Geol.*, 21(1), 35–48. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00414.x>
- Indares, A., White, R. W., & Powell, R. (2008). Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province. *J. Metamorph. Geol.*, 26(8), 815–836. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00788.x>
- Indares, A. (1993). Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context, and implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 159–173.
- Indares, Aphrodite. (1997). Garnet-Kyanite clinopyroxenites and Garnet-Kyanite restites from the Manicouagan Imbricate Zone: A case of High-P - High-T metamorphism in the Grenville Province. *Canadian Mineral.*, 35, 1161–1171.
- Indares, A., & Dunning, G. (1997). Coronitic metagabbro and eclogite from the Grenville Province of western Quebec: interpretation of U–Pb geochronology and metamorphism. *Canadian Journal of*

*Earth Sciences*, 34(7), 891–901. <https://doi.org/10.1139/e17-074>

- Indares, Aphrodite. (2020). Deciphering the metamorphic architecture and magmatic patterns of large hot orogens: Insights from the central Grenville Province. *Gondwana Res.*, 80, 385–409. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.10.013>
- Indares, Aphrodite, & Dunning, G. (2004). Crustal architecture above the high-pressure belt of the Grenville Province in the Manicouagan area: New structural, petrologic and U-Pb age constraints. *Precambrian Res.*, 130(1–4), 199–228. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.11.005>
- Indares, Aphrodite, Dunning, G., & Cox, R. (2000). Tectono-thermal evolution of deep crust in a Mesoproterozoic continental collision setting: the Manicouagan example. *Canadian J. Earth Sci.*, 37(2–3), 325–340. <https://doi.org/10.1139/e99-069>
- Indares, Aphrodite, Dunning, G., Cox, R., Gale, D., & Connelly, J. (1998). High-pressure, high-temperature rocks from the base of thick continental crust: Geology and age constraints from the Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province. *Tectonics*, 17(3), 426–440.
- Jamieson, R. A., & Beaumont, C. (2013). On the origin of orogens. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(11–12), 1671–1702. <https://doi.org/10.1130/B30855.1>
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Nguyen, M. H., & Culshaw, N. G. (2007). Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville orogen. *Tectonics*, 26(5), 1–23. <https://doi.org/10.1029/2006TC002036>
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Medvedev, S., & Nguyen, M. H. (2004). Crustal channel flows: 2. Numerical models with implications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(6), 1–24. <https://doi.org/10.1029/2003JB002811>
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Warren, C. J., & Nguyen, M. H. (2010). The Grenville Orogen explained? Applications and limitations of integrating numerical models with geological and geophysical data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(4), 517–539. <https://doi.org/10.1139/E09-070>
- Jannin, S. (2017). *Exhumation de la Ceinture Parautochtone par fluage chenalisé tardi-grenvillien (Réservoir Manicouagan, Province de Grenville central): Identification et rôle de la structuration du socle*. Ph.D. Thesis. Polytechnique Montréal.
- Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A., & Augland, L. E. (2018a). Late-Grenvillian channel flow in

- the central Grenville Province (Manicouagan Reservoir area): New constraints from a structural and geochronological study of the Allochthon Boundary Thrust. *J. Struct. Geol.*, *115*, 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.07.019>
- Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A., Augland, L. E., & Crowley, J. L. (2018b). Déformations tardi-grenvilliennes dans la ceinture parautochtone (Province de Grenville centrale): contraintes géochronologiques par couplage de méthodes U–Pb de haute résolution spatiale et de haute précision. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *55*(4), 406-435.  
<https://doi.org/10.1139/cjes-2017-0129>
- Jordan, S. L., Indares, A., & Dunning, G. (2006). Partial melting of metapelites in the Gagnon terrane below the high-pressure belt in the Manicouagan area (Grenville Province): pressure–temperature ( P – T ) and U–Pb age constraints and implications. *Canadian J. Earth Sci.*, *43*(9), 1309–1329. <https://doi.org/10.1139/e06-038>
- Kapp, P., Manning, C.E. and Tropper, P. (2009), Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite–rutile equilibria. *J. Metamorph. Geol.*, *27*: 509-521. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00836.x>
- Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F., Larson, K., Graziani, R., & Moukhsil, A. (2023). Deformation induced decoupling between U-Pb and trace elements in titanite revealed through petrochronology and study of localized deformation. *Geoscience Frontiers*, *14*(2), 101496. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101496>
- Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. Moukhsil, A. (2021). Étude pétrochronologique des minéraux index dans les rétro-éclogites de la Zone Imbriquée de Manicouagan. MB2021-06. Publications ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.
- Kavanagh-Lepage, C., Gervais, F. Moukhsil, A. (2020). Transect tectono-métamorphique Manicouagan-Fermont : Zone critique de l'Orogène du Grenville. MB2020-06. Publications ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.
- Kavanagh-Lepage, C., Labat, G., Gervais, F. Moukhsil, A. (2018). Formation et préservation du rutile dans les éclogites grenvilliennes au NE du Réservoir Manicouagan. MB2018-09. Publications ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.
- Ketchum, J. W., & Davidson, A. (2000). Crustal architecture and tectonic assembly of the Central

- Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation. *Canadian J. Earth Sci.*, 37(2–3), 217–234. <https://doi.org/10.1139/e98-099>
- Kimata, M. (1988). The crystal structure of non-stoichiometric Eu-anorthite: an explanation of the Eu-positive anomaly. *Mineralogical Magazine*, 52(365), 257–265. <https://doi.org/DOI:10.1180/minmag.1988.052.365.13>
- Kirkland, C. L., Yakymchuk, C., Gardiner, N. J., Szilas, K., Hollis, J., Olierook, H., & Steenfelt, A. (2020). Titanite petrochronology linked to phase equilibrium modelling constrains tectono-thermal events in the Akia Terrane, West Greenland. *Chem. Geol.*, 536, 119467. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119467>
- Kish, L. (1968). Région de la rivière Hart-Jaune, comté de Saguenay. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG 132, p. 104
- Klein, C. (1978). Regional metamorphism of Proterozoic iron-formation, Labrador Trough, Canada. *American Journal of Science*, 63, 898–912. Retrieved from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article/63/9-10/898/40974/Regional-metamorphism-of-Proterozoic-iron>
- Kohn, M. J. (2017). Titanite Petrochronology. *Rev. Mineral. Geochem.*, 83(1), 419–441. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.13>
- Kohn, M. J., & 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 Planet. Sci. Lett.*, 311(1–2), 136–143. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.008>
- Kohn, M. J., & Spear, F. (2000). Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28(12), 1127–1130. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<1127:RNTRIF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<1127:RNTRIF>2.3.CO;2)
- Kooijman, E., Mezger, K., & Berndt, J. (2010). Constraints on the U-Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 293(3–4), 321–330. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.047>
- Košler J, Sláma J, Belousova E, Corfu F, Gehrels GE, Gerdes A, Horstwood MS, Sircombe KN, Sylvester PJ, Tiepolo M, Whitehouse MJ. (2013). U-Pb detrital zircon analysis—Results of an inter-laboratory comparison. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 37(3), 243-59.

<https://doi/10.1111/j.1751-908X.2013.00245.x>.

- Krogh, T. E., Kamo, S. L., Robinson, P., Terry, M. P., & Kwok, K. (2011). U-Pb zircon geochronology of eclogites from the Scandian Orogen, Northern Western Gneiss Region, Norway: 14-20 million years between eclogite crystallization and return to amphibolitefacies conditions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(2), 441–472. <https://doi.org/10.1139/E10-076>
- Labat, G., Gervais, F., Kavanagh-Lepage, C., Jannin, S., & Crowley, J. L. (2020). Ductile nappe extrusion in constrictive strain at the origin of transverse segments of the Allochthon Boundary Thrust in the Manicouagan Imbricate Zone (Central Grenville Province, Québec). *J. Struct. Geol.*, 138(June), 104117. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104117>
- Lambert, Christopher W., Gervais, F., & Moukhsil, A. (2018). Reconstruire l'architecture de l'ouest de la Province de Grenville, Québec: Résultats préliminaires de la cartographie géologique le long de la route 117.
- Lambert, C., Gervais, F., Crowley, J. L., Moukhsil, A., & Kavanagh-Lepage, C. (2023). Protracted melt-present deformation during the Rigolet phase of the Grenvillian Orogeny. Insights from geochronology along the highway 117 transect through the Grenville Province in western Quebec, Canada. *Precambrian Research*, 384, 106939. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106939>
- Landry, B. (2013). *Notions de géologie 4<sup>e</sup> édition*. Ed. Modulo ISBN 9782896504701
- Lanphere, M. A., & Baadsgaard, H. (2001). Precise K-Ar, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, Rb-Sr and U/Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon tuff reference standard. *Chem. Geol.*, 175(3–4), 653–671. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00291-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00291-6)
- Larson, K. P., Gervais, F., & Kellett, D. A. (2013). A P-T-t-D discontinuity in east-central Nepal: Implications for the evolution of the Himalayan mid-crust. *Lithos*, 179, 275–292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.012>
- Larson, K. P., & Cottle, J. M. (2014). Midcrustal discontinuities and the assembly of the Himalayan midcrust. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1002/2013TC003452>
- Larson, K. P., Cottle, J. M., Camacho, A., Piercey, S., & Grujic, D. (2021). Miocene anatexis, cooling and exhumation in the Khumbu Himal, Nepal. *International Geology Review*, 00(00),

1–26. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1969524>

- Lasalle, S., Fisher, C. M., Indares, A., & Dunning, G. (2013). Contrasting types of Grenvillian granulite facies aluminous gneisses: Insights on protoliths and metamorphic events from zircon morphologies and ages. *Precambrian Research*, 228, 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.01.014>
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, 61(405), 295–310. <https://doi.org/DOI:10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C., Whittaker, E. J. W. (2004). Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Am. Mineral.*, 89(5–6), 883–887. <https://doi.org/10.1180/0026461046810182>
- Lepp, H., Goldich, S. S., and Kistler, R. W., 1963, A Grenville cross-section from Port Cartier to Mount Reed, Quebec, Canada: *Am. Jour. Sci.*, v. 261, p. 693-712.
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K., & Vernikovskiy, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160, 179–210.
- Liao, Y., Wei, C., & Rehman, H. U. (2021). Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist*, 106(2), 180–191. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7409>
- Longuépée, H. (2015). Rapport pour travaux statutaires, campagne de forage au diamant 2014-15, propriété de Fire Lake. **GM 69111**, 2015. 43 pages et 3 plans.
- Lucassen, F., & Becchio, R. (2003). Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U-Pb

- formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26–29°S). *J. Metamorph. Geol.*, 21(7), 649–662. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00471.x>
- Lucassen, Friedrich, Dulski, P., Abart, R., Franz, G., Rhede, D., & Romer, R. L. (2010). Redistribution of HFSE elements during rutile replacement by titanite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 160(2), 279–295. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0477-3>
- Ludwig, K. R. (2003). Isoplot 3.00. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4.
- Luvizotto, G. L., Zack, T., Meyer, H. P., Ludwig, T., Triebold, S., Kronz, A., Münker, C., Stockli, D. F., Prowatke, S., Klemme, S., Jacob, D. E., von Eynatten, H. (2009). Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. *Chem. Geol.*, 261(3–4), 346–369. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.012>
- Maity, B., & Indares, A. (2018). The Geon 14 arc-related mafic rocks from the central Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55(6), 545–570. <https://doi.org/10.1139/cjes-2017-0197>
- Mandelbrot, B. B. (1982). *The fractal geometry of nature* (Vol. 1). New York: WH freeman.
- Marsh, J. H., & Smye, A. J. (2017). U-Pb systematics and trace element characteristics in titanite from a high-pressure mafic granulite. *Chem. Geol.*, 466(June), 403–416. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.029>
- Marsh, J.H., & Kelly, E. D. (2017). Petrogenetic relations among titanium-rich minerals in an anatectic high- P mafic granulite. *J. Metamorph. Geol.*, 35(7), 717–738. <https://doi.org/10.1111/jmg.12252>
- Marsh, Jeffrey H., & Culshaw, N. G. (2014). Timing and conditions of high-pressure metamorphism in the western Grenville Province: Constraints from accessory mineral composition and phase equilibrium modeling. *Lithos*, 200–201, 402–417. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.016>
- Martignole, J., Calvert, A. J., Friedman, R., & Reynolds, P. (2000). Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 291–306. <https://doi.org/10.1139/e99-123>

- Martignole, J., & Martelat, J. E. (2005). Proterozoic mafic dykes as monitors of HP granulite facies metamorphism in the Grenville Front Tectonic Zone (western Quebec). *Precambrian Research*, 138(3–4), 183–207. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.05.002>
- McLelland, J. M., Selleck, B. W., & Bickford, M. E. (2013). Tectonic Evolution of the Adirondack Mountains and Grenville Orogen Inliers within the USA. *Geoscience Canada*, 40(4), 318–352. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2013.40.022>
- Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I., & Hellström, F. (2007). Linking deformation, migmatite formation and zircon U–Pb geochronology in polymetamorphic orthogneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. *J. Metamorph. Geol.*, 25(7), 727–750. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00726.x>
- Moser, A.C., Hacker, B.R., Gehrels, G.E. et al. (2022). Linking titanite U–Pb dates to coupled deformation and dissolution–reprecipitation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 177, 42. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01906-9>
- Moser, A. C., Lusk, A. D., Attia, S., Garber, J. M., Seward, G. G. E., & Kylander-Clark, A. R. C. (2023). Titanite petrochronology records secular temperature and fluid evolution during ductile deformation: An example from Late Cretaceous shear zones in the Eastern Transverse Ranges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24, e2022GC010855. <https://doi.org/10.1029/2022GC010855>
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Thomas, C., Séverine, B., Indares, A., & Davis, D. W. (2013). *Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord*. Ministère des Ressources naturelles du Québec.
- Mulrooney, D., & Rivers, T. (2005). Redistribution of the rare-earth elements among coexisting minerals in metamafic rocks across the epidote-out isograd: An example from the St. Anthony Complex, northern Newfoundland, Canada. *Canadian Mineral.*, 43(1), 263–294. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.1.263>
- Olierook, H. K. H., Taylor, R. J. M., Erickson, T. M., Clark, C., Reddy, S. M., Kirkland, C. L., Jahn, I., Barham, M. (2019). Unravelling complex geologic histories using U–Pb and trace element systematics of titanite. *Chem. Geol.*, 504(May 2018), 105–122. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.11.004>

- Palin, R. M., White, R. W., Green, E. C. R., Diener, J. F. A., Powell, R., & Holland, T. J. B. (2016). High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *J. Metamorph. Geol.*, 34(9), 871–892. <https://doi.org/10.1111/jmg.12212>
- Papapavlou, K., Darling, J. R., Storey, C. D., Lightfoot, P. C., Moser, D. E., & Lasalle, S. (2017). Dating shear zones with plastically deformed titanite: New insights into the orogenic evolution of the Sudbury impact structure (Ontario, Canada). *Precambrian Res.*, 291, 220–235. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.007>
- Pattison, D. R. M. (2003). Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase +/- quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(1), 21–34. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00415.x>
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., and Maas, R. (2010), Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q0AA06, doi:10.1029/2009GC002618.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.*, 26(12), 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Pedregosa, F., et al. (2011) Scikit-Learn: Machine Learning in Python. *Journal of Machine Learning Research*, 12, 2825-2830.
- Platt, J. P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97(9), 1037–1053. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1037:DOOWAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1037:DOOWAT>2.0.CO;2)
- Platt, J. P., Behr, W. M., & Cooper, F. J. (2015). Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust. *Journal of the Geological Society*, 172, 9–27.
- Phillips, N. J., & Ji, S. (2021). Constraining the ductile deformation mechanisms of garnet across pressure-temperature space. *J. Struct. Geol.*, 148, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104356>
- Rainbird, R., Cawood, P., Gehrels, G., 2012. The great Grenvillian sedimentation episode: record of supercontinent Rodinia's assembly. In: *Tectonics of Sedimentary Basins*. John Wiley & Sons, Ltd, pp.583–601.

- Ramsay, J.G., et Huber, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures*, 2, Academic Press, London
- Reddy, S. M., Timms, N. E., Pantleon, W., & Trimby, P. (2007). Quantitative characterization of plastic deformation of zircon and geological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(6), 625–645. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0174-4>
- Regis, D., Rubatto, D., Darling, J., Cenko-Tok, B., Zucali, M., & Engi, M. (2014). Multiple metamorphic stages within an eclogite-facies terrane (Sesia Zone, Western Alps) revealed by Th-U-Pb petrochronology. *J. Petrol.*, 55(7), 1429–1456. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu029>
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., & Teyssier, C. (2001). Gravitational collapse of the continental crust. *Tectonophysics*, 342(3–4), 435–449. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00174-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00174-3)
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F., & Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8(1), 63–84. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00063>
- Rivers, T. (1983). Progressive metamorphism of pelitic and quartzofeldspathic rocks in the Grenville Province of western Labrador – tectonic implications of bathozone 6 assemblages. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(12), 1791–1804. <https://doi.org/10.1139/e83-171>
- Rivers, T. (1980). Revised stratigraphic nomenclature for Aphebian and other rock units, southern Labrador Trough, Grenville Province. *Canadian J. Earth Sci.*, 17(5), 668–670. <https://doi.org/10.1139/e80-062>
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Res.*, 86(3–4), 117–154. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00038-7)
- Rivers, T. (2008). Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Res.*, 167(3–4), 237–259. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.005>
- Rivers, T., & Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2–3), 359–383. <https://doi.org/10.1139/e99-067>

- Rivers, Toby. (2012). Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province. *Canadian J. Earth Sci.*, 49(1), 1–42. <https://doi.org/10.1139/e11-014>
- Rivers, T., & Schwerdtner, W. . (2015). Post-peak Evolution of the Muskoka Domain, Western Grenville Province: Ductile Detachment Zone in a Crustal scale Metamorphic Core Complex. *Geoscience Canada*, 42(Andrew Hynes Series: Tectonic Processes), 403–436.
- Romer, R. L., & Rötzler, J. (2003). Effect of metamorphic reaction history on the U-Pb dating of titanite. *Geological Society Special Publication*, 220, 147–158.
- Rosenberg, C. L., & Handy, M. R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(1), 19–28. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555>.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.220.01.08>
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1–2), 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Rubatto, D. (2017). Zircon: The Metamorphic Mineral. In *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (Vol. 83, Issue 1). <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.10>
- Rubatto, D., Chakraborty, S., & Dasgupta, S. (2013). Timescales of crustal melting in the Higher Himalayan Crystallines (Sikkim, Eastern Himalaya) inferred from trace element-constrained monazite and zircon chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(2), 349–372. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0812-y>
- Schaen, A. J., Jicha, B. R., Hodges, K. V., Vermeesch, P., Stelten, M. E., Mercer, C. M., ... & Singer, B. S. (2021). Interpreting and reporting  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic data. *Bulletin*, 133(3-4), 461-487
- Schiller, D., & Finger, F. (2019). Application of Ti-in-zircon thermometry to granite studies: problems and possible solutions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(6), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1585-3>
- Schmitt, A. K., & Zack, T. (2012). High-sensitivity U-Pb rutile dating by secondary ion mass spectrometry (SIMS) with an  $\text{O}^{2+}$  primary beam. *Chem. Geol.*, 332–333, 65–73.

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.023>

- Schmitz, M.D., and Bowring, S.A., 2001, U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 2571–2587, doi:10.1016/s0016-7037(01)00616-0.
- Schwarz, S.H.. (1998). Structural, metamorphic and tectonic studies in central Gagnon Terrane, Grenville Province. MSc Thesis. Memorial University of Newfoundland.
- Schoene, B., & Bowring, S. A. (2006). U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: Thermochronological constraints on the age of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standard MMhb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151(5), 615–630. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0077-4>
- Scibiorski, E., Kirkland, C. L., Kemp, A. I. S., Tohver, E., & Evans, N. J. (2019). Trace elements in titanite: A potential tool to constrain polygenetic growth processes and timing. *Chem. Geol.*, 509, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.01.006>
- Scott, D.J., et Hynes, A. 1994. U–Pb geochronology along the Manicouagan corridor, preliminary results: evidence for ca. 1.47 Ga metamorphism. Lithoprobe Abitibi–Grenville Transect. Lithoprobe Report, 41, pp. 109–110.
- Simard, M., Paquette, L. Parent, M. (2015) Synthèse géologique et métallogénique de la sous-province d’Ashuanipi, Province du Supérieur. MM 2015-01.
- Sláma, J., Košler, J, Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B. Tubrett, M.N, Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249: 1-35.
- Smye, A. J., Marsh, J. H., Vermeesch, P., Garber, J. M., & Stockli, D. F. (2018). Applications and limitations of U-Pb thermochronology to middle and lower crustal thermal histories. *Chem. Geol.*, 494, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.003>
- Sorensen, S. . (1991). Petrogenetic significance of zoned allanite in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina Schist, southern California. *Am. Mineral.*, 76, 589–601.
- Soucy La Roche, R., Godin, L., Cottle, J. M., & Kellett, D. A. (2016). Direct shear fabric dating

- constrains early Oligocene onset of the South Tibetan detachment in the western Nepal Himalaya. *Geology*, 44(6), 403–406. <https://doi.org/10.1130/G37754.1>
- Soucy La Roche, R., & Godin, L. (2019). Inherited Cross-Strike Faults and Oligocene-Early Miocene Segmentation of the Main Himalayan Thrust, West Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 7429–7444. <https://doi.org/10.1029/2019JB017467>
- Spandler, C., Hammerli, J., Sha, P., Hilbert-Wolf, H., Hu, Y., Roberts, E., & Schmitz, M. (2016). MKED1: A new titanite standard for in situ analysis of Sm–Nd isotopes and U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 425, 110–126. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.01.002>
- Spencer, K. J., Hacker, B. R., Kylander-Clark, A. R. C., Andersen, T. B., Cottle, J. M., Stearns, M. A., Poletti, J. E., Seward, G. G. E. (2013). Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP: Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. *Chem. Geol.*, 341, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.11.012>
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 26(2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Stearns, M. A., Cottle, J. M., Hacker, B. R., & Kylander-Clark, A. R. C. (2016). Extracting thermal histories from the near-rim zoning in titanite using coupled U–Pb and trace-element depth profiles by single-shot laser-ablation split stream (SS-LASS) ICP–MS. *Chem. Geol.*, 422, 13–24. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.011>
- Stearns, M. A., Hacker, B. R., Ratschbacher, L., Rutte, D., & Kylander-Clark, A. R. C. (2015). Titanite petrochronology of the Pamir gneiss domes: Implications for middle to deep crust exhumation and titanite closure to Pb and Zr diffusion. *Tectonics*, 34(4), 784–802. <https://doi.org/10.1002/2014TC003774>
- Stern, R.J. (2020) The Meosoproterozoic Single-Lid Tectonic Episode: Prelude to Modern Plate tectonics. *GSA Today* 30 (12)
- Storey, C. D., Jeffries, T. E., & Smith, M. (2006). Common lead-corrected laser ablation ICP–MS U–Pb systematics and geochronology of titanite. *Chem. Geol.*, 227(1–2), 37–52. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.003>

- Storkey, A. C., Hermann, J., Hand, M., & Buick, I. S. (2005). Using In Situ Trace-Element Determinations to Monitor Partial-Melting Processes in Metabasites. *J. Petrol.*, 46(6), 1283–1308. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi017>
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publication*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, J., Yang, J., Wu, F., Xie, L., Yang, Y., Liu, Z., & Li, X. (2012). In situ U-Pb dating of titanite by LA-ICPMS. *Chin. Sci. Bull.*, 57(20), 2506–2516. <https://doi.org/10.1007/s11434-012-5177-0>
- Swanson-Hysell, N. L., Ramezani, J., Fairchild, L. M., & Rose, I. R. (2019). Failed rifting and fast drifting: Midcontinent Rift development, Laurentia's rapid motion and the driver of Grenvillian orogenesis. *GSA Bulletin*, 1–28. <https://doi.org/10.1130/B31944.1>
- Swanson-Hysell, N.L., Hoaglund, S.A., Crowley, J.L., Schmitz, M.D., Zhang, Y., Miller, J.D. 2020. Rapid emplacement of massive Duluth Complex intrusions within the North American Midcontinent Rift. *Geology*, 49: 185–189. doi: <https://doi.org/10.1130/G47873.1>
- Taylor-Jones, K., & Powell, R. (2015). Interpreting zirconium-in-rutile thermometric results. *J. Metamorph. Geol.*, 33(2), 115–122. <https://doi.org/10.1111/jmg.12109>
- Timms, N. E., Kinny, P. D., & Reddy, S. M. (2006). Enhanced diffusion of Uranium and Thorium linked to crystal plasticity in zircon. *Geochem. Trans.*, 7(1), 10. <https://doi.org/10.1186/1467-4866-7-10>
- Tirel, C., Brun, J.-P., & Burov, E. (2008). Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B4). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005JB003694>
- Tomkins, H. S., Powell, R., & Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J. Metamorph. Geol.*, 25(6), 703–713. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x>
- Tual, L., Möller, C., & Whitehouse, M. J. (2018). Tracking the prograde P–T path of Precambrian eclogite using Ti-in-quartz and Zr-in-rutile geothermobarometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 173(7), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1482-1>

- Tual, Lorraine, Pitra, P., & Möller, C. (2017). P-T evolution of Precambrian eclogite in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden. *J. Metamorph. Geol.*, 35(5), 493–515. <https://doi.org/10.1111/jmg.12242>
- Turlin, F., Deruy, C., Eglinger, A., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A. S., Poujol, M., ... Solgadi, F. (2018). A 70 Ma record of suprasolidus conditions in the large, hot, long-duration Grenville Orogen. *Terra Nova*, 30(3), 233–243. <https://doi.org/10.1111/ter.12330>
- Vanderhaeghe, Olivier. (2009). Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477(3–4), 119–134. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2009.06.021>
- Vanderhaeghe, Olivier, Teyssier, C., & Wysoczanski, R. (1999). Structural and geochronological constraints on the role of partial melting during the formation of the Shuswap metamorphic core complex at the latitude of the Thor-Odin dome, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 917–943.
- Verberne, R., Reddy, S. M., Saxey, D. W., Fougereuse, D., Rickard, W. D. A., Quadir, Z., ... Clark, C. (2022). Dislocations in minerals: Fast-diffusion pathways or trace-element traps? *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 584, 117517. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117517>
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vry, J. K., & Baker, J. A. (2006). LA-MC-ICPMS Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: Confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70(7), 1807–1820. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.006>
- Walters, J. B., & Kohn, M. J. (2017). Protracted thrusting followed by late rapid cooling of the Greater Himalayan Sequence, Annapurna Himalaya, Central Nepal: Insights from titanite petrochronology. *J. Metamorph. Geol.*, 35(8), 897–917. <https://doi.org/10.1111/jmg.12260>
- Walters, J. B., Cruz-Urbe, A. M., Song, W. J., Gerbi, C., & Biela, K. (2022). Strengths and limitations of in situ U–Pb titanite petrochronology in polymetamorphic rocks: An example from western Maine, USA. *J. Metamorph. Geol.*, 1–24. <https://doi.org/10.1111/jmg.12657>
- Wang, Z., & Ji, S. (1999). Deformation of silicate garnets: Brittle-ductile transition and its

- geological implications. *Canadian Mineral.*, 37(2), 525–541.
- Warren, C. J., Beaumont, C., & Jamieson, R. A. (2008). Modelling tectonic styles and ultra-high pressure (UHP) rock exhumation during the transition from oceanic subduction to continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1–2), 129–145. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.025>
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006, Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 413-433.
- Wendt, I., Carl, C., (1991). The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 86, 275–285. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-T](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-T).
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. , Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J., Spiegel, W. 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE Analyses. *Geostandards Newsletter*, 19: 1-23.
- White, Powell, Holland, & Worley. (2000). The effect of TiO<sub>2</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *J. Metamorph. Geol.*, 18(5), 497–511. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00269.x>
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., Johnson, T. E., & Green, E. C. R. (2014). New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *J. Metamorph. Geol.*, 32(3), 261–286. <https://doi.org/10.1111/jmg.12071>
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Williams, M. L., & Jercinovic, M. J. (2012). Tectonic interpretation of metamorphic tectonites: Integrating compositional mapping, microstructural analysis and in situ monazite dating. *J. Metamorph. Geol.*, 30(7), 739–752. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00995.x>
- Wright, S. I., Nowell, M. M., & Field, D. P. (2011). A Review of Strain Analysis Using Electron Backscatter Diffraction. *Microsc. and Microanal.*, 17(3), 316–329. <https://doi.org/10.1017/S1431927611000055>
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Rey, P., & Roger Buck, W. (2013). Continental and oceanic core

- complexes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(3–4), 273–298. <https://doi.org/10.1130/B30754.1>
- Wynne-Edwards, H. R. (1972). The Grenville Province. In R. A. Price & R. J. W. Douglas (Eds.), *Variations in tectonic styles in Canada* (Special Pa, pp. 263–334). Geological Association of Canada. <https://books.google.com/books?id=pNkJAQAIAAJ>
- Yakymchuk, C., Kirkland, C. L., & Clark, C. (2018). Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(6), 715–737. <https://doi.org/10.1111/jmg.12307>
- York, D. (1968). Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 5(C), 320–324. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(68\)80059-7](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(68)80059-7)

## **ANNEXE A DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES ET COMPOSITIONNELLES**

Données supplémentaires disponibles au Dataverse de Polytechnique Montréal.

<https://doi.org/10.5683/SP3/V036T7>