

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

**Analyse structurale de la Zone Imbriquée de Manicouagan (Province de
Grenville centrale, Québec, Canada) : mise en évidence d'une tectonique
régionale en constriction**

GAËLLE LABAT

Département de des génies civil, géologique et des mines

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*
Génie minéral

Décembre 2019

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

**Analyse structurale de la Zone Imbriquée de Manicouagan (Province de
Grenville centrale, Québec, Canada) : mise en évidence d'une tectonique
régionale en constriction**

présenté par **Gaëlle LABAT**

en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

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

Shaocheng JI, président

Félix GERVAIS, membre et directeur de recherche

Toby RIVERS, membre

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont directement ou indirectement contribué à l'élaboration de ce mémoire et à l'aboutissement de ma maîtrise.

Je voudrais tout d'abord remercier mon directeur de maîtrise Félix Gervais. Merci pour la confiance que tu m'as accordée dans la rédaction de ce mémoire et surtout de l'article scientifique qu'il contient. Je te suis reconnaissante de m'avoir laissée expérimenter librement tout en sachant m'orienter et me corriger.

Merci également à Denis Marcotte, Anne-Laure Bonnet et Louis-Pierre Barrette pour votre contribution à différentes étapes de ce travail.

Je tiens à remercier mes collègues de bureau et de terrain Charles Kavanagh-Lepage et Chris Lambert. Pour votre aide, votre bonne humeur et la bonne ambiance que vous savez générer.

Je remercie mes amis français et québécois, en particulier Anne et Roseline pour vos encouragements et tous les bons moments passés avec vous. Merci également à Carole et Georges pour m'avoir toujours accueillie dans votre belle maison.

À Jacqueline, Hervé, Goulven et ma petite Gwennan, merci de ne pas m'en vouloir d'être partie si loin de vous, merci pour votre amour et votre support.

À Ian, merci pour tout, bien au-delà de ce mémoire.

RÉSUMÉ

Des portions transversales de discontinuités structurales majeures se retrouvent régulièrement dans les chaînes de montagnes. Bien que courants, l'origine de ces segments reste controversée et peut être multiple. Dans la Province de Grenville, un important segment transversal est situé dans la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ). Important parce qu'il affecte l'Allochthon Boundary Thrust (ABT), un chevauchement majeur qui apparaît sur toute la longueur de la Province, mais qui n'a pas été particulièrement étudié, important également parce que la MIZ délimite des roches au faciès éclogite, un faciès haute pression et température qui n'est que rarement présent dans la Province de Grenville.

Une analyse structurale montre que la déformation dans le Terrane de Gagnon de la Ceinture parautochtone, situé au mur de l'ABT, est caractérisée par une déformation relativement faible, une présence de plis et de leucosomes et une déformation supra-solidus. Inversement, dans le toit de l'ABT, la MIZ est dominée par une forte déformation sub-solidus et une absence de plis. L'ellipsoïde de déformation reconstruite dans cette étude dont la forme allongée (prolate) identifie une déformation en constriction dans la MIZ est incompatible avec l'option d'un pli pour expliquer la forme de l'ABT. Par ailleurs, cette hypothèse d'un pli est également invalidée puisqu'une rotation des structures planaires de la MIZ suivant un axe de pli plongeant vers le SE ne permet pas un regroupement des structures linéaires. L'option d'un pli est donc abandonnée au profit de l'hypothèse d'extrusion de nappe ductile telle que suggérée par d'autres études. Cette option est appuyée par toutes les observations décrites précédemment. La nappe ductile compétente a pu être extrudée grâce à l'interaction entre les contrastes de viscosité dans les rampes du socle agissant comme des pénétrateurs et les contrastes de densité entre les Ceintures allochtone et parautochtone. L'incrément final de la déformation dans la MIZ est daté entre 995 ± 6 et 991 ± 8 Ma (U-Pb sur zircon) à partir de deux échantillons de dykes granitiques déformés. La déformation au mur de l'ABT à l'est de la MIZ est datée à 984 ± 5 Ma à partir d'un leucosome plissé dans un paragneiss. La déformation est synchrone de part et d'autre de l'ABT ce qui permet de comprendre que l'extrusion de la MIZ a eu une influence sur les roches de la Ceinture Parautochtone.

Les rampes ainsi que la présence de roches dans les niveaux structuraux supérieurs ont contrôlé l'orientation de la nappe en favorisant une direction pour son exhumation. L'espace limité a été accommodé par une déformation en constriction au sein de la nappe et par une compression dans les roches environnantes. L'interaction de ces phénomènes est la principale raison pour laquelle l'ABT, délimitant la nappe ductile proposée, est transverse à l'orogène.

ABSTRACT

Transverse portions of major structural discontinuities are regularly found in orogens. Although common, the origin of these segments remains controversial and appears to be multiple. One major transverse segment of the Grenville Province is located in the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ). It is important because it affects the Allochthon Boundary Thrust (ABT), a prominent structure which appears throughout the Province but is largely understudied, and it is important because the MIZ delimits eclogite facies rocks, a high-pressure and temperature facies that rarely occurs in the Grenville Province.

A structural analysis shows that deformation in the adjacent Gagnon Terrane of the Parautochthonous Belt, at the footwall of the ABT, is characterized by low strain, the common presence of folds, leucosomes and supra-solidus deformation. Conversely, the MIZ in the hanging-wall of the ABT, is dominated by a strong, subsolidus deformation and an absence of folds. The strain ellipsoid reconstructed in this study has a prolate shape characterizing a constrictive deformation which is incompatible with a folding option to explain the MIZ transverse shape. In addition, a rotation of planar fabrics along a fold axis plunging towards the SE conflicts with this hypothesis since it does not regroup linear structures. The folding option is discarded in favor of the previously suggested ductile nappe extrusion. This option is supported by all previously described observations. The strong and competent ductile nappe was able to be extruded because of the interaction between viscosity contrasts in basement ramps acting like indentors and density contrasts between the Allochthonous and Parautochthonous Belts. The final increment of deformation in the MIZ is dated between 995 ± 6 and 991 ± 8 Ma (U-Pb on zircon grains) from two samples of deformed granitic dykes. Deformation in the footwall of the ABT east of the MIZ is 984 ± 5 Ma from a folded leucosome of a paragneiss. Deformation is synchronous on both sides of the ABT which makes it possible to understand that the extrusion of the MIZ had an influence on the rocks of the Parautochthonous Belt.

The ramps and the presence of parautochthonous rocks in higher structural levels controlled the orientation of the nappe by favoring a direction for its exhumation. The nappe had limited space, which was accommodated by its constrictive internal deformation and compression of the surrounding rocks. The interaction of these phenomena is the main reason why the ABT, delineating the proposed ductile nappe, is transverse to the orogen.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iii
RÉSUMÉ	iv
ABSTRACT	v
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES ANNEXES	xiv
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 Contexte géologique	1
1.1.1 La Province de Grenville	1
1.1.2 Zone d'étude	5
1.1.3 Régimes tectoniques pouvant expliquer l'orientation de l'ABT	11
1.2 Problématique, objectifs et méthodologie	13
1.2.1 Evolution tectonique locale	13
1.2.2 Analyse structurale	14
1.2.3 Methodologie	15
1.3 Contributions des coauteurs	17
1.4 Présentations de résultats préliminaires	17
CHAPITRE 2 ARTICLE 1 : DUCTILE NAPPE EXTRUSION IN CONSTRUCTIVE STRAIN AT THE ORIGIN OF TRANSVERSE SEGMENTS OF THE ALLOCHTHON BOUNDARY THRUST IN THE MANICOUAGAN IMBRICATE ZONE (CENTRAL GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC)	18
2.1 Avant-propos	18
2.2 Abstract	18
2.3 Introduction	19
2.4 Geological context	20
2.4.1 Grenville Province	20

2.4.2	Manicouagan Imbricate Zone	21
2.5	Structural geology	22
2.5.1	Methodology	22
2.5.2	Characteristics of the Allochthonous Belt	23
2.5.3	Characteristics of the Parautochthonous Belt	28
2.6	Uranium-Lead geochronology	30
2.6.1	Methods	30
2.6.2	Sample 1003B	31
2.6.3	Sample 1023C	34
2.6.4	Sample 1012B	36
2.7	Structural analysis	39
2.7.1	Testing a folding model for the MIZ	39
2.7.2	The Talbot method	42
2.8	Discussion	44
2.8.1	Implications for the ABT	44
2.8.2	Tectonic model for the emplacement of the MIZ	46
2.9	Conclusion	48
2.10	Acknowledgements	48
CHAPITRE 3 COMPLÉMENTS À L'ARTICLE		49
3.1	Avant-propos	49
3.2	Tectonique de l'ABT	49
3.3	Géochronologie	51
3.3.1	Différents cas de figure	51
3.3.2	MSWD et Probability of Fit (PF)	53
3.4	Programme de rotation Matlab	54
3.4.1	Programme et description	54
3.4.2	Exemples de paramètres \mathbf{k}	64
CHAPITRE 4 QUESTIONS EN SUSPENS ET RECOMMANDATIONS		66
4.1	Pourquoi n'y a-t-il pas de constriction observée à l'échelle microscopique?	66
4.2	Pourquoi y a-t-il deux sens de cisaillement dans la MIZ?	67
CHAPITRE 5 CONCLUSION		69
RÉFÉRENCES		71
ANNEXES		79

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1	Datations disponibles dans les Terranes de Lelukuau et Tshenukutish et dans le Groupe de Gagnon.	51
Tableau 3.2	Données à fournir au programme de calcul d'axe de pli dans l'exemple de la figure 3.3.	56
Tableau 3.3	Données à fournir au programme de rotation dans l'exemple de la figure 3.3.	56
Tableau 3.4	Données de sortie après rotation de l'exemple de la figure 3.3.	58

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	<p>Carte géologique simplifiée de la région du Réservoir Manicouagan (modifiée de Jannin (2017) et Dunning et Indares (2010)). Encart : carte de la Province de Grenville divisée selon ses segments métamorphiques (modifiée de Rivers (2008)). Simplified geological map of the Manicouagan Reservoir area (Modified from Jannin (2017), Dunning and Indares (2010) and Rivers (2008)). Inset : map of the Canadian Grenville Province subdivided into metamorphic segments (modified from Rivers, 2008).</p>	3
Figure 1.2	<p>Carte structurale de la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ). Sont indiqués les directions de linéation et foliation principales (cette étude et Bilodeau et Mathieu (2016)) ainsi que la distribution des L-tectonites et du système de cisaillement de Manicouagan (Indares et al., 2000). Structural map of the Manicouagan Imbricate Zone. The principal lineation trend and foliation strike from this study and from Bilodeau and Mathieu (2016) are indicated as well as the spatial distribution of L-tectonites and Manicouagan thrust system (Indares et al., 2000).</p>	7
Figure 1.3	<p>Gradient vertical du champ magnétique résiduel dans la région de Manicouagan, fond de carte provenant du SIGEOM et tracé des structures d'après Jannin (2017) (le tracé de l'ABT au NE de la MIZ a été modifié). Notez la différence marquée de signature géophysique entre les Ceintures allochtone et parautochtone à l'ouest de la MIZ, ce contraste est plus subtil au NE de la MIZ.</p>	9
Figure 1.4	<p>Orientation des structures géologiques développées dans un système en transtension (A) et transpression (B) (modifié de Daigneault (1991)). Noter l'orientation transverse des plis pouvant se former dans ces deux régimes tectoniques.</p>	11

Figure 2.1	Examples of qualitative deformation intensity (def.int.; evaluated on a 1-5 scale, 5 being the highest) and rock types of the MIZ and the Parautochthonous Belt. A. undeformed meta-gabbro, with gabbroic texture, located west of the Barbel lake in the MIZ; B. typical paragneiss of the Parautochthonous Belt with folded leucosome; C. weakly deformed meta-gabbro of the MIZ; D. paragneiss of the Parautochthonous Belt with folded leucosomes and deformed quartz grains; E. quartzofeldspathic gneiss of the MIZ with deformed quartz grains; F. mylonitic paragneiss of the Parautochthonous Belt; G. boudinaged garnetite and mylonitic quartzofeldspathic gneiss of the MIZ; H. sheath folds in metapelite of the MIZ (viewed perpendicular to the sheath long axis), 6 km south of the ABT; I. mylonitic meta-granite of the MIZ; J. mylonitic quartzofeldspathic gneiss of the MIZ with deformed mafic boudins in a top-to-the-W reverse shear zone. Notice that we did not observe any relation between lithology and deformation intensity except for ultra-mafic boudins that are systematically less deformed. Note also that, although displaying a compositional layering, figures G and J show a similar deformation intensity.	24
Figure 2.2	A. L-tectonite in the MIZ, 1 km south of the ABT; A.1. view perpendicular to the lineation; A.2. view parallel to the lineation; B. deformed quartz in a garnet-bearing gneiss of the MIZ, indicating a sub-solidus deformation.	25
Figure 2.3	Stereographic projection of foliation (left) and lineation (right) of different zones of the MIZ. In blue are foliations and lineations located within 4 km of the ABT, either east or west of the MIZ. Data from this study, Clarke (1977) and MERNQ (Bilodeau and Mathieu, 2016).	27
Figure 2.4	Undeformed (A.) and deformed (B.) quartz in the same foliation plane of a paragneiss of the Parautochthonous Belt, indicating a supra-solidus state of deformation followed by moderate deformation after melt crystallization.	28
Figure 2.5	Stereographic projection of structures of the Parautochthonous Belt. In B, data were extracted from a structural map (Clarke, 1977) that plotted foliation dips in multiples of 5 (5, 10, 15, etc), hence they define circular arcs on stereonet. Data from this study, Clarke (1977) and MERNQ (Bilodeau and Mathieu, 2016).	30

Figure 2.6	<p>U/Pb geochronology from sample 1003B of the Allochthonous Belt. A. outcrop, view showing the undeformed high-pressure gabbro intruded by a deformed granite; B. CL images of zircon highlighting the different zones: zone 1 (red) is a rounded core; zone 2 (orange) is elongated, rounded and irregularly zoned; and zone 4 (green) is a CL bright, and prismatic overgrowth; C. chondrite normalized REE profiles for zircon zones 2 and 3. Notice the absence of Eu anomaly for zone 4; D. weighted mean average ages: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age for zone 2 (orange) and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age for zone 4 (green); E. concordia diagram. See text for interpretation.</p>	32
Figure 2.7	<p>U/Pb geochronology from sample 1023C of the Allochthonous Belt. A1. outcrop of the syn- to post-deformation pegmatite analysed (with dragged foliation in yellow); A2. garnet in the pegmatite at the contact with the amphibolite; B. CL images of the two zircon types: type 1 (blue) is oscillatory zoned, it is elongated and prismatic; type 2 (orange) is stubby with irregular to sector zoning; C. chondrite normalized REE profile. Notice that type 1 has higher content in HREE and a less-pronounced Eu anomaly; D. Yttrium vs Eu/Eu* discriminant diagram for the two types of zircon grains; E. weighted mean average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages; F. Concordia diagram. See text for interpretation.</p>	35
Figure 2.8	<p>U/Pb geochronology from sample 1012B of the Parautochthonous Belt. A1. outcrop of the paragneiss with the syn-folding leucosome; A2. undeformed quartz in the leucosome; B. CL images of zircon highlighting the different zones: zone 1 is a rounded detrital core; zone 2 (orange) is a dark overgrowth with sector zoning; zone 3 (green) is a bright overgrowth with irregular zoning, and zone 4 (blue) is a dark and homogeneous rim; C. weighted mean average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for zones 2 and 3; D. chondrite normalized REE profiles for the four zircon zones; E. concordia diagram. See text for interpretation.</p>	37
Figure 2.9	<p>Compilation of all planar (left) and linear (right) fabrics for the entire MIZ (data from this study, Bilodeau and Mathieu (2016) and Clarke (1977)), blue lines contour the polar snow (see text and Figure 2.11 for details).</p>	40

Figure 2.10	Stereographic projection of structural elements of: A. the Lelukuau Terrane (zone C on Figure 2.3) and B. the whole MIZ. Only the outcrops where a lineation and a foliation coexist are presented. On the left are poles to foliation, in the middle are lineations (green dots are lineations in the NW quadrant that were projected to upper hemisphere for calculation of the k parameter according to the geological convention of lower hemisphere projection, see section 3.4 of this master thesis for additional details and examples) and on the right are lineations rotated with their respective foliation along an approximate axis that could be interpreted as a fold axis (blue star). Notice that in A. rotating poles to foliation concentrates lineations whereas in B. it does not.	41
Figure 2.11	A. 2D representation of the deformation ellipse in simple and pure shear strain (from Davis et al., 2011). The red dotted lines represent the no-finite-stretch lines; B. 3D representation of the deformation ellipsoid in constriction (left) and flattening (right), the lines of no-finite-stretch define two cones named snoe (surface of no elongation, in red); C. shape of the polar snoe in constriction (left) and flattening (right) on a stereographic projection (modified from Talbot and Sokoutis, 1995).	43
Figure 3.1	Schéma des structures développées si la forme de l'ABT avait été due à un pli (à gauche) ou à une extrusion ductile en constriction (à droite).	50
Figure 3.2	Exemple d'un cas où faire une rotation des foliations concentre les linéations.	54
Figure 3.3	Pôles de foliation (cercles) associés à un axe de pli (étoile) qui seront utilisés comme exemple pour l'explication des programmes Matlab.	55
Figure 3.4	Calcul du signe de l'angle de rotation (t) en fonction de l'orientation du pôle de la foliation (azimut F_a , pendage F_p) par rapport au pôle voulu (azimut V_a , pendage V_p).	57
Figure 3.5	À gauche et au centre : exemples d'une concentration de linéations donnant un paramètre k Fisher différent malgré le fait que les deux situations sont géologiquement équivalentes (à gauche le point vert est projeté dans l'hémisphère bas, au centre il est projeté dans l'hémisphère haut. À droite la linéation verte n'est pas équivalente aux deux premières, elle plonge vers le SE et le paramètre k Fisher est bien différent du cas central.	64

Figure 3.6	Exemples de paramètres k Fisher et k von Mises avec différentes concentrations de structures linéaires.	65
Figure 4.1	Diagramme de Flinn pour l’affleurement 1003B.	67
Figure 4.2	A. Carte géologique simplifiée de l’est de la MIZ avec identification des sens de mouvement du toit observés (modifié de Kavanagh-Lepage et al., 2018) ; B. zircon dans la queue d’un indicateur de mouvement inverse.	68

LISTE DES ANNEXES

Annexe A	Données isotopique des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons 1003B, 1023C et 1012B (en gras, dates utilisées pour la datation)	79
Annexe B	Concentrations en Éléments de Terres Rares (ETR ou REE) des zircons datés	83

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

La Province de Grenville contient les vestiges d'une des plus importantes chaînes de montagnes protérozoïque. Parce que les anciennes chaînes de montagnes présentent en surface des roches qui se trouvaient potentiellement à grande profondeur lors de l'orogénie, leur étude s'avère particulièrement importante. La Zone de Charriage Allochtone (ABT pour Allochthon Boundary Thrust) est une structure tectonique majeure à l'échelle de la Province dont l'étude peut fournir des contraintes cruciales sur l'évolution tectonique de la chaîne. Structuralement, elle est reconnue pour avoir eu un mouvement inverse, normal, ou les deux suivant les régions, mais elle reste globalement peu étudiée en raison de difficultés de cartographie (Rivers et al., 1989 ; Culshaw et al., 1994 ; Ketchum et al., 1998 ; Dickin, 2000 ; Ketchum et Davidson, 2000 ; Rivers, 2008 ; 2009). Dans la région de Manicouagan elle a une orientation transverse à l'orogène dont l'origine n'est pas déterminée. Une cartographie de l'ABT a récemment eu lieu à l'ouest de la MIZ (Bilodeau et Mathieu, 2016) mais elle n'est cartographiée ni à l'est ni au nord et aucune étude ne s'est penchée sur son exploration dans une optique structurale. Ces circonstances font de la section orientale de la MIZ une zone particulièrement intéressante à étudier.

Le premier chapitre de ce mémoire introduit cette problématique structurale dans le contexte géologique de la Province de Grenville ainsi que la méthodologie utilisée dans cette étude. Le deuxième chapitre est le cœur du mémoire : les résultats structuraux et géochronologiques y sont présentés et discutés, le modèle d'évolution tectonique de la MIZ y est ensuite développé. Dans le chapitre 3 sont proposées des informations complémentaires ou plus détaillées des données du chapitre 2. Enfin, dans le chapitre 4, des problématiques non résolues sont soulevées afin de fournir des suggestions pour des travaux futurs. S'ensuit une courte conclusion générale.

1.1 Contexte géologique

1.1.1 La Province de Grenville

La Province de Grenville doit son nom au village de Grenville, au Québec (Logan, 1863). C'est en effet au Québec que l'on retrouve la majeure partie de cette province géologique qui s'étend par ailleurs du Labrador au sud de l'Ontario et dans l'état de New-York aux États-Unis d'Amérique (USA). Il est possible de la retrouver jusque dans le sud des USA, mais seulement dans des fenêtres de l'orogénie appalachienne, plus jeune (Rivers et al., 2012). Au

nord-ouest, elle est délimitée par le Front de Grenville, un cisaillement inverse à pendage vers le sud-est qui marque la fin de la surimposition structurale et métamorphique de l'orogénie grenvillienne. Cette dernière consiste en une collision continentale ayant eu lieu entre 1090 et 980 Ma, en deux phases, l'Ottawan puis le Rigolet (Rivers, 2008).

À l'échelle de la Province, la région est divisée en deux ceintures majeures : les Ceintures parautochtone et allochtone (Rivers et al., 1989). La première contient des roches appartenant au craton nord-américain ainsi que ses méta-sédiments sus-jacents. La seconde est de composition plus variée : elle comprend en effet plusieurs terranes exotiques à péri-cratoniques accrétés avant et pendant l'orogénie grenvillienne. Bien que cette dernière fasse référence à la collision entre Laurentia et un autre continent inconnu, l'histoire de la Province de Grenville est plus ancienne. L'accrétion des terranes qui forment la Ceinture allochtone débute il y a 1700 millions d'années dans un contexte d'arc continental (ex. Terrane de Molson Lake daté à 1650 Ma, Groupe de Montauban daté à 1450 Ma). Les terranes, d'âges globalement plus jeunes vers le SE témoignent d'une accrétion vers le NO bien qu'il existe alors une alternance entre des environnements d'extension (ex. pendant l'Elsonien (1450-1230 Ma) ; Moukhsil and Solgadi, 2017) et de compression (Elzevirien (1230-1180 Ma) ; Moukhsil and Solgadi, 2017) qui peuvent avoir lieu simultanément dans différentes portions de la Province. Cette alternance ainsi que l'accrétion de terrane se poursuivent jusqu'à la fin de l'Adirondien (1180-1080 Ma) où l'intrusion des suites anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) marque le début d'une collision avec une masse beaucoup plus importante, un autre continent. Les différences entre les deux Ceintures ne s'arrêtent pas là, des écarts chronologiques majeurs existent : la Ceinture allochtone a été déformée, et métamorphisée, lors de la phase Ottawan de l'orogénie (entre 1090 et 1020 Ma) alors que la Ceinture parautochtone ne l'a été que dans un second temps, lors de la phase Rigolet (entre 1000 et 980 Ma) (Rivers, 1997).

La Province est marquée par deux structures majeures traçables sur toute sa longueur. La première, le Front de Grenville, cartographié par analyse géophysique, révèle un tracé rectiligne NE-SO tout au long de la Province (Rivers et al., 1989). La deuxième structure majeure est l'ABT, son tracé est aussi globalement d'orientation NE-SO, mais il est localement plus variable avec des sections où l'ABT se retrouve perpendiculaire au Front de Grenville (Fig. 1.1). L'ABT se distingue aussi par son histoire complexe qui cumule deux épisodes à vergence opposée. Dans un premier temps l'ABT aurait eu un mouvement inverse, surimposé localement dans un second temps par un mouvement normal survenu lors d'une phase d'effondrement orogénique (Rivers et al., 2002 ; Rivers, 2008). Par la suite, lors de la phase Rigolet, la reprise de la compression aurait formé le Front de Grenville (Rivers, 2008). Cette suite d'évènements n'expliquant pas le tracé singulier de l'ABT, deux modèles ont été proposés et seront détaillés dans la section 1.1.3.

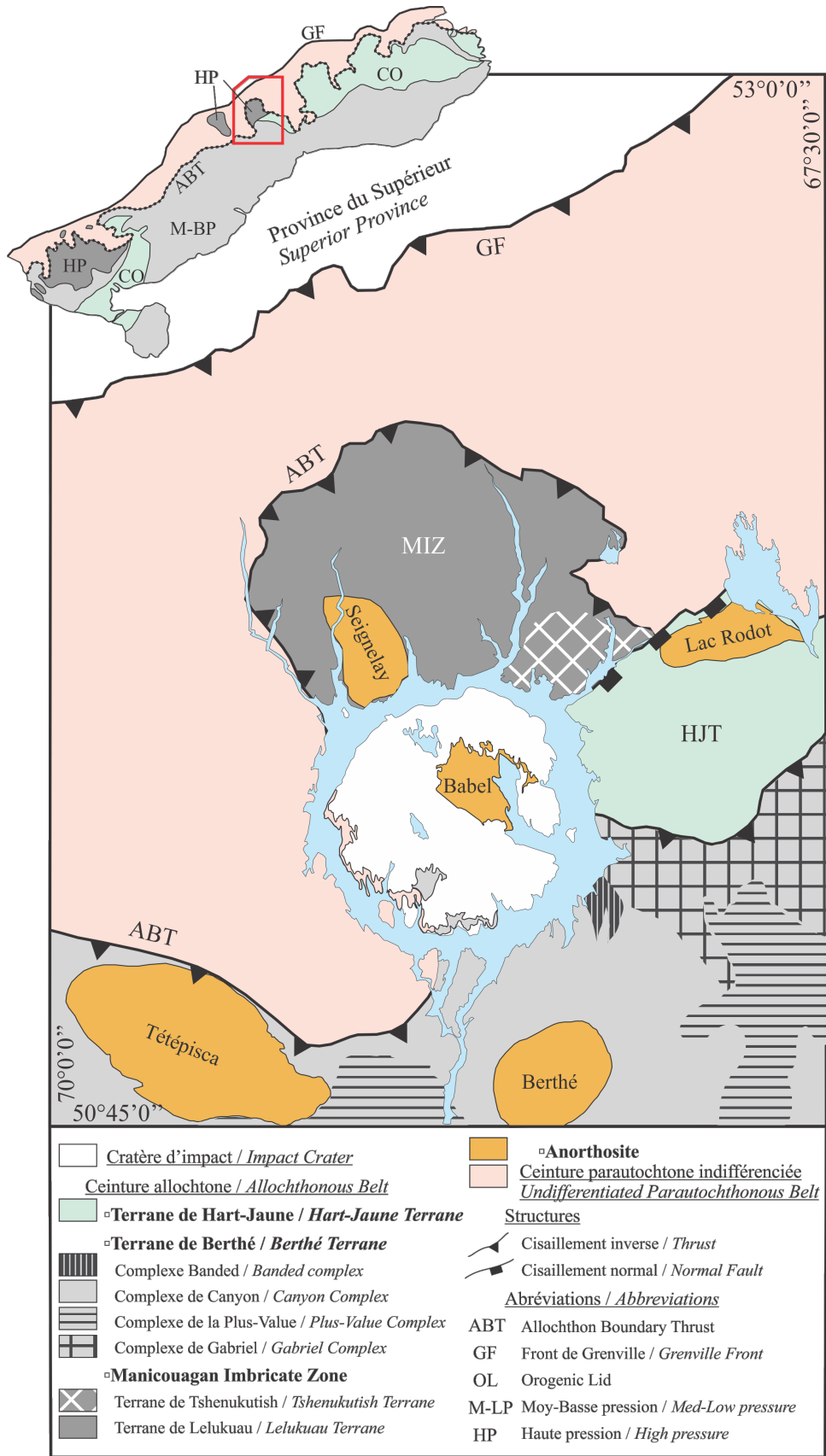


Figure 1.1 (Légende sur la page suivante.)

Figure 1.1 Carte géologique simplifiée de la région du Réservoir Manicouagan (modifiée de Jannin (2017) et Dunning et Indares (2010)). Encart : carte de la Province de Grenville divisée selon ses segments métamorphiques (modifiée de Rivers (2008)). Simplified geological map of the Manicouagan Reservoir area (Modified from Jannin (2017), Dunning and Indares (2010) and Rivers (2008)). Inset : map of the Canadian Grenville Province subdivided into metamorphic segments (modified from Rivers, 2008).

L'orogénie grenvillienne a été décrite au début des années 2000 comme un orogène « long et chaud » qui s'apparentait, il y a un milliard d'années, à l'Himalaya-Tibet d'aujourd'hui (Jamieson et al., 2007 ; 2010 ; Hynes et Rivers, 2010). Néanmoins, dans la Province de Grenville actuelle se succèdent et se juxtaposent en surface des niveaux tectoniques de profondeur variable, aussi bien de la croûte profonde que d'unités de la croûte supérieure peu déformées lors de l'orogénie (Orogenic Lid, Rivers, 2008). Pour expliquer ces variations, des modèles comme le prisme orogénique ou le fluage chenalisé ont été développés et tous deux ont eu un rôle à jouer dans la construction de la Province.

Le modèle du prisme orogénique permet un raccourcissement par empilement de nappes. Cet empilement est obtenu par chevauchement, rétro-chevauchement et pli de rampe. Lorsque la hauteur du prisme ou sa pente est telle qu'il devient instable, sa stabilité est rétablie dans les niveaux supérieurs par effondrement ou par la propagation de l'orogène vers l'avant pays (avec la formation de chevauchements de plus en plus jeunes vers l'avant-pays) et dans les niveaux profonds par la superposition de nappes de haute-pression par sous-charriage (Platt, 1986 ; Jannin, 2017). Le modèle du prisme orogénique est particulièrement utile pour décrire le fonctionnement des orogènes dits « petits et froids » (Jamieson et Beaumont, 2013), mais il intervient aussi dans le stade plus avancé d'orogène « longs et chauds ». Dans la Province de Grenville, on trouve des traces de ce principe de fonctionnement dans le Terrane de Gagnon de la Ceinture parautochtone au Labrador, où une série de chevauchements vers l'avant pays ainsi que des nappes de sous-charriage ont été répertoriées (van Gool, 1992 ; van Gool et al., 2008). À mesure que sa température et sa taille augmentent, l'orogène va effectuer une transition vers une structure différente, celle d'un plateau surmontant une zone ductile. Typiquement, les limites frontales du plateau resteront caractérisées par les mécanismes du prisme orogénique (Jamieson et Beaumont, 2013), tandis que les limites latérales pourront être soumises à une extrusion latérale sous l'action d'un poinçon (Himalaya : Replumaz et al., 2010 ; Grenville : Gower et al., 2008). La tectonique va alors être dominée par le fluage de la zone ductile, fluage qui, bien que majoritairement latéral, peut conduire à de l'exhumation (plus de détails sur les processus de fluage sont présentés à la section 1.1.3). Il existe de nombreuses évidences montrant que l'orogénie grenvillienne est passée par ce stade d'orogène « long et chaud ».

Par exemple, les segments de la croûte supérieure (Orogenic Lid) en contact normal avec des roches de haut grade métamorphique témoignent de l'effondrement d'un plateau froid dans une zone ductile de la croûte profonde (Rivers, 2012). Jannin (2018b) a également montré l'existence d'un fluage chenalisé affectant les Ceintures allochtone et parautochtone au sud-ouest du Réservoir Manicouagan lors de la phase Rigolet de l'orogénie.

L'arrêt de la convergence ne signifie pas l'arrêt des processus de fluage et de prisme (Jamieson et Beaumont, 2013). Le déclin de l'orogène est associé à une érosion intense et à l'effondrement gravitaire de la croûte supérieure (effondrement qui peut avoir lieu lors de la convergence également). Ces processus peuvent créer des chemins préférentiels pour l'exhumation d'une nappe ductile (Beaumont et al., 2001 ; Jamieson et Beaumont, 2013). Par ailleurs, l'effondrement au cœur de l'orogène peut entraîner une compression sur ses flancs où des structures de chevauchement s'y développent simultanément (Jamieson et Beaumont, 2011).

1.1.2 Zone d'étude

1.1.2.1 Délimitations de la zone d'étude

L'étude publiée dans ce mémoire se concentre sur l'est de la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ, Fig. 1.1 : Indares, 1997) sur les feuillets SNRC 023C02, 022N16, 022N10 et 022N09 (SIGEOM, 2019) tout en intégrant les données obtenues par d'autres auteurs plus à l'ouest sur les feuillets SNRC 022N14, 022N11 et 022N10 (SIGEOM, 2019). Dans les paragraphes suivants sont détaillés les divers segments et terranes exposés dans la zone d'étude et aux alentours.

1.1.2.2 Ceinture allochtone

La MIZ est un segment de haute pression et haute température de la Ceinture allochtone. Elle est ceinte de l'ABT qui la sépare des roches de la Ceinture parautochtone. La MIZ elle-même est divisée en deux terranes : le Terrane de Lelukuau est surmonté structurellement par le Terrane de Tshenukutish.

Le Terrane de Lelukuau est le niveau structural le plus profond de la MIZ, il correspond à la plus grande partie du territoire et a été sous-divisé en trois unités par Indares (1997). Les roches caractérisant ces trois tranches sont les mêmes, à savoir, des suites AMCG (1690-1630 Ma) ainsi que des gabbros à olivine et des unités ultramafiques métamorphisées au faciès éclogites (Indares, 1997) et granulite de haute pression (Indares et al., 2000). Structuralement, le terrane est caractérisé par la présence de tectonites en L à l'est du bras *Thémines* (de part

et d'autre du bras *Herveux*), dans le bras *Racine de Bouleau* ainsi qu'au nord de l'Anorthosite de Seignelay (Fig. 1.2, Indares et al., 1998). Les trois unités définissant le Terrane de Lelukuau sont séparées par des zones de cisaillement qui présentent des évidences de mouvement vers le NO. Ces zones de cisaillement font partie de ce qu'Indares et al. (2000) ont nommé le « *Manicouagan thrust system* ».

Au sud-est, le Terrane de Lelukuau est surmonté par le Terrane de Tshenukutish le long d'une zone de cisaillement normale (TSZ pour *Tshenukutish shear zone*, Indares, 1997). Le Terrane de Tshenukutish est un assemblage de roches plutoniques (diorite, granite, anorthosite, troctolite), de gabbros et de roches ultramafiques. Là encore, une tectonite en L est présente, dans l'est du terrane (Indares et al., 1998). Le pic métamorphique des deux terranes de la MIZ se situe au faciès écolgite, mais il n'a pas été atteint de manière simultanée. Dans le Terrane de Lelukuau, le pic est estimé entre 1050 et 1030 Ma avec une majorité de dates autour de 1040 Ma (Indares, 1997; Indares et al., 1998; Dunning et Indares, 2010; Lasalle et al., 2013; 2014), alors que dans le Terrane de Tshenukutish il est légèrement plus jeune avec des datations majoritairement autour de 1020 Ma, bien que s'échelonnant de 1046 à 1012 Ma (Cox et al., 1998; Indares et al., 1998; Indares et Dunning, 2001; 2004; Dunning et Indares, 2010). La MIZ, et plus précisément le Terrane de Tshenukutish, est surmontée au SE par le Terrane de Hart Jaune le long du Cisaillement de Hart Jaune, un cisaillement normal vers le SE daté entre 1007 et 1017 Ma (Indares et al., 1998). Le Terrane de Hart Jaune aurait possiblement été métamorphisé au faciès granulite à ca. 1470 Ma et à ca. 990 Ma (Scott et Hynes, 1994; Hynes et St-Jean, 1997), ces âges sont à prendre au conditionnel car peu contraints et les données ne sont pas accessibles. Il a été défini comme ayant appartenu à la couverture orogénique par Rivers (2008) et Indares et Dunning (2004) qui ont constaté que le métamorphisme grenvillien se concentrait aux bordures du terrane qui conservait ses textures ignées (Clark et al., 2017). L'évolution géodynamique de la MIZ est décrite par Indares (1997) et Indares et al. (2000) comme une imbrication vers le NO des terranes par empilement de nappes sur la Ceinture parautochtone. Cette interprétation permet d'expliquer l'abondance de cisaillements à vergence NO ainsi que le haut grade métamorphique observé.

Au sud de la MIZ et du Terrane de Hart Jaune, la Ceinture allochtone est représentée par le Terrane de Berthé. Ce dernier a été métamorphisé à la même époque que la MIZ, entre 1080 et 1030 Ma, mais au faciès des granulites (Dunning et Indares, 2010; Jannin et al., 2018b). Le Terrane de Berthé est divisé en quatre complexes (Fig. 1.1) : 1) le Complexe de Gabriel, composé de granites, gneiss et mangérites (Dunning et Indares, 2010); 2) le Complexe Banded, composé d'une superposition de couches mafiques et granitiques (Indares et Dunning, 2004); 3) le Domaine de Canyon, constitué d'assemblages supracrustaux et plutoniques (Dunning et Indares, 2010) et 4) le Complexe de la Plus-Value, une suite de roches

métasédimentaires (Moukhsil et al., 2012). Deux évènements de déformation caractérisent le Terrane de Berthé. Le premier, synchrone au pic métamorphique, est associé à un mouvement inverse vers le nord, tandis que le second, affectant tant la Ceinture allochtone que parautochtone, correspond à un épisode de fluage chenalisé Rigolet (Jannin et al., 2018b).

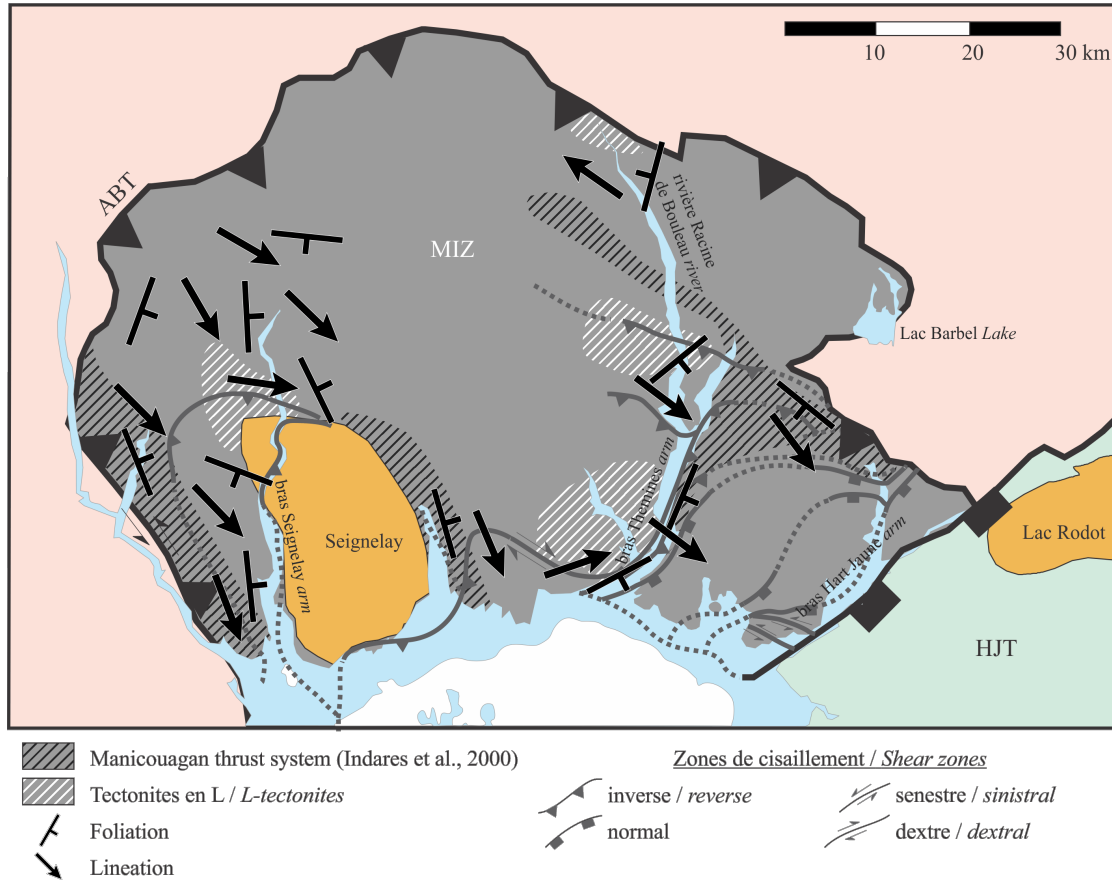


Figure 1.2 Carte structurale de la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ). Sont indiquées les directions de linéation et foliation principales (cette étude et Bilodeau et Mathieu (2016)) ainsi que la distribution des L-tectonites et du système de cisaillement de Manicouagan (Indares et al., 2000). Structural map of the Manicouagan Imbricate Zone. The principal lineation trend and foliation strike from this study and from Bilodeau and Mathieu (2016) are indicated as well as the spatial distribution of L-tectonites and Manicouagan thrust system (Indares et al., 2000).

1.1.2.3 Ceinture parautochtone

La Ceinture parautochtone, structurellement située sous la Ceinture allochtone, est composée, dans la région de Manicouagan, du Complexe d'Ulamen surmonté du Terrane de Gagnon. Le premier constitue une partie du socle archéen Laurentien remanié lors de l'orogénie gren-

villienne (gneiss tonalitiques, granitiques et gabbros (Moukhsil et al., 2013)), alors que le second, majoritairement formé de paragneiss et de formations de fer, en constitue la couverture sédimentaire métamorphisée jusqu'au faciès granulite entre 985 et 995 Ma (Jordan et al., 2006). Une étude géochronologique détaillée de la Ceinture parautochtone a été réalisée à l'est du réservoir Manicouagan (Jannin et al., 2018a) : trois déformations y sont dénombrées. La première, un cisaillement inverse à linéation plongeant vers le SSE s'est produit à 1002 Ma. La seconde, un cisaillement inverse à linéation plongeant vers le SSE, a eu lieu entre 986 et 961 Ma. La troisième, un cisaillement oblique-normal à vergence SO, n'a pas été datée. Les déformations préservées dans la Ceinture parautochtone sont toutes grenvilliennes et les structures préexistantes n'ont pas été conservées (Jannin et al., 2018a).

Une seule étude a été réalisée dans la Ceinture parautochtone à l'ouest de la MIZ (Clarke, 1977). Clarke (1977) y décrit dans un premier temps des gneiss inférieurs archéens migmatitiques, puis, les surmontant, le Groupe de Gagnon composé des mêmes roches méta-sédimentaires qu'à l'ouest (marbre, quartzite et formations de fer). Viennent ensuite des paragneiss supérieurs, qui diffèrent des autres gneiss par « *la présence de grenat et de muscovite comme constituants essentiels* » (Clarke, 1977), puis la Suite des orthogneiss supérieurs marquée par un rubanement et par la présence de grenat. Leur proportion en minéraux mafiques varie progressivement occasionnant une composition variable des orthogneiss, de granitique à gabbroïque. La Suite des orthogneiss supérieurs est associée sur le terrain à une amphibolite à grenat (Clarke, 1977). Lors de notre propre cartographie de la zone, et notamment de l'ABT, nous avons pu constater que la Suite des orthogneiss supérieurs fait en réalité partie intégrante de la MIZ et non pas de la Ceinture parautochtone. C'est pourquoi dans la suite de ce mémoire, nous utilisons des données collectées par Clarke pour compléter l'analyse structurale de la Ceinture parautochtone, mais aussi de la Ceinture allochtone. À noter que, suivant la même démarche, Jannin (2017) a redéfini le Domaine de Shabogamo pour y inclure la Suite des orthogneiss supérieurs de Clarke. Enfin, une structure importante de la Ceinture parautochtone est introduite par Jannin (2017). Il s'agit de la ligne « X », elle coïncide avec le segment NO-SE de l'ABT (Fig. 1.3) et marque globalement la fin de l'apparition des roches méta-sédimentaires du Groupe de Gagnon puisqu'au nord de celles-ci la Ceinture parautochtone est caractérisée par la prédominance du Complexe d'Ulamen. La ligne « X » marque également un changement de grain structural dans la Ceinture parautochtone puisqu'il est NE-SO au nord de la ligne et NO-SE au sud (Jannin, 2017).

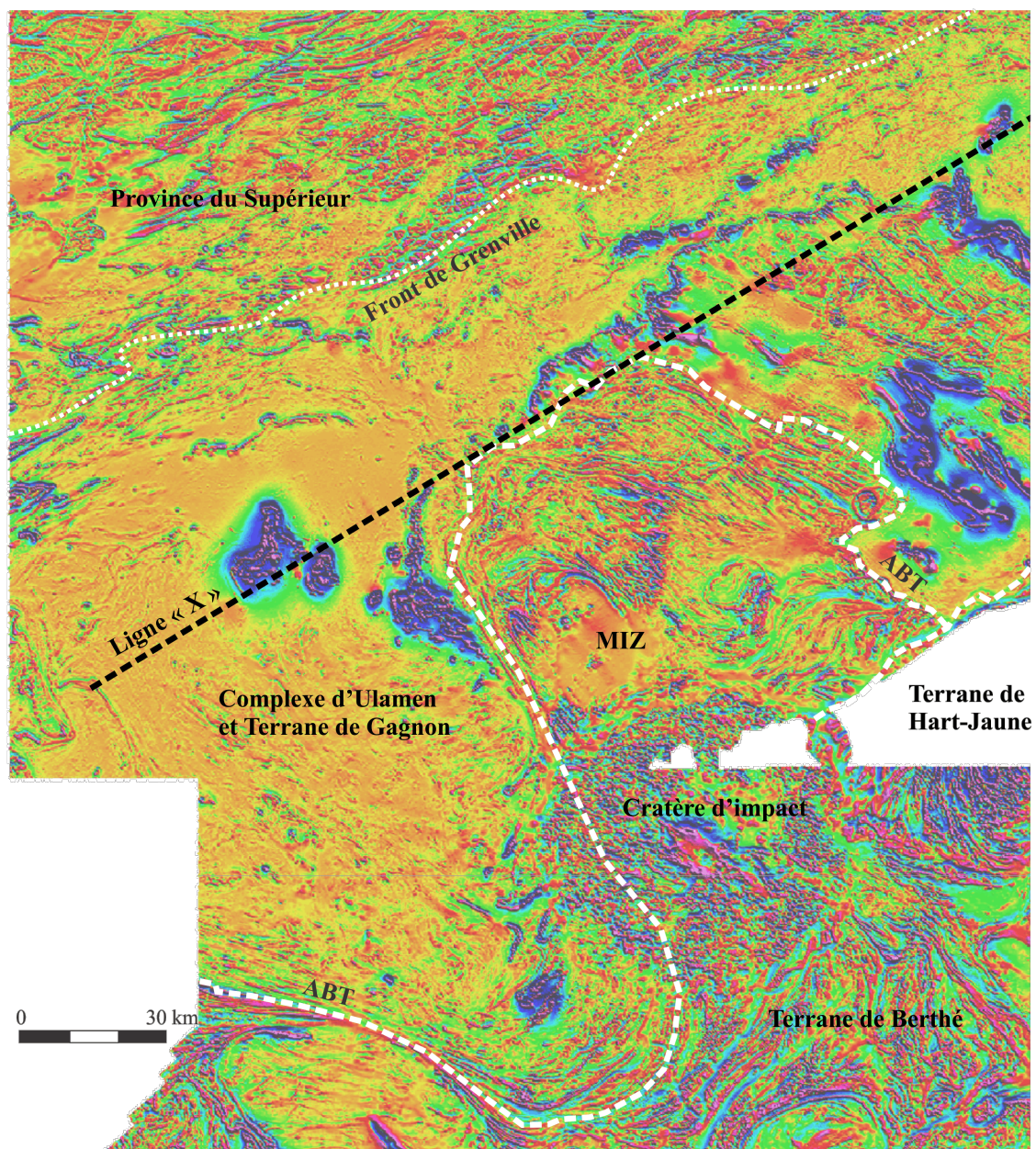


Figure 1.3 Gradient vertical du champ magnétique résiduel dans la région de Manicouagan, fond de carte provenant du SIGEOM et tracé des structures d'après Jannin (2017) (le tracé de l'ABT au NE de la MIZ a été modifié). Notez la différence marquée de signature géophysique entre les Ceintures allochtone et parautochtone à l'ouest de la MIZ, ce contraste est plus subtil au NE de la MIZ.

1.1.2.4 Structures locales

L'ABT, qui délimite les deux Ceintures, a un tracé irrégulier autour de la MIZ. En effet, contrairement à son pendage SE dans une majorité de la Province, elle se retrouve, à l'est et à l'ouest de la MIZ, perpendiculaire au Front de Grenville avec un tracé NO-SE. L'ABT est décrite à l'ouest de la MIZ comme un chevauchement senestre marqué par des gneiss droits et dont la déformation se concentre dans la Ceinture allochtone sans sembler influencer la Ceinture parautochtone (A. Moukhsil, communications personnelles en 2018). Dans la région, aucune datation n'a été réalisée pour déterminer à quelle période a eu lieu le mouvement le long de l'ABT autour de la MIZ.

La MIZ est par ailleurs structurée de plusieurs cisaillements à pendage SE, notamment les zones de cisaillements du « *Manicouagan thrust system* » séparant les différentes tranches du Terrane de Lelukuau (Indares et al., 2000) et la zone de cisaillement Tshenukutish (TSZ) délimitant les deux terranes. La TSZ est également marquée par une cinématique de décrochement dextre (Indares et al., 1998, 2000), et son mouvement normal pourrait être une réactivation d'une tectonique inverse (Indares et al., 2000). Au SE, la zone de cisaillement Hart-Jaune est également à pendage SE, mais est caractérisée seulement par un mouvement normal daté entre 1017 et 1007 Ma. La relation entre ce cisaillement et l'ABT est inconnue.

Enfin, la région serait caractérisée par la présence de rampes latérales formées par les structures du socle Laurentien. Une analyse géophysique et géologique a révélé que des zones de cisaillement transverses, recoupant les Ceintures allochtone et parautochtone, superposent des structures profondes de la Province du Supérieur (Jannin, 2017). Ces structures pré-Grenvilliennes ont été réactivées lors de l'orogénie (Dufrechou et al., 2014; Jannin, 2017) et elles coïncident avec des variations d'épaisseur des métasédiments du Groupe de Gagnon qui peuvent être interprétées comme une augmentation brusque du bassin de sédimentation à l'image des promontoires et réentrants d'une marge passive. L'une de ces rampes profondes serait localisée sous la MIZ. Elle a été proposée par Hynes (2002), mais n'a été confirmée que plus récemment par Jannin (2017) en remarquant l'augmentation du volume de Groupe de Gagnon vers l'est, à l'est de la MIZ. Il en va de même pour la ligne « X » au sud de laquelle apparaît globalement le Groupe de Gagnon et à hauteur de laquelle le grain structural change d'orientation, passant de NE-SO au nord de la ligne à NO-SE au sud (Jannin, 2017). Ces caractéristiques ont permis à Jannin d'interpréter la ligne « X » comme une rampe frontale et le linéament NO-SE sous la MIZ comme une rampe latérale.

1.1.3 Régimes tectoniques pouvant expliquer l'orientation de l'ABT

1.1.3.1 Plissement tardif

La forme en arc de cercle que prend l'ABT dans la région de Manicouagan peut facilement à première vue être assimilée à un pli isoclinal. Il s'agit d'ailleurs de l'interprétation de plusieurs auteurs pour expliquer l'orientation de structures transverses dans la Province de Grenville. Ce plissement tardif a été proposé pour la Province de Grenville dans le cadre d'une déformation en transtension, en transpression ou sous l'action d'un effondrement gravitaire.

1.1.3.1.1 Transtension et transpression

La transpression ou la transtension sont des régimes de déformation caractérisés par l'action simultanée de décrochement et d'un mouvement respectivement inverse ou normal. Cette interaction peut avoir lieu au sein d'un même accident géologique (*restraining bend* ou *releasing bend*) ou bien se développer dans un cadre séparé (*partitioning*). Ces régimes tectoniques sont principalement dus à une interaction oblique des forces tectoniques par rapport à la géométrie en place (plus l'angle de convergence est grand, moins la composante de décrochement est marquée). La figure 1.4 est tirée de Daigneault (1991) et présente la direction des structures géologiques en transtension et en transpression. Le même type de structures peut se développer dans les deux cas, à savoir des chevauchements, des plis ou des failles normales, mais une des différences majeures entre les deux régimes est l'angle entre la direction de cisaillement et les failles de chevauchement. Dans un cas de transtension, il sera compris entre 45 et 90° alors que dans un régime transpressif il restera inférieur à 45° (Daigneault, 1991).

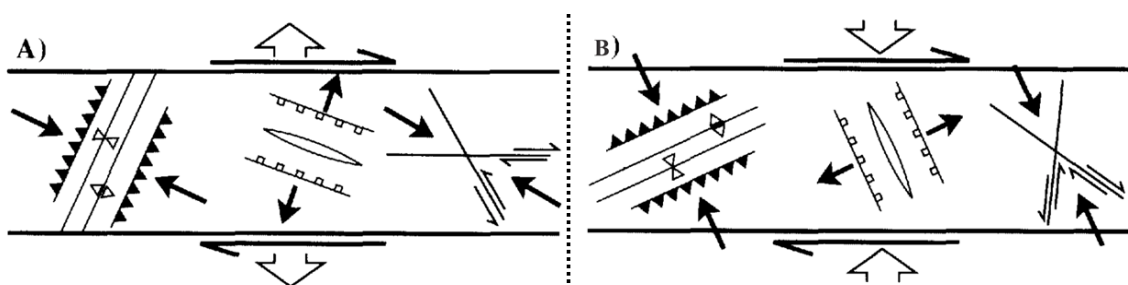


Figure 1.4 Orientation des structures géologiques développées dans un système en transtension (A) et transpression (B) (modifié de Daigneault (1991)). Noter l'orientation transverse des plis pouvant se former dans ces deux régimes tectoniques.

Des modèles de déformation en transpression et en transtension ont été proposés pour expliquer l'orientation transverse de structures dans la Province de Grenville. Dans sa section occidentale, des plis transverses formés lors d'une période d'extension déforment l'ABT. Ces

plis sont synchrones à l'exhumation des complexes à cœur métamorphiques présents dans la région. Schwerdtner et al. (2014; 2016) et Schwerdtner et Rivers (2015) ont montré que ces plis se sont développés dans un contexte de transtension ductile, l'exhumation des complexes ayant entraîné une contrainte en extension latérale. Ce régime tectonique est estimé tardi-Ottawan puisqu'il affecte les deux Ceintures ainsi que l'ABT et que les complexes à cœur métamorphiques ont été remaniés pendant la phase Rigolet. Dans la Province de Grenville centrale, une répartition sur un plan des structures linéaires associées à l'ABT a permis à Gervais et Moukhsil (2016) d'invoquer un régime en transpression qui aurait formé des plis parallèles à l'orogène touchant les Ceintures allochtone et parautochtone (Jiang, 2014).

1.1.3.1.2 Effondrement gravitaire

L'effondrement gravitaire peut se produire à tout stade de l'orogénie, mais il est particulièrement présent et documenté lors de son déclin. S'il s'agit d'un orogène « long et chaud », le plateau peut s'effondrer dans la couche ductile sous-jacente et ce faisant, il entraîne une compression sur les flancs qui peut engendrer des structures de compression transverses (van Gool et al., 2008).

Dans leur étude de la Province de Grenville orientale au Labrador, van Gool et al. (2008) ont mis en évidence trois épisodes de déformation. Les deux premiers sont associés à la convergence avec des évidences de mouvement vers le NO. Le troisième épisode, formant notamment des plis transverses plongeant vers le SE, serait associé à l'effondrement gravitaire d'une partie de la croûte supérieure. Un des vestiges de cet effondrement est le Terrane du Lac Joseph, un segment de la couverture orogénique (*Orogenic Lid*), en contact faillé normal avec le Terrane de Molson Lake métamorphisé à haute-pression lors de l'orogénie Grenvillienne (van Gool et al., 2008). Cette déformation transverse affecte notamment les Terranes de Gagnon et de Molson Lake dont la frontière pourrait être l'ABT (Rivers et al., 2002).

1.1.3.2 Extrusion ductile

Lors d'une collision continentale, l'augmentation de l'épaisseur de la croûte peut engendrer une baisse de viscosité dans les niveaux structuraux inférieurs (Beaumont et al., 2001). Si cette baisse de viscosité est combinée à un gradient de pression lithostatique, le matériel moins visqueux va fluer vers les zones de moindre épaisseur (Godin et al., 2006). Il s'agit donc majoritairement d'un transport latéral de matériel dans la chaîne de montagne. Un transport vertical est également possible. Le chenal (ou la nappe ductile) peut être exhumé suivant plusieurs processus/facteurs comme :

1) l'érosion. Un fort taux d'érosion, comme à la marge d'un plateau, permet d'amincir et d'affaiblir la croûte supérieure et ainsi ouvrir une voie préférentielle pour l'exhumation (Beaumont et al., 2001).

2) la rampe frontale. La rencontre du matériel fluant avec un matériel plus résistant et plus visqueux va dévier la nappe ou le chenal et l'expulser vers la surface (Warren et al., 2008 ; Jamieson et al., 2010).

3) le contraste de densité. Si les roches au-dessus du chenal ont des densités différentes, comme c'est souvent le cas dans les chaînes de montagnes avec des zones de sutures où des roches mafiques denses se retrouvent en contact avec des roches sédimentaires moins denses, ce contraste de densité à lui seul est un moteur pour le fluage (Gervais et Ranalli, 2017).

4) la poussée hydrostatique. S'il y a fusion partielle au sein du chenal, la densité de ce dernier peut diminuer et entraîner une exhumation des roches du chenal (Gervais et Ranalli, 2017).

Le fluage chenalisé ou l'extrusion de nappe ductile peut être identifié sur le terrain, notamment par la présence de deux zones de cisaillement, normale à la base et inverse au sommet, dont le mouvement simultané est également synchrone à un métamorphisme rétrograde (Gervais et Brown, 2011). Ils sont également caractérisés par un métamorphisme inverse à la base et normal au sommet (Godin et al., 2006).

L'extrusion ductile en tant que telle ne crée pas de structures transverses à l'orogène. Par exemple, la *Great Himalayan Sequence* qui serait exhumée par ce mécanisme est bordée par la *South Tibetan Detachment* et la *Main Central Thrust* qui sont majoritairement parallèles à l'orogène. Cependant, il est vrai que si l'extrusion peut être déviée par une rampe frontale ou un poinçon de grande viscosité (Warren et al, 2008 ; Jamieson et al., 2010), elle peut aussi être déviée latéralement, ou canalisée par une rampe latérale. Il s'agit du modèle proposé par Jannin (2017) pour la mise en place de la MIZ (Hynes, 2002 ; Jannin, 2017). Cependant, l'absence de datation, autant pour les zones de cisaillement inverses que pour le métamorphisme rétrograde, ne permet aucune certitude.

1.2 Problématique, objectifs et méthodologie

1.2.1 Evolution tectonique locale

Dans la région de Manicouagan, l'ABT possède deux caractéristiques qui font de cette région une particularité à l'échelle de la Province. Elle comprend deux segments NO-SE perpendiculaires au front du Grenville et elle délimite des roches de la Ceinture allochtone, métamorphisées au faciès éclogite (Indares, 1997). Il s'agit d'un haut grade métamorphique dont

peu d'équivalents existent dans la Province et qui représente une opposition importante par rapport aux roches situées plus au sud qui, bien qu'appartenant à la même ceinture, n'ont été métamorphisées que jusqu'au faciès granulite (Jannin, 2017). Malgré ses aspects particuliers et l'importance du rôle de l'ABT dans la Province, cette structure n'a été que très peu étudiée dans la MIZ et les études qui la mentionnent sont focalisées sur d'autres aspects, comme le métamorphisme de haute pression et température de la MIZ (Indares, 1997 ; 2003). Cette absence d'étude peut être expliquée par la difficulté d'accès (la région est située à cinq heures de route au nord de Baie-Comeau), ainsi que par le nombre réduit d'affleurements en forêt. La cartographie est cependant facilitée par l'exploration fluviale le long des berges du réservoir Manicouagan.

L'ABT dans la région a été cartographiée principalement par levés de champ magnétique, et ce dès 1989 (Rivers et al., 1989). L'amélioration des techniques et de l'imagerie associée a permis une meilleure précision dans le tracé effectué depuis par Jannin (2017). Cette délimitation est fondée sur la différence de réponse entre les deux Ceintures, que ce soit en termes de composante magnétique résiduelle ou de gradient magnétique. Cette approche fonctionne très bien pour l'ouest et le nord de la MIZ, pour lesquels la résiduelle passe abruptement de faible à élevée vers la Ceinture allochtone. Une campagne du MERNQ (2017) a en effet pu confirmer le tracé prédit par Jannin. Cependant, à l'est de la MIZ la réponse géophysique est similaire de part et d'autre de l'ABT et donc la délimitation des deux Ceintures est plus délicate (Fig. 1.3).

Le premier objectif de ce mémoire est donc dans un premier temps de réaliser une cartographie précise de l'ABT à l'est de la MIZ, par une campagne de terrain et à l'aide de la géophysique. Le deuxième et principal objectif sera de déterminer quels sont les événements géologiques qui ont conduit à la disposition actuelle de l'ABT. Des modèles pouvant expliquer cette orientation existent déjà, bien qu'ils ne soient pas basés sur une étude structurale de la région. Ces modèles ont été introduits précédemment, il s'agit du plissement tardif, tel que proposé par Schwerdtner et al. (2014 ; 2016) et Rivers et Schwerdtner (2015) dans un complexe à cœur métamorphique en Ontario, et de l'extrusion ductile, suggérée par Indares et al. (1998 ; 2000) et Jannin (2017).

1.2.2 Analyse structurale

Le troisième objectif de cette étude consiste en le développement d'outils permettant de faciliter l'interprétation structurale (objectif développé aux sections 1.2.2, 2.7.1 et 3.4), ainsi qu'en l'adaptation d'une méthode déjà éprouvée par Flinn (1962), Talbot (1970), Talbot et Sokoutis (1995) et Mulchrone et Talbot (2014 ; 2016). Il s'agit d'une méthode de détermina-

tion des contraintes principales (et donc de l'ellipsoïde de déformation) à partir de l'étude de dykes compétents et incompétents et en particulier de leurs structures de raccourcissement ou d'allongement. L'objectif sera ici d'utiliser cette méthode avec non pas des dykes mais des structures planaires et linéaires développées lors de la déformation, comme les foliations et linéations. Cet objectif est développé dans la section 2.7.2.

1.2.3 Methodologie

1.2.3.1 Analyse de terrain

Les affleurements sur lesquels se base cette étude ont été visités au courant de juillet 2017. Le choix de la zone d'étude a été arrêté principalement par la présence des bras *Racine de Bouleau*, *Thémînes* et *Hart Jaune* du réservoir Manicouagan, les rives des lacs et rivières permettant en général d'avoir accès à des affleurements bien dégagés et de taille conséquente. La remontée du niveau d'eau du réservoir nous a empêchés d'obtenir un accès sécuritaire au bras *Hart Jaune* et a inondé plusieurs affleurements le long des berges. C'est la raison pour laquelle la distance entre deux affleurements n'est pas constante. Malgré la visite systématique de tous les affleurements accessibles le long des berges, certaines régions n'ont pas pu être décrites avec régularité. Cependant, la remontée du niveau d'eau a eu l'avantage imprévu de permettre au bateau de remonter plus au Nord sur le bras *Racine de Bouleau* que n'importe quelle autre équipe avant la nôtre. La cartographie sur les terres a été réalisée en suivant les chemins forestiers préexistants. Ceux-ci, peu nombreux, se trouvaient pour la plupart au sud-est du lac Babel.

En plus des descriptions lithologiques, chaque affleurement s'est vu attribuer un indice de déformation, une description des structures (foliations, linéations, traces de pli, cisaillements, dykes. . .) ainsi qu'une caractérisation de la déformation en termes de L- ou S-tectonites. Des photographies ou des croquis ont été réalisés pour les éléments importants ou incompris sur le terrain. Enfin, lorsque nécessaire, des échantillons, tant dans le but de faire de la micro-structure, de la minéralogie, de la géochimie que de la géochronologie, ont été récoltés. Afin de compléter l'analyse structurale de la MIZ, les données du MERNQ ont été rassemblées. Ces données se situent principalement dans l'ouest et au sud de la MIZ. Il n'existe que peu de recoupement (deux affleurements) entre les affleurements de notre équipe et ceux du MERNQ.

1.2.3.2 Rotations

Un des objectifs développés dans ce mémoire est de déterminer si l'orientation particulière de la MIZ à l'échelle régionale peut être due à un plissement cylindrique majeur, tardif, affectant l'ABT. Une façon de concevoir ce problème consiste à revenir à l'état de déformation initial afin d'avoir un aperçu de ce à quoi pouvaient ressembler les structures planaires et linéaires avant le plissement régional hypothétique. Pour ce faire, il est possible d'avoir recours à une méthode qui consiste à déplisser les structures. Les pôles des structures planaires doivent être ramenés à un état initial commun situé le long du plan défini par l'axe de pli. Il s'agit donc d'une rotation dont l'axe est confondu avec l'axe de pli potentiel et dont l'angle de rotation sera différent pour chaque foliation. Lors de ces rotations, chaque structure planaire est associée à une structure linéaire qui devra subir la même rotation (même axe, même angle). Le stéréonet final post-rotation sera donc composé d'un plan de foliation sur lequel toutes les structures linéaires seront réparties (celles-ci se retrouveront forcément sur ce plan, car elles étaient toutes, au départ, contenues dans leur plan de foliation respectif. L'écart par rapport au plan de foliation post-rotation ne pourra être dû qu'à des erreurs ou des incertitudes sur les mesures initiales). Considérant le nombre important de données qui devront subir une rotation, la méthode décrite dans ce mémoire a été développée à l'aide du logiciel de programmation Matlab.

1.2.3.3 Datations

Les données de datation disponibles dans la MIZ se résument à des âges de métamorphismes ou des âges de refroidissement. De plus, les âges liés à la Ceinture parautochtone dans cette région sont tous situés à l'Ouest ou au Sud de la MIZ. Les échantillons dédiés à la géochronologie ont été sélectionnés, lors de la campagne de 2017, avec une attention particulière aux structures afin d'échantillonner une unité représentative de l'âge de déformation aussi bien dans la MIZ que dans la Ceinture parautochtone. Les spécimens choisis ont été envoyés au « *Boise State University Isotope Geology Laboratory* », qui, après séparation des zircons, nous en a transmis les images en cathodoluminescence. Sur ces images nous avons pu définir les différents épisodes de croissance des zircons et désigner précisément les points à analyser par le laboratoire. Par la suite, les analyses ont été réalisées par le même laboratoire par la technique d'ablation laser (LA-ICPMS).

1.3 Contributions des coauteurs

L'article scientifique présenté au chapitre 2 a quatre coauteurs : Gaëlle Labat, Félix Gervais (directeur de recherche), Sophie Jannin et James L. Crowley.

Les travaux de terrain sur le Réservoir Manicouagan ont été effectués par les deux premiers auteurs ainsi que par Charles Kavanagh-Lepage, étudiant de Félix Gervais au doctorat. Les données géochronologiques ont été obtenues par James L. Crowley à l'Université d'état de Boise (Idaho). Les autres travaux de laboratoire et l'analyse des résultats ont été réalisés par la première auteure sous la supervision du directeur de recherche. Le modèle conceptuel a été principalement théorisé par Sophie Jannin. Les figures ont été réalisées par la première auteure et ont bénéficié d'améliorations par Félix Gervais. Ce dernier a également participé à la rédaction du manuscrit en relisant les premières versions écrites par Gaëlle Labat, en proposant des corrections et en améliorant la qualité de la langue.

1.4 Présentations de résultats préliminaires

Des résultats préliminaires, notamment sur la délimitation de l'ABT, ont été présentés dans un rapport du MERNQ :

Kavanagh-Lepage, C., Labat, G., Gervais, F., et Moukhsil, A. 2018. Formation et préservation du rutile dans les éclogites grenvilliennes au NE du réservoir Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2018-09.

Les résultats de ce mémoire ont été exposés lors des évènements suivants :

53^e réunion annuelle du NEGSA en mars 2018 à Brurlington (Vermont). Présentation d'un poster intitulé « Delineation and characterization of the Allochthon Boundary Thrust in the Central Grenville Province (north-east of the Manicouagan Reservoir, Québec, Canada) » à la session *Application of Strain, Fabric, and Textural Analyses to Ductile Fabrics in Investigations of Orogenic Processes (Posters)*.

Édition 2018 de Québec Mines + Énergie (novembre). Présentation d'un poster à l'Espace scientifique et courte présentation orale pour le défi de la recherche en géosciences. Poster et présentation étaient intitulés « Caractérisation de la déformation dans la Zone Imbriquée de Manicouagan, Province de Grenville centrale, Québec. »

54^e réunion annuelle du NEGSA en mars 2019 à Portland (Maine). Présentation d'un poster intitulé « An upgraded strain analysis method applied to the Manicouagan Imbricate Zone, Central Grenville Province, Québec, Canada : evidence for regional constriction » à la session *Geology of the Grenville Orogeny and Adirondack Mountains (Posters)*.

CHAPITRE 2 ARTICLE 1 : DUCTILE NAPPE EXTRUSION IN CONSTRUCTIVE STRAIN AT THE ORIGIN OF TRANSVERSE SEGMENTS OF THE ALLOCHTHON BOUNDARY THRUST IN THE MANICOUAGAN IMBRICATE ZONE (CENTRAL GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC)

2.1 Avant-propos

Ce chapitre constitue un article soumis au *Journal of Structural Geology* le 19/11/2019. Il a quatre co-auteurs Gaëlle Labat (Polytechnique Montréal), Félix Gervais (Polytechnique Montréal), Sophie Jannin et James L. Crowley (Boise State University). Cet article est le cœur de ce mémoire, il traite de la Zone Imbriquée de Manicouagan (MIZ) dans ses aspects structuraux et géochronologiques. Il présente de nouvelles données obtenues lors d'une campagne de terrain en 2017 mais aussi des données mises en libre disposition par le MERNQ (2017) sur le SIGÉOM. Dans ce chapitre il est question de déterminer si la forme apparemment plissée de l'ABT est due à un épisode de plissement NE-SO tardif ou à une extrusion ductile, ces deux mécanismes ayant été proposés dans la Province de Grenville. Ce chapitre a aussi pour but de présenter l'évolution tectonique de la MIZ, non pas comme d'un terrane isolé mais bien comme faisant partie d'un tout. Une approche complète de l'Histoire de la MIZ doit en effet comprendre l'influence que celle-ci a eu sur les roches environnantes.

2.2 Abstract

The transverse orientation of the Allochthon Boundary Thrust (ABT) is a key feature of the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ). We investigate its origin by adding new information to the compilation of various researches conducted on both sides of the ABT in the region. This investigation highlights the differences between the two belts of the Grenville Province in terms of strain and structures and concludes on the incompatibility with a folding deformation. A strain analysis allows us to document a constrictive-type of strain during the protracted deformation episode that lead to the MIZ exhumation. We build on previously proposed conceptual model of ductile extrusion over basement ramps driven by tectonic forcing and lateral density contrast in the upper crust at ca. 990 Ma. The MIZ ductile nappe intruded in partially molten metasediments of the surrounding Parautochthonous Belt, which induces constrictive strain in the former and flattening and transverse folding in the latter to accommodate the space.

2.3 Introduction

Major structural discontinuities are expected to develop parallel to the length of orogens. The archetypal example being the Himalayas where the main tectonic discontinuities are parallel to the entire length of the orogen (e.g. Yin and Harrison, 2000; Godin et al., 2006). In detail, however, transverse structures are frequently found in mountain ranges. In the Himalayas, for example, it has been proposed that along-strike variations are due to pre-Himalayan transverse ridges (Godin and Harris, 2014). Reactivation of these basement structures generated deep and shallow transverse structures that can be linked through seismic and geophysical data (Valdiya, 1976; Godin and Harris, 2014; Godin et al., 2019). The surface manifestation of these basement structures is revealed by distinct Pressure-Temperature-time-Deformation (P-T-t-D) paths in klippen situated 60 km from one another along strike of the orogen. These differences were explained by segmentation due to the presence of lateral ramp (or tear fault) linked with a major transverse basement fault (Soucy La Roche and Godin, 2019). In the Canadian Cordillera, Simony and Carr (1997) proposed the presence of a series of lateral ramps to explain differences between the northern and southern segments of the Valkyr shear zone, rooting at distinct structural levels. In the Grenville Province, the Allochthon Boundary Thrust (ABT: Rivers et al., 1989) is the most prominent major structure, it separates the Parautochthonous from the Allochthonous belts. Although it runs parallel with the NE-SW strike of its orogenic front (called Grenville Front) along much of the 2000 km long exposed part of the province in eastern Canada, some segments are oblique. In the Western Grenville Province of Quebec, Duf r chou et al. (2014) proposed that reactivation of basement structures was responsible for the development of transverse portions of the ABT through the formation of lateral ramps. In the Eastern Grenville Province, van Gool et al. (2008) proposed a complex model involving segmentation of an important NE-SW thrust fault into NNW-trending shear zones as pre-grenvillian normal faults in the basement were overthrust during the Grenvillian Orogeny. Transverse folding of these segments would have followed, as the orogenic wedge overthrust a basement promontory and then collapsed in a direction parallel to the orogen. Further west in the Manicouagan reservoir area, lateral ramps in the basement would have controlled ductile extrusion of lower-crustal rocks and resulted in orogen-perpendicular orientation of major structures such as the ABT (Indares et al., 1998; 2000; Hynes and Eaton, 1999; Hynes et al., 2000; Jannin, 2017). In the Western Grenville Province, Schwerdtner et al. (2016) suggested that, in a large metamorphic core complex, transverse folds which deform the ABT were the result of ductile transtension in an oblique extensional setting. In examples of transtension or transpression, transverse structures form by folding with an orogen-parallel direction of maximum shortening. On

the other hand, transverse structures could also be produced by laterally-constrained ductile extrusion, which would lead to constrictive strain. Discriminating between these models can be done by conducting a strain analysis.

In this contribution, we investigate the origin of one of the largest transverse segments of the ABT: the Manicouagan Imbricate Zone (MIZ) in the Central Grenville Province. Available structural data are compiled and integrated with newly acquired data to conduct a strain analysis modified from the Talbot method (Talbot, 1970; Talbot and Sokoutis, 1995). We then constrain the timing of the last increment of deformation by presenting U-Pb geochronology of syn-kinematic granitic dykes. This allows us to determine the conditions of emplacement of the MIZ and to investigate the origins of transverse structures developed in major orogenic systems.

2.4 Geological context

2.4.1 Grenville Province

The Grenville Province is divided into two major belts of different history and composition. The Parautochthonous Belt includes the Laurentian basement along with its sedimentary cover, and the Allochthonous Belt consists of peri-cratonic to exotic terranes accreted to Laurentia in a series of alternating episodes of extension and compression before the 1 Ga Grenvillian Orogeny and the major continent-continent collision event (Rivers et al., 1989; Indares and Moukhsil, 2013). Metamorphism in the Allochthonous Belt took place from upper-amphibolite to eclogite facies during the first phase of the orogeny (Ottawan, 1090 – 1020 Ma), whereas in the second phase of the orogeny (Rigolet, 1000 – 980 Ma), metamorphism from greenschist to granulite facies took place in the Parautochthonous Belt (Rivers, 2008). These belts are delineated by two major boundaries (Fig. 1.1). The Parautochthonous Belt extends to the north up to the Grenville Front, a thrust demarcating the Superior Province, unaffected by the Grenvillian Orogeny. Toward the south, the ABT marks the frontier between the two belts. The ABT and the Grenville Front are both crustal scale NW-verging thrusts that can be traced throughout the Province. However, the complicated history of the ABT is highlighted by its local overprinted normal reactivation (Ketchum et al., 1998) and by the local NW-SE orogen-perpendicular segments of the ABT, as opposed to the linear NE-SW trace of the Grenville Front (Rivers et al., 1989).

2.4.2 Manicouagan Imbricate Zone

The MIZ is located at the junction of the Allochthonous and Parautochthonous belts of the Central Grenville Province and is bounded to the north, east and west by the ABT (Fig. 1.1). It has been divided into two terranes, Lelukuau and Tshenukutish (Indares, 1997). The Lelukuau Terrane is composed of Labradorian meta-igneous rocks of the type anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG; 1690-1630 Ma, Indares et al., 1998, 2000) and is structurally marked by the presence of NW-verging thrusts part of the Manicouagan thrust system. This structurally lower terrane is overlain by the Tshenukutish Terrane, which consists of the same AMCG suite, but is also intruded by the Elzevirian *Baie du Nord* Anorthosite and by the 1170 Ma Brien Anorthosite gabbro sills. The structurally highest part of the MIZ was intruded at 1007-1017 Ma by the Hart Jaune Granite (Indares et al., 1998). During the Ottawa phase of the Grenvillian Orogeny, rocks of the MIZ reached the eclogite facies, as witnessed by the clinopyroxene-garnet-kyanite paragenesis (Indares, 1997). In the Lelukuau Terrane, the timing of eclogite facies metamorphism was constrained between 1050 and 1030 Ma (Indares, 1997; Indares et al., 1998; Dunning and Indares, 2010; Lasalle et al., 2013; 2014). One sample yielded a U-Pb titanite age of 991 ± 5 Ma (Gale et al., 1994; Indares et al., 1998) and another a rutile age of 920 ± 4 Ma (Gale et al., 1994; Cox et al., 1998). In the Tshenukutish Terrane, the timing of peak metamorphism overlapped that of the Lelukuau Terrane (Cox et al., 1998; Indares and Dunning, 2001; 2004), but extended down to 1020 Ma in the structurally highest part of the terrane, possibly due to a separate metamorphic event (Cox et al., 2002). Titanite U-Pb ages are comprised between 1006 and 989 Ma (Cox et al., 1998; Indares et al., 1998) and rutile ages comprised between 960 and 929 Ma (Cox et al., 1998; Indares and Dunning, 2001). Titanite was constrained to have grown during the last phase of retrogression of eclogitic metagabbro that occurred along a high-temperature isothermal decompression path (Cox and Indares, 1999a; 1999b).

To the east and west, the Parautochthonous Belt has contrasting geological features with the MIZ. Rocks from the Parautochthonous Belt are either part of the Ulamen Complex or the Gagnon Group. The former is composed of meta-sedimentary rocks, whereas the latter is defined as the Archean basement part of Laurentia. Despite the presence of pre-Grenvillian deformation in the Parautochthonous Belt in other parts of the Grenville Province, none has been reported in the Manicouagan region (Jannin et al., 2018a; A. Moukhsil personal communications in 2018). This deformation, if it exists, has been obliterated during the Grenvillian Orogeny, of which we find several successive deformation events. Jannin et al. (2018a) documented three deformation events SW of the Manicouagan Reservoir: 1) a first thrust-sense shearing event along an orogen-transverse foliation WNW-ESE with a SE-plunging lineation

that occurred at high-pressure dated at 1002 ± 2 Ma; 2) a second thrust-sense shearing event along an orogen-parallel NE-SW foliation and a SSW-plunging lineation that was associated with exhumation and high-temperature retrogression that lasted between 986 ± 4 and 961 ± 22 Ma; and 3) an undated, but younger, SW-verging normal shearing event. All three deformation events occurred at suprasolidus state. A recent analysis of geophysical maps (Jannin, 2017) supported the existence of lateral and frontal ramps in the Laurentian basement proposed by results of the Lithoprobe program (Hynes et al., 2000). Titanites yielded U-Pb ages between 961 and 956 Ma (Jordan et al., 2006).

2.5 Structural geology

2.5.1 Methodology

The structural analysis is based on four studies covering most of the MIZ, as well as two maps realized in 1977 by Clarke in the Parautochthonous Belt to the northeast of the Manicouagan Reservoir. Indares et al. (2000) studied the Tshenukutish Terrane and the south of the Lelukuau Terrane by collecting data along the *Seignelay*, *Thémines* and *Hart Jaune* arms of the Manicouagan Reservoir. In 2016, the *Ministère des Ressources naturelles du Québec* (MERNQ; the provincial geological survey) mapped the western part of the Manicouagan Reservoir. Finally, we mapped the northeast part of the reservoir, along the *Thémines* arm and one of its branches, the *Racine de Bouleau River*, overlapping with the work of Indares et al. (2000) (Fig. 1.2). Both the MERNQ and our mapping areas straddled the Allochthonous and the Parautochthonous belts, and thus constitute mirror studies of two strands of the ABT that are perpendicular to the orogen.

Ways of acquiring data depend on the authors and the available resources. Our month of field work with a three-members team along riverbanks and forest roads allowed us to collect around 80 structural data. In contrast, during their field season, the government's team realized systematic transects that led them to collect 400 structural data. Data from each area are first presented before compilation. We were not able to retrieve original data from Indares et al. (2000) paper, but Kamb contours on lower hemisphere stereographic projections (herein called stereonets for simplicity) from the Lelukuau Terrane match our observations (Indares et al., 2000, their Figure 3). We quantified the observed strain intensity from 1 to 5, with: 1 = undeformed; 2 = weakly deformed; 3 = deformed; 4 = intensely deformed; 5 = very intensely deformed (Fig. 2.1). A variety of structural data was collected for this study. The terms *planar fabric* or *foliation* encompass foliations, gneissosity or migmatitic banding, and the terms *linear fabric* or *lineation* combine stretching and mineral lineations defined

by elongated quartz grains and amphibole and pyroxene aggregates. Later in this study, we characterize the finite strain ellipsoid to determine the type of deformation. For this analysis, we use the conventional notation of X, Y and Z for maximum, intermediate and minimum stretching directions, respectively.

2.5.2 Characteristics of the Allochthonous Belt

2.5.2.1 Deformation

A common feature to rocks of the Allochthonous Belt in the MIZ is their high level of visually assessed quantitative strain. Throughout our study area, the average deformation index is ca. 3.7 (based on 28 outcrops of our study area and on the scale of Fig. 2.1), with regional variations (Fig. 2.1). Evidence for intense deformation include a common mylonitic fabric (Fig. 2.1.I and 2.1.J), as well as transposition of granitic veins that are generally almost parallel to the gneissosity in their host. The most deformed parts were encountered in what Indares et al. (2000) qualified as the Manicouagan Thrust System, indicated on Figure 1.2. The high level of strain can also be appreciated by the lack of folded structures in the MIZ. We did not observe any mesoscopic folds in our study area, and none were reported by the MERNQ in the rest of the MIZ.

The physical state of the rocks undergoing deformation, i.e. whether deformation took place under supra- or sub-solidus conditions, can be determined by studying the shape of quartz grains. Inasmuch as quartz is the mineral with the lowest temperature for the onset of plastic deformation and is the last mineral to crystallize in leucosome, supra- and sub-solidus deformation can be identified by the presence of undeformed and deformed quartz grains, respectively, in flattened fabric elements, such as planar leucosomes. In the Allochthonous Belt of the MIZ we only observed the latter implying that melt was not present during deformation (Fig. 2.2.B).

The Allochthonous Belt is characterized by a pervasive lineation, present in every outcrop we visited. Although foliation is, in most cases, well defined, the structures of the Allochthonous Belt can be qualified as S=L tectonites or L-tectonites (Fig. 2.2.A). Figure 2 presents the spatial distribution of L-tectonites, based on our observations and on Indares et al. (2000). Further west, the MERNQ didn't focus on making this distinction, but qualified the MIZ lineation as "ubiquitous" (A. Moukhsil, personal communications in 2018).



Figure 2.1 (Caption on the following page.)

Figure 2.1 Examples of qualitative deformation intensity (def.int.; evaluated on a 1-5 scale, 5 being the highest) and rock types of the MIZ and the Parautochthonous Belt. A. undeformed meta-gabbro, with gabbroic texture, located west of the Barbel lake in the MIZ; B. typical paragneiss of the Parautochthonous Belt with folded leucosome; C. weakly deformed meta-gabbro of the MIZ; D. paragneiss of the Parautochthonous Belt with folded leucosomes and deformed quartz grains; E. quartzofeldspathic gneiss of the MIZ with deformed quartz grains; F. mylonitic paragneiss of the Parautochthonous Belt; G. boudinaged garnetite and mylonitic quartzofeldspathic gneiss of the MIZ; H. sheath folds in metapelite of the MIZ (viewed perpendicular to the sheath long axis), 6 km south of the ABT; I. mylonitic meta-granite of the MIZ; J. mylonitic quartzofeldspathic gneiss of the MIZ with deformed mafic boudins in a top-to-the-W reverse shear zone. Notice that we did not observe any relation between lithology and deformation intensity except for ultra-mafic boudins that are systematically less deformed. Note also that, although displaying a compositional layering, figures G and J show a similar deformation intensity.



Figure 2.2 A. L-tectonite in the MIZ, 1 km south of the ABT; A.1. view perpendicular to the lineation; A.2. view parallel to the lineation; B. deformed quartz in a garnet-bearing gneiss of the MIZ, indicating a sub-solidus deformation.

2.5.2.2 Structural geology

Lineations measured everywhere in the Lelukuau Terrane are constant. They plunge shallowly to the SE or the NW (Fig. 2.3 and Indares et al., 2000, their Figs. 2 and 3). Note that the NW plunging lineation is primarily found close to the ABT (structures in blue on Fig. 2.3 are located within 4 km of the ABT). In contrast, foliations have a different pattern. In the eastern MIZ, poles to planar fabrics are dipping mainly to the SE and the NW (Fig. 2.3.C). In the western MIZ, poles to foliation spread from SW to NE with a greater WSW concentration (Fig. 2.3.A). East of the Seignelay Anorthosite, poles to foliation present an irregular pattern and lineations are plunging to the SE or the NE (Fig. 2.3.B). NE-plunging lineations were attributed to lateral escape during the NW thrusting of the MIZ by Indares et al. (2000). The planar structures observed in the western MIZ (area A on Fig. 2.3) were interpreted as part of a SE-plunging anticlinal fold centered on the Seignelay Anorthosite (A. Moukhsil, personal communications in 2018). Alternatively, the shape and structures of the MIZ could be interpreted as part of a pluri-kilometric sheath fold. However, this hypothesis is excluded by the absence of secondary or parasitic folds in the MIZ (which are usually widespread in sheath folds, see the studies of Alsop and Holdsworth (1999) and Alsop and Carreras (2007)). Furthermore, although foliations are the first structures to be transposed in the formation of sheath folds (Williams and Jiang, 2005) they are not in the MIZ. In the eastern MIZ, poles to foliation in the Tshenukutish Terrane are distributed along a SSW-NNE plane (Indares et al., 2000, their Figure 8). Similar to the Lelukuau Terrane, lineation plunges shallowly to the SE, except for the *Baie du Nord* segment where two lineations have been reported (Indares et al., 2000, their Figure 8). The SE-plunging lineation was attributed to a first phase thrusting of the Tshenukutish Terrane (same event than the rest of the Thenukutish and Lelukuau Terranes) that would have been subsequently folded and reoriented in the *Baie du Nord high strain system* producing the SW-plunging lineation. Apart from this specific region of the Tshenukutish Terrane, the MIZ is featured by an absence of polyphases structures.

Finally, a compilation of hanging wall movement in the eastern MIZ reveals that two senses of shear coexist. We did not observe any sense of shear overlapping the other but, with no age information, we cannot be sure that one movement did not precede the other. Most importantly, because no structural generations or overlapping structures indicating distinct deformation event were observed, our working hypothesis is that the MIZ (excepted perhaps for the Tshenukutish Terrane that records a late extensional phase linked with the intrusion of the Hart Jaune granite (Indares et al. 2000)) recorded a single deformation event.

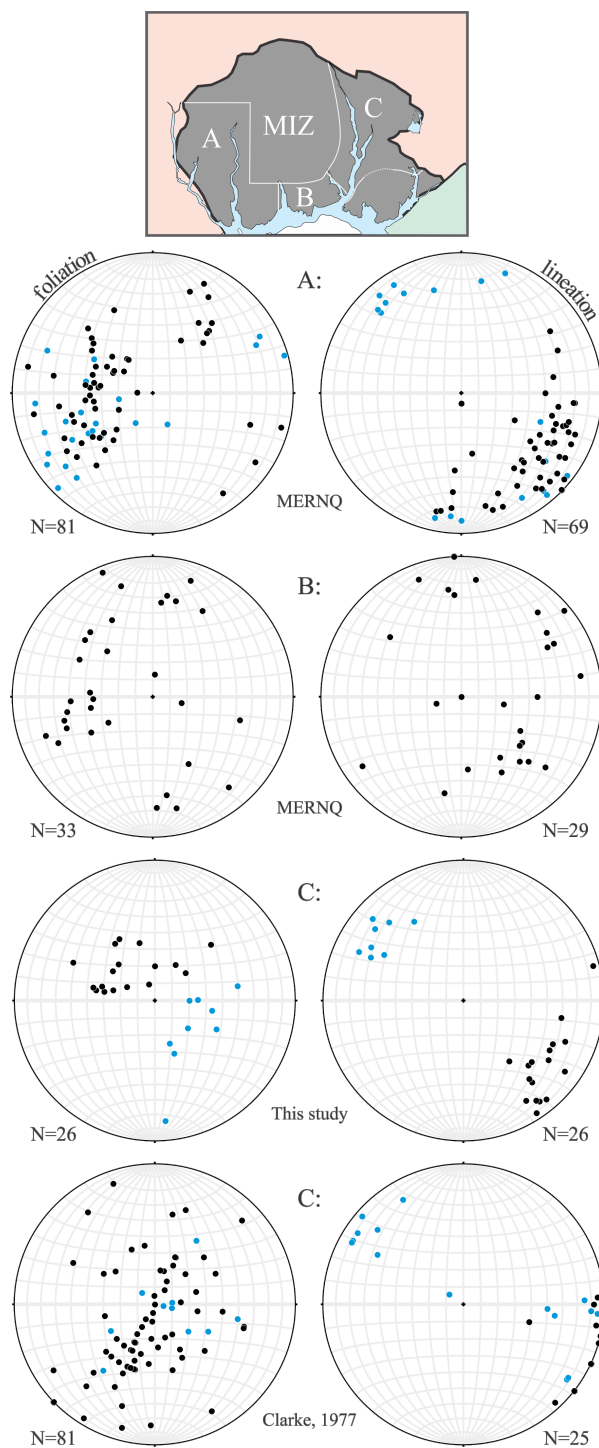


Figure 2.3 Stereographic projection of foliation (left) and lineation (right) of different zones of the MIZ. In blue are foliations and lineations located within 4 km of the ABT, either east or west of the MIZ. Data from this study, Clarke (1977) and MERNQ (Bilodeau and Mathieu, 2016).

2.5.3 Characteristics of the Parautochthonous Belt

2.5.3.1 Deformation

In our study area, rocks in the Parautochthonous Belt are, on average, less deformed than in the MIZ. When we use the same deformation scale to quantify strain, we find that this region has an average index of 2.9 (vs 3.7 for the Allochthonous Belt) based on 10 outcrops of our study area. The Parautochthonous Belt is characterized by paragneiss with 10 to 40 % of leucosomes that are commonly folded (Fig. 2.1.B and 2.1.D). Approaching the ABT, these folds tend to be transposed, with mylonitic foliation locally present (Fig. 2.1.F). Quartz grains are generally undeformed in planar fabrics (leucosome, gneissosity) suggesting deformation occurred in the presence of melt. Locally, however, quartz grains are both deformed and undeformed at a single outcrop (Fig. 2.4), which suggests that deformation took place during cooling from supra- to sub-solidus states.

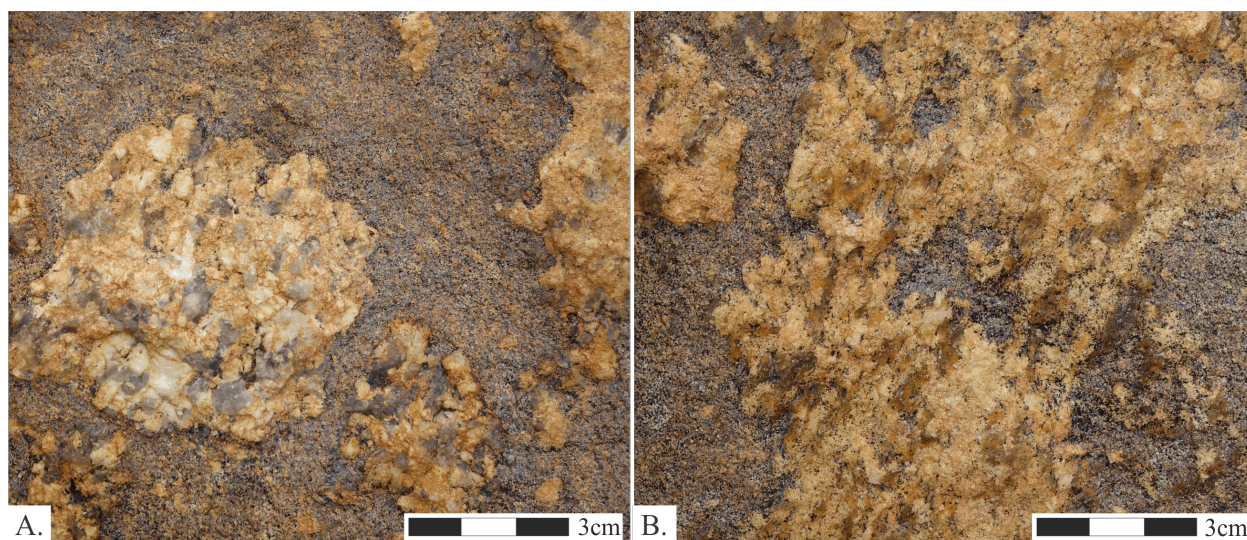


Figure 2.4 Undeformed (A.) and deformed (B.) quartz in the same foliation plane of a paragneiss of the Parautochthonous Belt, indicating a supra-solidus state of deformation followed by moderate deformation after melt crystallization.

2.5.3.2 Structural geology

Structural elements from the Parautochthonous Belt show a striking difference with that of the Allochthonous Belt. Fold axes and axial planes from the Parautochthonous Belt located NE of the Manicouagan Reservoir (data from Clarke, 1977) do not define any clusters with poles to axial-plane spreading roughly along a NE-SW plane and folds axes showing a weak prevalence in the NW quadrant (Fig. 2.5.B). This pattern would be compatible with polyphase deformation, as inferred by Clarke (1977) who reported two folding episodes, trending to the NE and NW, and suspected a third. A polyphase deformation is also established for the Parautochthonous Belt west of the MIZ where three deformations were documented by (Jannin et al., 2018a). This polyphase history, therefore, contrasts with the absence thereof in the Allochthonous Belt. Lineation is far less pervasive than in the MIZ and can be difficult to observe. It does not show any clustering except that it plunges shallowly and that there are more data in the NW quadrant and less in the SW quadrant (Fig. 2.5). In contrast, foliation is well-defined, and thus the type of strain in the Parautochthonous Belt is dominantly S-tectonites. Poles to foliations are spread all over stereonet except the NW quadrant, both east (Fig. 2.5.B, our data and Clarke, 1977) and west of the MIZ (Fig. 2.5.A, MERNQ). Perhaps the area that best exemplifies the striking difference between the Allochthonous and Parautochthonous belts is across the ABT to the NE of the Manicouagan Reservoir where garnet-bearing orthogneiss showing pervasive and very well-developed lineation in the hanging wall overlay migmatitic paragneiss by folded S-tectonites in the footwall.

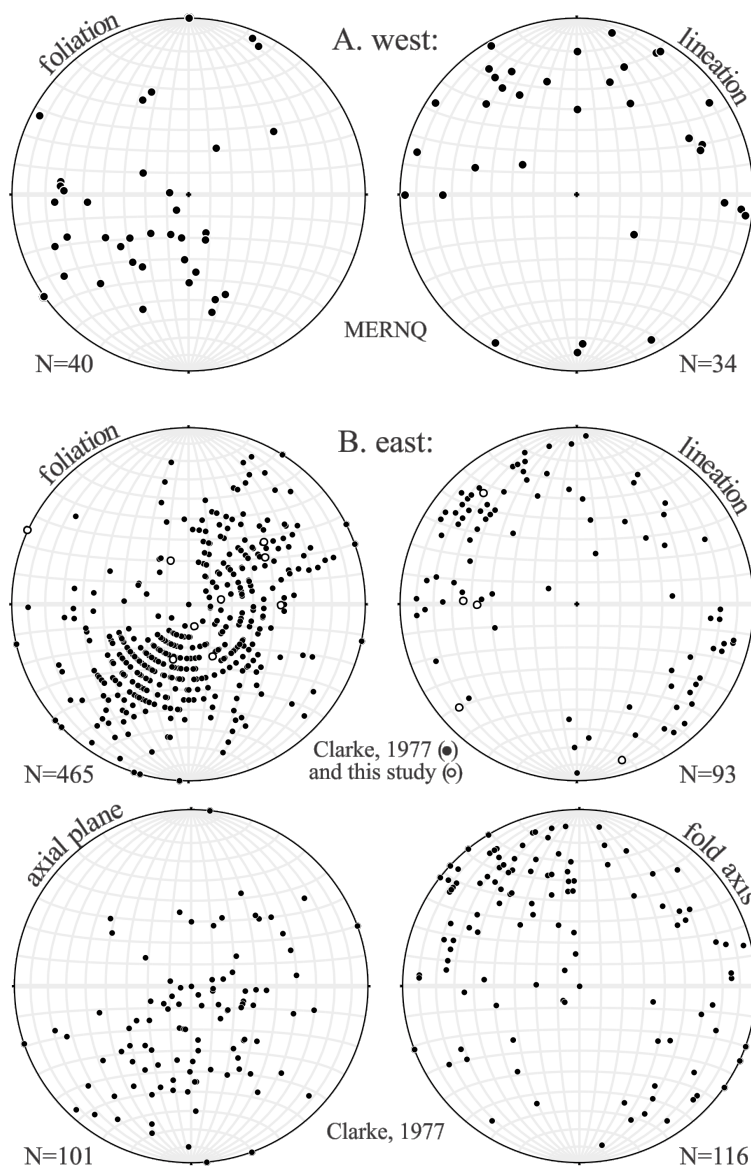


Figure 2.5 Stereographic projection of structures of the Parautochthonous Belt. In B, data were extracted from a structural map (Clarke, 1977) that plotted foliation dips in multiples of 5 (5, 10, 15, etc), hence they define circular arcs on stereonet. Data from this study, Clarke (1977) and MERNQ (Bilodeau and Mathieu, 2016).

2.6 Uranium-Lead geochronology

2.6.1 Methods

No information is available concerning the timing of deformation either in the MIZ or in the Gagnon Terrane, east of the MIZ. Because the timing of deformation is essential to reconstruct the tectonic history of the area, we selected two samples in the MIZ and one in

the Gagnon Terrane to address this problem. Zircon grains were annealed, mounted in epoxy and polished to expose their centers. We used cathodoluminescence (CL) images to precisely select spot location for the laser-ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). Analyses were performed at Boise State University with a ThermoElectron X-series II quadrupole ICPMS and a 213 nm New Wave Research laser ablation system. U-Pb dates and Rare Earth Elements (REE) were acquired and calibrated with in-house analytical data reduction software and protocols and standard materials with a 25 μm laser spot.

We used Isoplot 4, a Microsoft Excel Toolkit developed by Ludwig (2008) to calculate a weighted mean date and plot the various diagrams of this section. Uncertainties presented on weighted mean is 2σ and includes errors on individual dates but not the standard calibration uncertainty. Dates whose absolute value for discordance is greater than 7% were excluded from the calculation of the weighted mean. Because it is common to use the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age to improve precision for dates younger than 1.2 Ga (Gehrels et al., 2008), this is the way we chose to separate the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages.

2.6.2 Sample 1003B

2.6.2.1 Outcrop and sample description

Sample 1003B is a granitic dike intruding and brecciating an eclogitic-type (clinopyroxene-garnet bearing, low to absent plagioclase) meta-gabbro of the Allochthonous Belt (Fig. 2.6.A). It is composed mostly of quartz and plagioclase and contains around 1 % biotite, 1 % chlorite, 1 % muscovite and traces of rutile and xenotime. Deformation was partitioned within the intruding granite, leaving eclogitic cores undeformed (Fig. 2.6.A). These relationships imply that the intrusion followed metamorphism, but preceded deformation. The time of intrusion will thus indicate a maximum age for deformation.

2.6.2.2 Zircon morphology and chemical composition

We identified four zones in zircon of sample 1003B. Zone 1, present in 16 % of zircon grains, forms $\sim 50 \mu\text{m}$ stubby rounded core. Zone 2 forms either a rim on zone 1 or a single core. It is elongated, rounded and exposes an irregular zoning of various CL brilliance (Fig. 2.6.B). Zone 3 is not zoned and forms homogeneous, and rounded $\sim 10 \mu\text{m}$ thick rim on zone 2 (Fig. 2.6.B), this zone was too thin to be analyzed. Zone 4, present in 25 % of zircon grains, forms thick (between 20 and 100 μm), CL bright, faceted rims on zone 2, indicative of a magmatic origin (Fig. 2.6.B; Corfu et al., 2003). No relationship between zones 3 and 4 were observed as no zircon grains contain both.

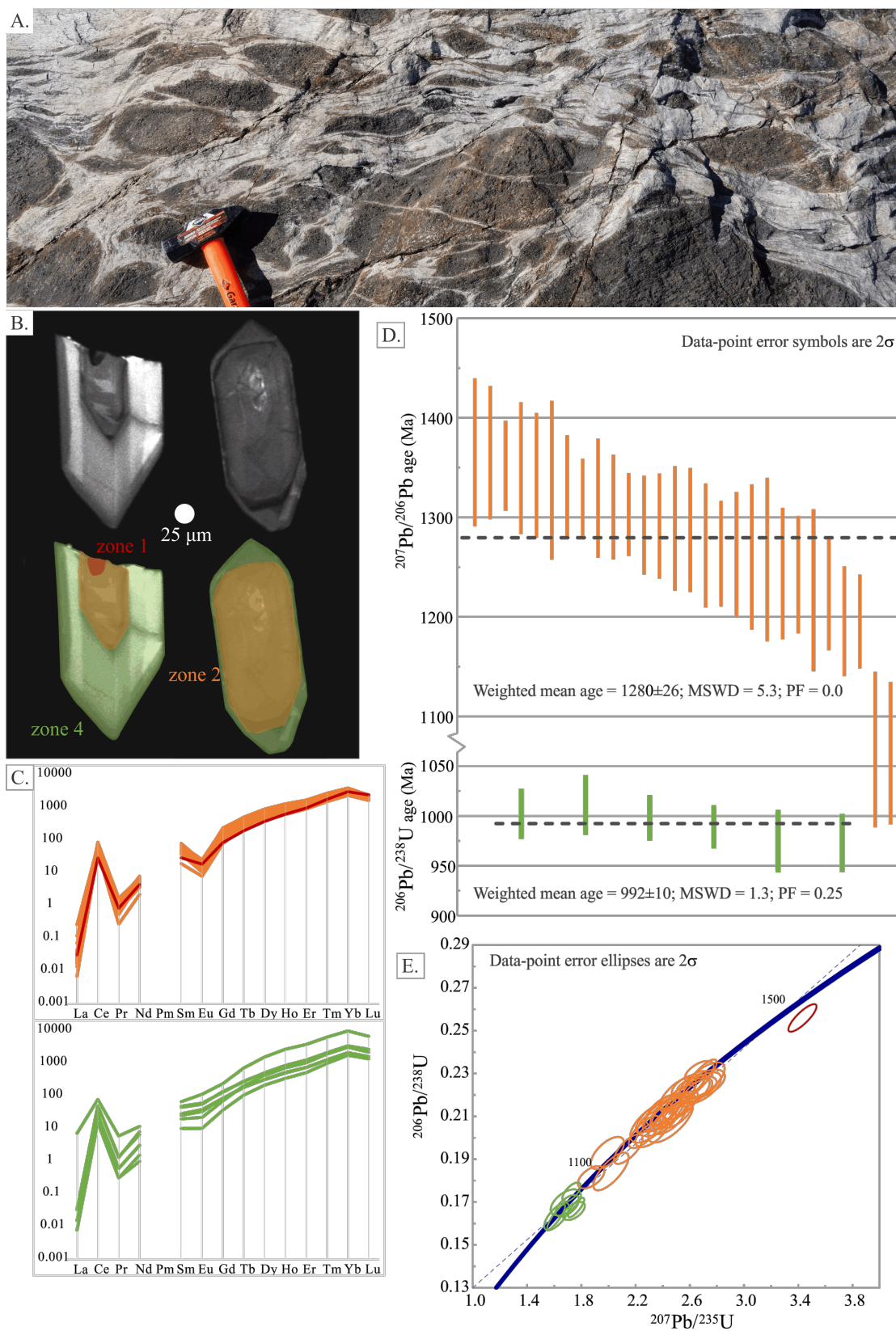


Figure 2.6 (Caption on the following page.)

Figure 2.6 U/Pb geochronology from sample 1003B of the Allochthonous Belt. A. outcrop, view showing the undeformed high-pressure gabbro intruded by a deformed granite; B. CL images of zircon highlighting the different zones: zone 1 (red) is a rounded core; zone 2 (orange) is elongated, rounded and irregularly zoned; and zone 4 (green) is a CL bright, and prismatic overgrowth; C. chondrite normalized REE profiles for zircon zones 2 and 3. Notice the absence of Eu anomaly for zone 4; D. weighted mean average ages: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age for zone 2 (orange) and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age for zone 4 (green); E. Concordia diagram. See text for interpretation.

2.6.2.3 U/Pb geochronology

Forty analyses were obtained from sample 1003B (Tables A and B in annex) including one in zone 1, thirty-two in zone 2 and seven in zone 4. A Thorium vs Uranium plot effectively discriminates between the zones: zone 2 has an average Th/U of 1.61 compared to an average of 0.35 for zone 4, but the ratios >0.1 , do not allow to firmly distinguish the igneous or metamorphic origin of zircon (Yakymchuk et al., 2018). Rare Earth Element (REE) geochemistry reveals a moderate Eu anomaly for zone 1 and 2 that is absent in zone 4 (Fig. 2.6.C). As Eu is an element that preferentially goes into the structure of feldspar (Kimata, 1988), we think that the absence of Eu anomaly in zone 4 indicates that it grew in the melt, before feldspar crystallization. However, the three zones reveal a similar positive pattern concerning Heavy Rare Earths Elements (HREE) where no depletion is noticeable. HREE tending to go into garnet, the non-depleted amounts observed here are evidences for garnet-absent growth.

The one analysis of zone 1 yields a date of 1572 ± 25 Ma. Zone 2 yields a weighted mean date of 1280 ± 26 Ma with an MSWD of 5.3 and a probability of fit (PF) of 0.0 (n=28). Such parameters indicate multiple growth phases that the Isoplot program (Ludwig, 2008) calculate as 1302 ± 14 Ma (82% of zircon grains) and 1169 ± 40 Ma (18%). Zone 4 yields a weighted mean date of 992 ± 10 Ma (MSWD = 1.3, PF = 0.25) (Fig. 2.6.D and 2.6.F). Dates for zone 2, 1169 and 1302 Ma, are interpreted as inherited ages and corresponds to the Mesoproterozoic ages of the Lelukauu Terrane. Zone 4 date, 992 ± 10 Ma, is interpreted as the age of intrusion as it is obtained from the faceted overgrowth, sign of a magmatic origin. They are interpreted to have grown in melt, before feldspar crystallization and without garnet.

2.6.3 Sample 1023C

2.6.3.1 Outcrop and sample description

This sample is from a pegmatitic granitic dyke intruding an amphibolite (Fig. 2.7.A1). The pegmatite is composed of 30 % quartz, 30 % plagioclase, 25 % potassic feldspar and 15 % biotite. Garnet is present in the amphibolite and at the contacts with the pegmatite (Fig. 2.7.A2). Garnet crystals are bigger at the margin than in the amphibolite and are probably due to element transfer between the two lithologic units in a high temperature intrusion environment (Skjerlie et al., 1993). The pegmatite is weakly deformed, but the amphibolite fabric is dragged along its contact. A primary analysis allows us to observe rounded, undeformed, quartz but a microscopic observation reveals the presence of undulatory extinction, relic of a certain amount of deformation. This relationship with the amphibolite foliation indicates that the intrusion and crystallization of the pegmatite were syn- to post-deformation.

2.6.3.2 Zircon morphology and chemical composition

Two types of zircon coexist in the pegmatite. Type 1 is elongated, prismatic, locally faceted and oscillatory zoned: characteristics of igneous zircon grains (Fig. 2.7.B; Corfu et al., 2003). Type 2 is stubby and locally faceted with an irregular to sector zoning: characteristics of metamorphic zircon grains (Fig. 2.7.B; Corfu et al., 2003). No relationship between the two types of zircon grains were observed as they were not in contact with one another.

2.6.3.3 U/Pb geochronology

We realized thirty analyses on type 1, but only eight had a U concentration low enough to be measured, and thirty-one analyses on type 2 (Tables A and B in annex). The two groups have a similar REE pattern with no Eu anomaly and positive HREE profile, except that the HREE and Yttrium contents are five and three times higher for type 1 than type 2 (Fig. 2.7.C, 2.7.D), respectively. This is consistent with the fact that type 2 metamorphic zircon grains grew simultaneously with garnet formed as a result of element transfer between the dyke and the host. The U and Th content are on average respectively 1050 ppm and 40 ppm for type 1 and 300 ppm and 6 ppm for type 2, the Th-U ratio is on average 0.04 for type 1 and 0.02 for type 2; a low ratio that suggests a metamorphic origin for both types even if igneous zircon grains with $\text{Th}/\text{U} > 0.1$ is possible (Kirkland et al., 2015; Yakymchuk et al., 2018).

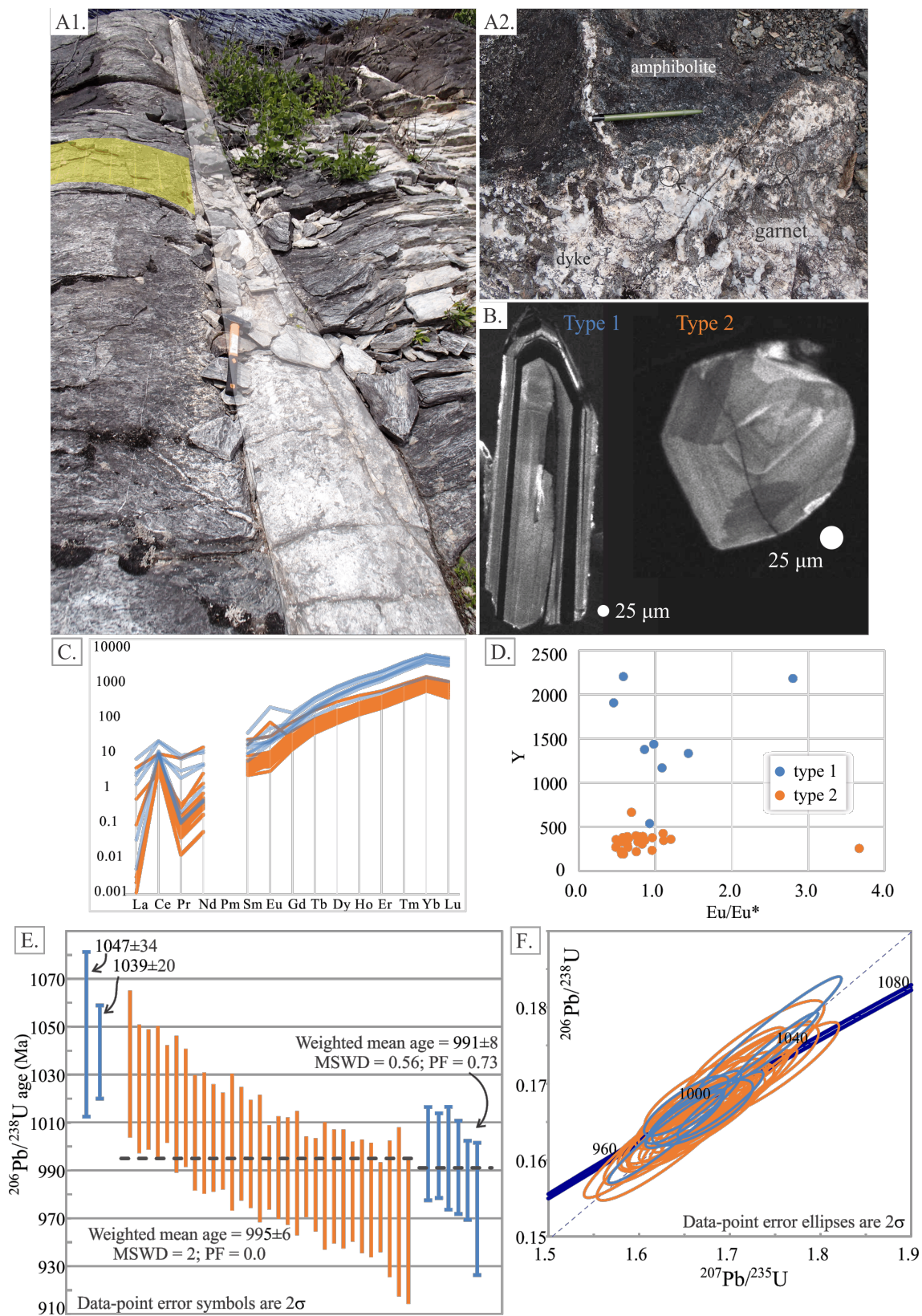


Figure 2.7 (Caption on the following page.)

Figure 2.7 U/Pb geochronology from sample 1023C of the Allochthonous Belt. A1. outcrop of the syn- to post-deformation pegmatite analysed (with dragged foliation in yellow); A2. garnet in the pegmatite at the contact with the amphibolite; B. CL images of the two zircon types: type 1 (blue) is oscillatory zoned, it is elongated and prismatic; type 2 (orange) is stubby with irregular to sector zoning; C. chondrite normalized REE profile. Notice that type 1 has higher content in HREE and a less-pronounced Eu anomaly; D. yttrium vs Eu/Eu* discriminant diagram for the two types of zircon grains; E. weighted mean average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages; F. Concordia diagram. See text for interpretation.

Type 1 yields a weighted mean of 991 ± 8 Ma (MSWD = 0.56; PF = 0.73) from six analyses, the two remaining analyses yield dates of 1047 ± 34 and 1039 ± 20 Ma. Type 2 yields a weighted mean of 995 ± 6 Ma (MSWD = 2; PF = 0.0; n=31). Isoplot option to unmix data yields dates of 988 ± 6 Ma (72% of zircon grains) and 1017 ± 12 Ma (28%) (Fig. 2.7.E and 2.7.F). Magmatic and metamorphic zircon grains probably grew respectively before and after garnet crystallization which explains the differences in HREE profile. The grains yielding dates of 1047, 1039 and 1017 Ma are interpreted as inherited ages. The timing of pegmatite intrusion is constrained by the date of 991 ± 8 Ma for the igneous zircon and of 995 ± 6 Ma for the metamorphic zircon. Those dates overlap each other as well as the date of 992 ± 10 Ma for sample 1003B. It allows us to constrain the timing of deformation in the MIZ between 995 and 991 Ma.

2.6.4 Sample 1012B

2.6.4.1 Outcrop and sample description

Sample 1012B is part of a leucosome hosted in a typical paragneiss of the Parautochthonous Belt (Fig. 2.8.A). The leucosome contains 30 % quartz, 30 % plagioclase, 20 % potassic feldspar, 15 % biotite and traces of apatite. Zircon grains from sample 1012B were all extracted by dissolving apatite. The quartz in the leucosome occurs as deformed and undeformed grains. The leucosomes define a web of interconnections, either paralleling or cross-cutting foliation. The leucosomes are folded, as is the host paragneiss. These relationships imply that folding occurred at liquid state, during quartz crystallization, and have extended after melt crystallization. Dating of the leucosome will, thus, offer an age for deformation into the Parautochthonous Belt.

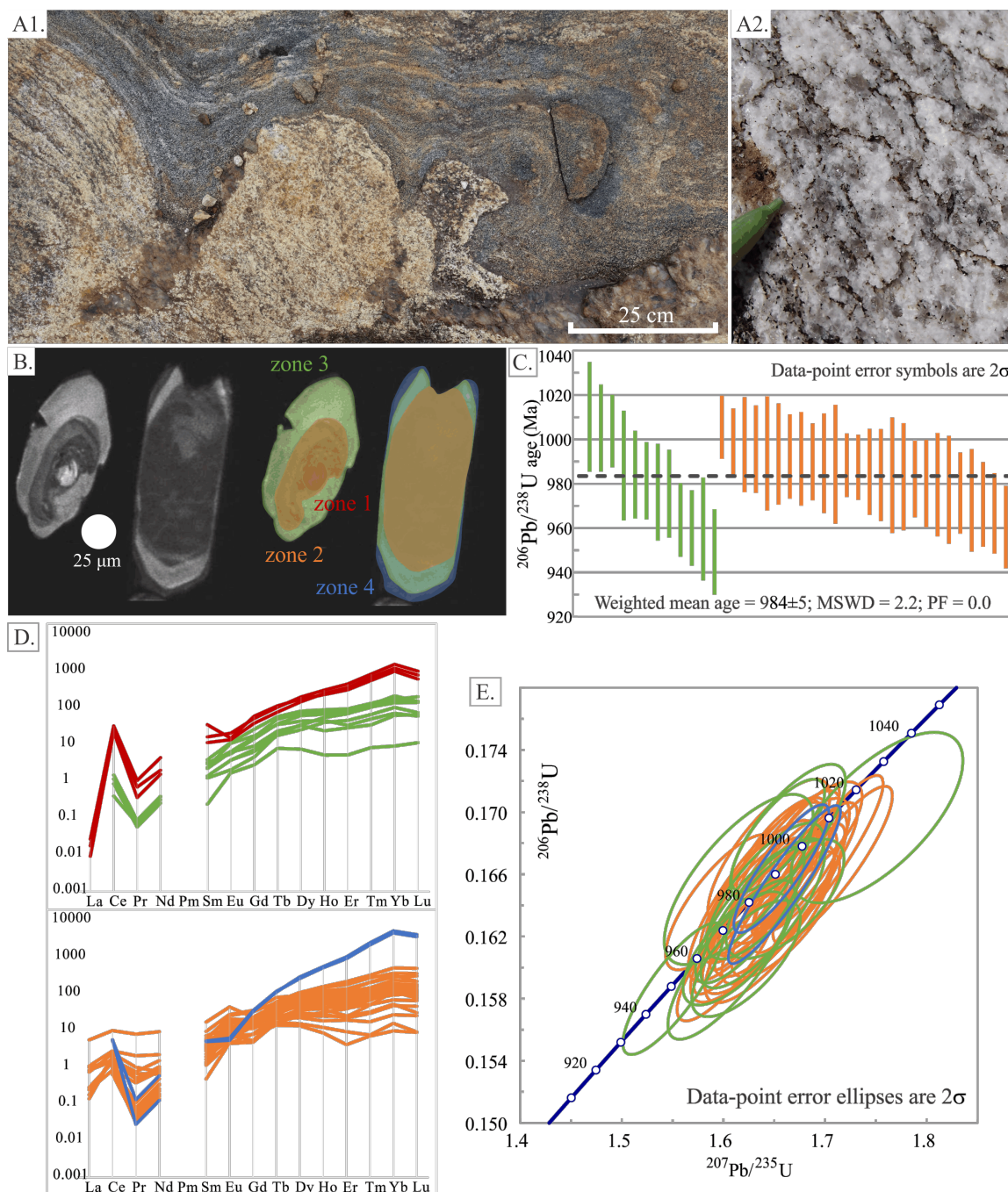


Figure 2.8 U/Pb geochronology from sample 1012B of the Parautochthonous Belt. A1. outcrop of the paragneiss with the syn-folding leucosome; A2. undeformed quartz in the leucosome; B. CL images of zircon highlighting the different zones: zone 1 is a rounded detrital core; zone 2 (orange) is a dark overgrowth with sector zoning; zone 3 (green) is a bright overgrowth with irregular zoning, and zone 4 (blue) is a dark and homogeneous rim; C. weighted mean average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for zones 2 and 3; D. chondrite normalized REE profiles for the four zircon zones; E. Concordia diagram. See text for interpretation.

2.6.4.2 Zircon morphology and chemical composition

Zircon grains are rounded, stubby to prismatic and half have a detrital, rounded and cracked core. We distinguished three types of overgrowth. Zone 2 is dark in CL, up to 100 μm thick and shows sector zoning (Fig. 2.8.B). Zone 3 forms CL bright, 60 μm thick rims on zone 2 and is irregularly zoned. Zone 4, overgrowing zone 3, is ~ 10 μm thick, dark and homogeneous in CL (Fig. 2.8.B).

2.6.4.3 U/Pb geochronology

As the inherited age is not of great importance for this study, no analyses were performed in the cracked cores. However, three analyses, out of the 61 realized (Tables A and B in annex), yielded pre-Grenvillian ages (2679 ± 18 Ma, 1699 ± 58 Ma and 1569 ± 61 Ma (207Pb/206Pb)) and the Archean age confirms the belonging of the sample to the Parautochthonous Belt. Thirty analyses were realized in zone 2, seventeen in zone 3, two in zone 4 and nine were discarded because they overlapped zones 2 and 3. The U and Th content are on average respectively 387 ppm and 5 ppm for zone 2, 171 ppm and 3 ppm for zone 3 and 844 ppm and 47 ppm for zone 4. The Th-U ratio for zones 2, 3 and 4 is respectively 0.01, 0.02 and 0.06, a low ratio that suggests a metamorphic origin for the three overgrowths (Yakymchuk et al., 2018). The REE pattern is similar for the zones 2 and 3 with a moderately positive HREE profile and no Eu anomaly. The HREE profile is steeper for zone 4 and the concentration in Th is higher (Fig. 2.8.D).

Zone 2 yields a weighted mean date of 986 ± 5 Ma (MSWD = 1.3; PF = 0.13; n=26), zone 3 of 979 ± 12 Ma (MSWD = 4.1; PF = 0.0; n=12) and zone 4 two dates of 986 ± 23 Ma and 992 ± 19 Ma. The weighted mean ages for zones 2 and 3 overlap and all dates for zone 2 are within the interval of dates for zone 3 (Fig. 2.8.C). In addition, their REE pattern is essentially identical (Fig. 2.8.D), therefore, we think the two zones analyses should not be separated. Altogether zone 2 and 3 yield a weighted mean date of 984 ± 5 (MSWD = 2.2; PF = 0.0; n=38, Fig. 2.8.C), which is interpreted at the timing of melt crystallization. The null PF and the high MSWD probably reflect real geological scatter, most likely related with prolonged zircon growth in this crystallizing leucosome. Folding of leucosomes of sample 1012B is interpreted to have occurred in the presence of melt, because of the presence of undeformed quartz and interconnected leucosomes. The leucosomes either crosscut or parallel foliation, indicating a syn-deformation origin. Deformation continued after crystallization as evidenced by deformed quartz in some outcrops of the Parautochthonous Belt.

2.7 Structural analysis

2.7.1 Testing a folding model for the MIZ

The map pattern of the MIZ resembles a fold with an axial plane perpendicular to the length of the orogen (Fig. 1.1). A large-scale fold is usually characterized by a repetition of outcrop-scale folds, but such structures are absent in the MIZ and nowhere did we observe parasitic folds. It is, however, possible that an earlier phase of deformation would have been completely transposed. Furthermore, if the MIZ was a synform developed by flexural-slip, one would expect shear-sense verging towards its hinge, that is sinistral, or S-folds, and dextral, or Z-folds on the eastern and western limbs, respectively. In contrast, the trace of the ABT defines a map-scale Z on its eastern limb (west of the Barbel lake; Fig. 1.2) and the MERNQ described a sinistral movement on the western limb of the ABT. These arguments argue against the folding hypothesis for the shape of the ABT.

Nevertheless, some specific cases of superposed folding could be compatible with the pattern of constant lineations that are almost parallel with a hypothetical fold axis defined by foliations coarsely distributed along a 223/78 plane (Fig. 2.9), the latter being a typical pattern in cases of cylindrical folding. Ramsay and Huber (1987) listed lineation patterns expected after folding lineated foliation planes for flexural-slip, flexural-slip plus homogenous strain and shear folding mechanism. If the pattern observed in the MIZ was due to folding, it could not be a shear fold, nor a flexural-slip fold with homogeneous strain because the lineation pattern for these specific cases tend to be aligned on a great circle on a stereonet. However, it could be compatible with flexural-slip folding, for which lineation spread on a small circle centered on the fold axis (Ramsay and Huber, 1987; their Figure 22.7.B); a pattern also observed in the experiments of (Grujic and Mancktelow, 1995). It is thus important to test this hypothesis.

Analyzing structural data from the MIZ has the potential to determine whether the geometry of the MIZ is the result of a single homogeneous deformation event or if it has a polyphase history. In the Lelukuau Terrane, poles to foliation broadly define a great circle that could indicate folding with a 199/09 axis (Fig. 2.10.A). Rotating each of these poles individually into a single NW cluster assumed to be the original orientation, and then rotating the attached lineation by a similar amount, leads to a single tight cluster of SE-plunging lineations and a significant increase of the k parameter (Fig. 2.10.A). The von Mises and Fisher distributions k parameters describe the level of clustering of points lying within a plane and spread in a hemisphere, respectively (Fisher et al., 1987), with higher values reflecting higher level of clustering (see supplemental file for a simulation). We thus interpret this increase in

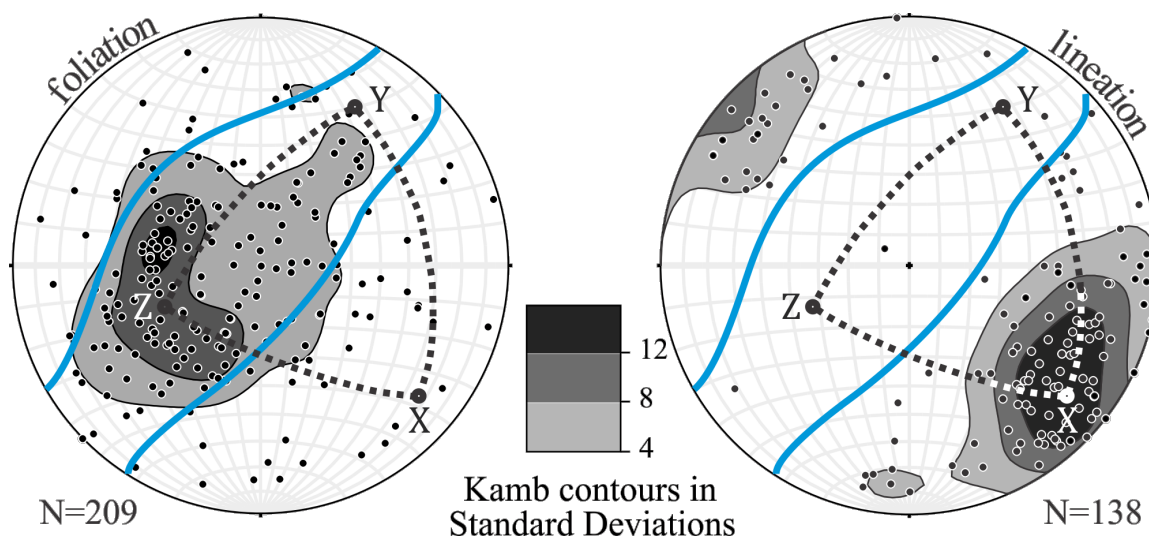


Figure 2.9 Compilation of all planar (left) and linear (right) fabrics for the entire MIZ (data from this study, Bilodeau and Mathieu (2016) and Clarke (1977)), blue lines contour the polar snow (see text and Figure 2.11 for details).

clustering after lineation rotation as resulting from late folding of a lineated foliation plane. In contrast, the compiled data for the entire MIZ shows poles to foliation plunging shallowly to steeply and spreading from the NE to the SW roughly along a 238/72 plane, which could indicate folding with an axis of 148/18, whereas lineations form a much better-defined cluster centered on 128/18 (Fig. 2.10.B). This time, rotating all the poles to foliation into a single 330/60 cluster barely increases the k Fisher parameter (Fig. 2.10.B). This finding suggests that the current disposition of structures in the MIZ is due to a single deformation event, which is supported by the very rare occurrence of folds and/or polyphases structures in the study area. This analysis strongly argues against folding with a SE plunging axis for the whole MIZ, eliminating the only type of fold possible. Another process is then required.

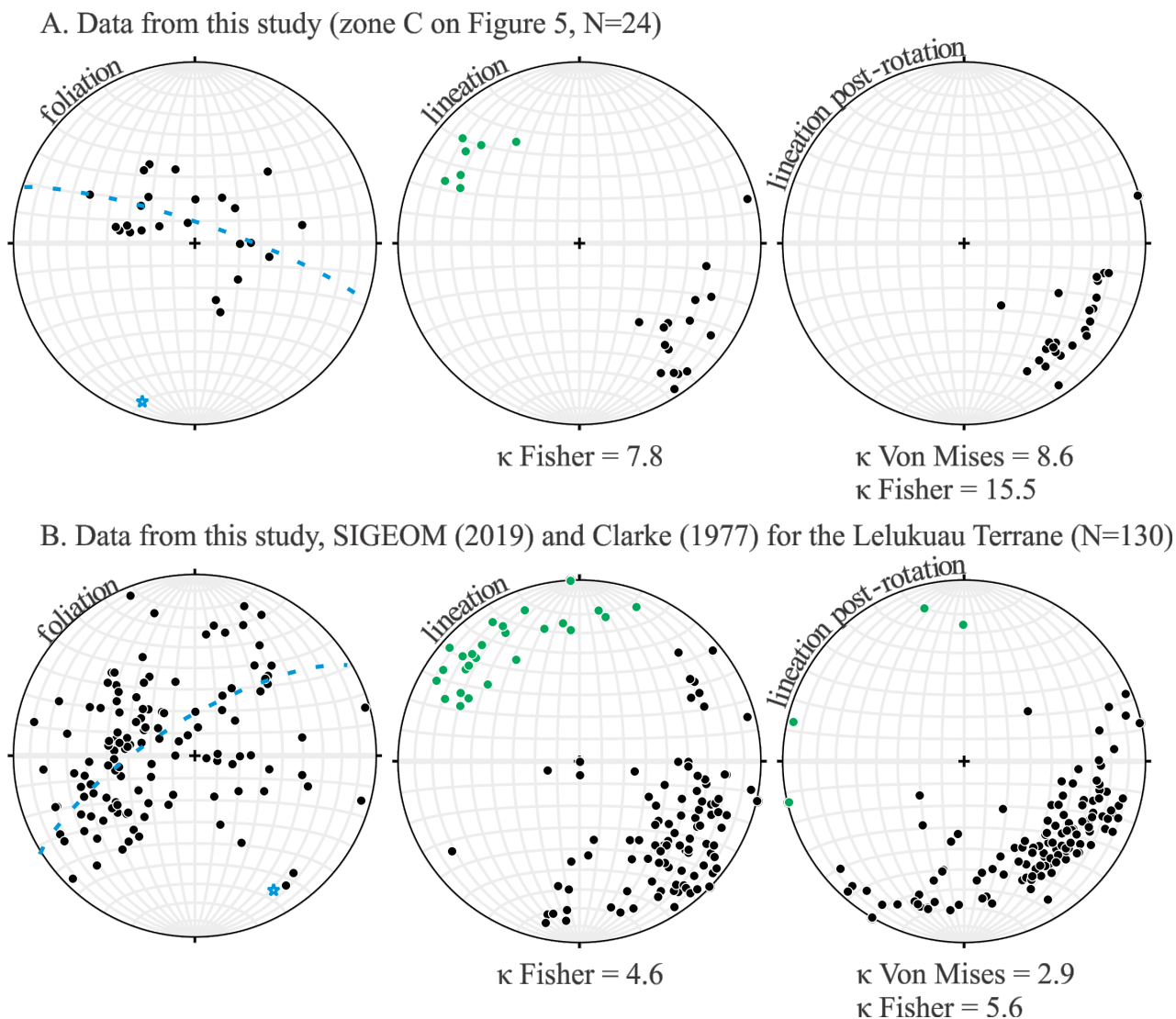


Figure 2.10 Stereographic projection of structural elements of: A. the Lelukuau Terrane (zone C on Figure 2.3) and B. the whole MIZ. Only the outcrops where a lineation and a foliation coexist are presented. On the left are poles to foliation, in the middle are lineations (green dots are lineations in the NW quadrant that were projected to upper hemisphere for calculation of the κ parameter according to the geological convention of lower hemisphere projection, see section 3.4 of this master thesis for additional details and examples) and on the right are lineations rotated with their respective foliation along an approximate axis that could be interpreted as a fold axis (blue star). Notice that in A. rotating poles to foliation concentrates lineations whereas in B. it does not.

2.7.2 The Talbot method

The Talbot method (Talbot and Sokoutis, 1995; Talbot, 2014), upgrading that of March (1932), Flinn (1962) and Talbot (1970), allows to reconstruct the strain ellipsoid of a deformed rock mass by using the orientation of shortened and elongated dykes measured in the field¹. The method is basically a 3D extension of the well-known 2D analysis of deformed dykes (Passchier, 1990) where a line of zero stretch on the ellipse of deformation separates the field of lines that have been only shortened from fields of shortened then elongated and elongated only lines (Fig. 2.11). In 3D, this boundary is defined as the surface of no elongation (*snoe*, Talbot and Sokoutis, 1995) that has the shape of a double cone centered with the original sphere (red cones on Fig. 2.11.B). Talbot and Sokoutis (1995) demonstrated that it is easier to plot poles to shortened and extended planar elements, such as dykes, on a stereonet to conduct such analysis, but one has then to use the *polar snoe* (blue cones on Fig. 2.11.B), which is traced from the poles of the *snoe* (Talbot and Sokoutis, 1995). These authors showed that the type and intensity of finite strain influence the shape of the *polar snoe*. Hence, during uniaxial oblate strain ($X = Y > Z$), the *polar snoe*, that encloses poles to elongated planes, has the shape of a small cone centered on the Z axis of the strain ellipsoid. With triaxial strain the cone becomes elliptical and expands toward the X axis (Fig. 2.11.C). During uniaxial prolate strain ($X > Y = Z$), the *polar snoe* delineates poles to planes that have shortened in all directions from poles to plane that have elongated in one direction. The former is centered on the X axis and the latter forms a griddle along the ZY plane.

Lineation and foliation are common passive markers that will develop and then rotate with increasing deformation. Their rotation during progressive deformation has been shown to be relatively complex, especially for transpression or transtension deformation (Flinn, 1979; Fossen and Tikoff, 1998; Lin et al., 1998; Jiang, 2014). Despite these complexities, there are some general assumptions for orientation of lineation and foliation during progressive homogeneous deformation². For any types of oblate ellipsoid, on a stereonet, poles to foliation should define a circular to ellipsoidal zone around the Z axis and lineations should always remain within the extensional field (Fig. 2.11.C). In contrast, for any type of prolate ellipsoid (constrictive type of strain), lineations should cluster around the direction of maximum stretch and poles to foliation should spread loosely on the YZ plane (Fig. 2.11.C) with a concentration of data centered on the Z axis (Fossen et al., 2013).

1. See appendix in Talbot and Sokoutis (1995) for an extensive discussion on the various assumptions and simplification of the method (e.g. vorticity, volume change, spin, strain, etc).

2. Although deformation can be inhomogeneous at the outcrop scale, see Talbot (2014) for evidence that high-grade metamorphic rocks generally deform homogeneously at regional scale irrespective of their compositions.

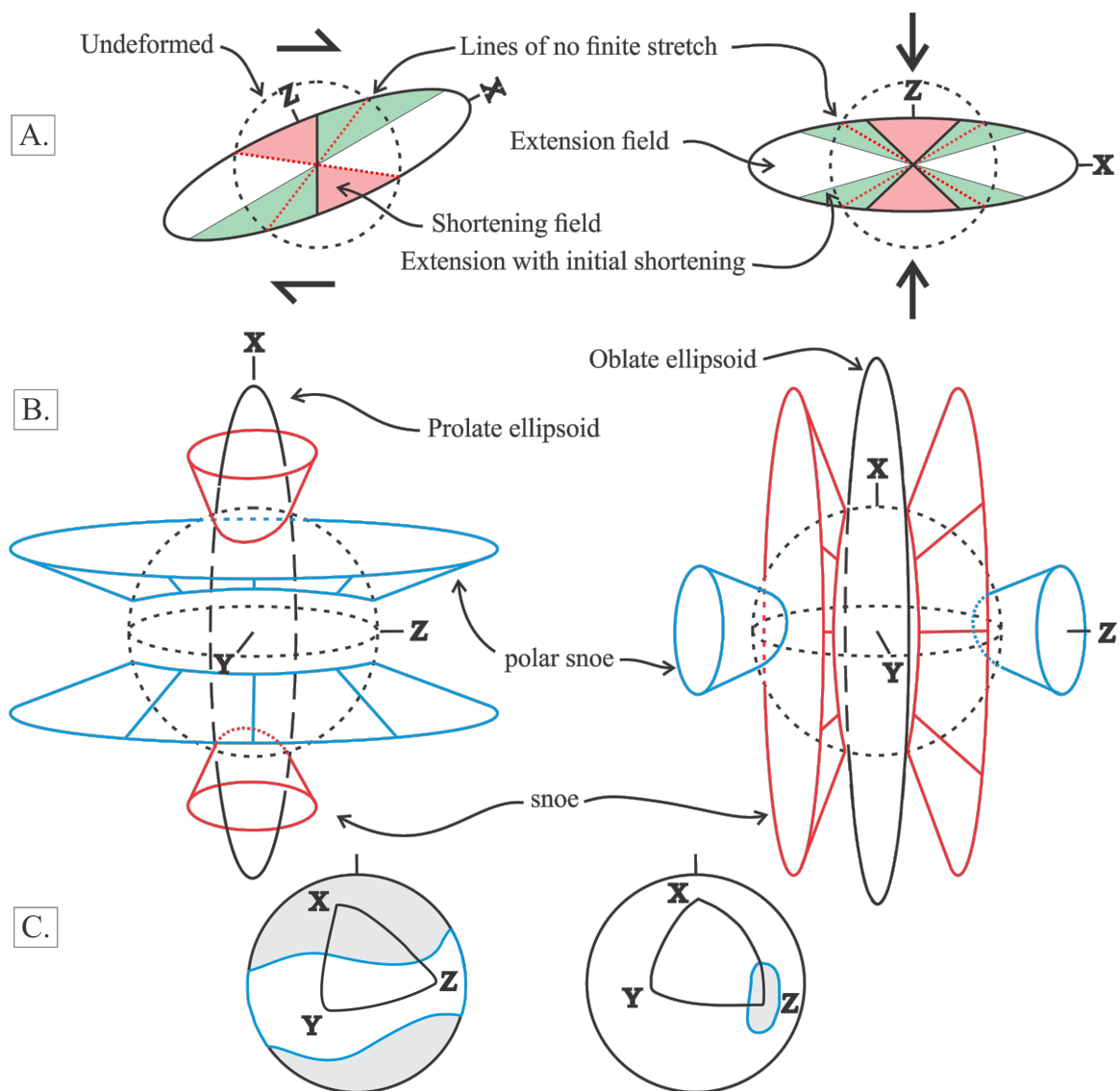


Figure 2.11 A. 2D representation of the deformation ellipse in simple and pure shear strain (from Davis et al., 2011). The red dotted lines represent the no-finite-stretch lines; B. 3D representation of the deformation ellipsoid in constriction (left) and flattening (right), the lines of no-finite-stretch define two cones named snoe (surface of no elongation, in red); C. shape of the polar snoe in constriction (left) and flattening (right) on a stereographic projection (modified from Talbot and Sokoutis, 1995).

The compilation of lineations and foliations distribution in the MIZ was used to reconstruct its strain ellipsoid (Fig. 2.9). Poles to foliation define a broad zone striking NE-SW with a concentration of data plunging moderately to the SW. In contrast, lineations form a relatively good cluster centered on 128/18, 90° away from the great circle that passes through the broad zone containing poles to foliation. This pattern is not compatible with any type of oblate

strain, which should define cones or elliptical fields, but is similar to the pattern expected from prolate strain. Strain was likely triaxial because uniaxial prolate strain should yield a YZ girdle of constant width (Talbot and Sokoutis, 1995) in contrast with the observed girdle “bulging” in the center of the girdle (Fig. 2.9). Hence, deformation can be defined as triaxial prolate ($X > Y > Z$) with lineations centered on the X axis and foliation defining the polar *snoe* with the YZ plane passing through its length and with a greater concentration of poles around the Z axis (compare Fig. 2.11.C and Fig. 2.9). The *polar snoe* outline is not a perfect ellipse, Talbot and Sokoutis (1995) mentioned that this could be due to inhomogeneous deformation and that changing the volume of rock analyzed (for example restricting the investigated area) could help. This is not the case in our situation, irregular data are spread in all zones, and therefore it was not possible to remove certain areas from the analysis. Nevertheless, our dataset is much larger than most others using this method and we consider our interpretation of triaxial prolate strain to be robust.

2.8 Discussion

2.8.1 Implications for the ABT

In most of the Grenville Province, the ABT is not a straightforward boundary to map (Guo and Dickin, 1996; Carr et al., 2000; Gervais and Moukhsil, 2016). Rather than the thrust-sense shear zone expected from the structural relationship of allochthonous rocks overlying parautochthonous rocks, Culshaw et al. (1994) only mapped normal-sense shear indicators along the ABT in the western Grenville Province of Ontario. Despite numerous studies (Indares, 1997; 2003; Cox et al., 1998; 2002; Indares et al., 1998; 2000; 2008; Indares and Dunning, 2001; 2004), the ABT had not been mapped along the Manicouagan reservoir area until recently (Moukhsil et al., 2013). Jannin et al. (2018a; 2018b) demonstrated that the Relay shear zone, previously interpreted as the ABT (Hynes et al., 2000), was in fact a high-strain zone within the Parautochthonous Belt. An evidence of the mapping difficulties is the numerous methods developed to delineate the ABT. The identification of most of the ABT was realized by Rivers et al. (1989) through magnetic field surveys, the Allochthonous Belt is, in general, much contrasted compared to the Parautochthonous Belt. In the western Grenville Province, Ketchum and Davidson (2000) did an extensive mapping of three mafic rock suites based on their chemical compositions and distinguished those having affinities with either the Allochthonous or the Parautochthonous belts. The boundary can also be traced according to metamorphic age disparities (the peak is ~ 30 My younger in the Parautochthonous Belt) (Ketchum and Davidson, 2000). Another option is the use of Nd model ages that proved useful to properly delineate the ABT because of the striking contrast in source ages between

the Archean rocks of the parautochthonous basement and the Mesoproterozoic rocks of the Allochthonous Belt (Dickin, 2000; Dickin and Guo, 2001; Dickin et al., 2014). This short review surprisingly reveals how little is known about the most important tectonic boundary of the Grenville Province, in part because it is not easy to identify in the field.

This study is the first to map the ABT around the MIZ. The main reason for this are the new logging roads in the area and the high water level of the Manicouagan reservoir that allowed us to reach farther north than before on one of the reservoir's arm (Fig. 1.2). Our observations demonstrate that the ABT is a sharp boundary in this area in contrast with other areas of the Grenville Province. In the MIZ, deformation is characterized by a high level of strain leading to the development of mylonitic fabrics along with dike transposition (Fig. 2.1.I and 2.1.J). Deformation was held at a sub-solidus state (Fig. 2.2.B) and fabrics are outlined by a strong lineation leading to the formation of L=S- or L-tectonites (Fig. 2.2.A). In stark contrast, rocks of the Parautochthonous Belt record more than one deformation event, as evidence by the folded foliation (Fig. 2.1.B, 2.1.D, 2.8.A1). Furthermore, the level of strain is relatively low, as highlighted by the preservation of structures such as folds (Fig. 2.1.B and 2.1.D). Deformation occurred at a supra-solidus state (Fig. 2.4) and the fabric is generally S-tectonites.

Our structural analysis further constrains the deformation process responsible for the orogen-perpendicular, fold-like geometry of the ABT. We determined that this geometry is not the result of a folding episode for four main reasons: 1) no fold are present at outcrop-scale; 2) shear senses and map-scale folds on the NW and SE segments of the ABT are opposite to what is expected in a folding scenario; 3) lineations do not form a better cluster after rotating their associated poles to foliation into an hypothetical pre-folding orientation, as would be expected for the only feasible type of fold (flexural-slip fold with an axis parallel with lineation); 4) as opposed to the oblate strain that would be expected in a folding episode, the Talbot method allowed us to recognize a triaxial prolate deformation at the MIZ scale. Consequently, we conclude that the MIZ is the result of constrictive deformation.

To understand what this type of deformation involves from a tectonic point of view, we conducted a geochronological study on both sides of the ABT. From two geochronological samples, we constrained the final increments of ductile strain in the MIZ between 995 ± 6 and 991 ± 8 Ma (Fig. 2.6 and 2.7) and the last melt-present deformation phase in the structurally underlying rocks of the Parautochthonous Belt at 984 ± 5 Ma. Deformation in the hanging wall and footwall of the ABT northeast of the Manicouagan reservoir was therefore synchronous within error at ca. 990 Ma. Importantly, this period coincides with the transition from high-pressure D1 melt-present deformation to D2 thrust-sense shearing

in the Parautochthonous Belt south of the reservoir (Jannin et al., 2018a), the latter of which occurred along a retrograde path and was associated with a phase of protracted channel flow that may have lasted until ca. 961 Ma (Jannin et al., 2018b).

This age range contrasts with the timing of high-pressure metamorphism in the MIZ. Monazite U-Pb geochronology and the age of metamorphic zircon in a deformed mafic dyke metamorphosed at high-pressure (Indares et al., 2000; Dunning and Indares, 2010) bracket this timing between 1050 and 1026 Ma. In contrast, titanite dating yielded ages between 1006 and 989 Ma (Gale et al., 1994; Cox et al., 1998; Indares et al., 1998). Because the dated titanite grains show textural evidence for growth during isothermal decompression (Cox et al., 1998; Cox and Indares, 1999a; 1999b), this age range constrains the timing of the retrograde path that was synchronous with the last increments of ductile strain documented herein (Fig. 2.6 and 2.7).

2.8.2 Tectonic model for the emplacement of the MIZ

Combined with previously available data, structural and geochronological results of this study allow to constrain possible tectonic model for the emplacement of the MIZ. This model should reconcile several constraints. It has to produce an orogen-perpendicular, fold-like geometry of the MIZ without actually folding the ABT. It has to result in synchronous development of a constrictive type of strain in allochthonous rocks and a flattening type of strain in the adjacent parautochthonous rocks. It has to juxtapose sub-solidus, high-pressure orthogneiss of the MIZ with relatively high viscosity against partially molten metasediments of the Gagnon Group with relatively low viscosity during isothermal decompression of the former, as constrained by the synchronous ages of titanite (Cox et al., 1998; Cox and Indares, 1999a; 1999b) and the late-deformation phase documented herein. Furthermore, it has to take into account the deep structures of the Manicouagan area as Hynes (2002) and Hynes and Eaton (1999) have highlighted the presence of a steep NNE-trending ramp south of the MIZ and Jannin (2017) pointed out NW-trending basement structures that would have had a graben-like geometry. Underthrusting, of these strong ramps would have expulse ductile rocks from the lower crust as reproduced in numerical and analogue models (Warren et al., 2008; Jamieson et al., 2010; Duretz et al., 2011). Foreland-ward of these ramps, meta-sedimentary cover rocks of the Gagnon Terrane would have represented low-viscosity zones towards which the ductile nappe would have preferentially flowed. These rocks act as a host for the ductile nappe, which is set up in a way similar to an intrusion.

We suggest that the volume required by the “ductile intrusion” of these nappes was accommodated by deforming internally the nappe in constriction and by deforming the host rocks

creating transverse NW-SE folds in the Parautochthonous Belt. We envisage that the final 3D geometry was like a visco-plastic tube intruding a lower viscosity paste. Once sliced, this would look like a lobe of HP rocks surrounded by transversely folded partially molten rocks. Finally, decompression is expected by extrusion on an inclined plane, such as a basement ramp, because the channel/nappe leaves its lid behind as it flows upward (Gervais and Brown, 2011; Gervais and Ranalli, 2017). The hot migmatitic host prevented rapid cooling which resulted in isothermal decompression and the growth of late titanite at ca. 750 °C and 1000 MPa (Cox and Indares, 1999a). Whether the ages of titanite yield cooling below closure temperature for titanite (Cox et al., 2002) or the actual growth ages, as it was recently argued from campaign style investigation of other orogens (Spencer et al., 2013; Mottram et al., 2019), would not change our model significantly. This model of ductile nappe extrusion, which derives from previously proposed models (Hynes et al., 2000; Hynes, 2002; Indares and Dunning, 2004; Jannin, 2017), reconciles all the constraints listed above.

The driving forces required for the proposed model of the MIZ extruded as a ductile nappe composed largely of non-migmatitic, garnet-bearing orthogneisses require special conditions. The ramps in the Manicouagan area have an important role to play. Hynes (2002) pointed out that zones of depression in a strong basement, such as expected in lateral grabbens, should enhance Couette flow of ductile rocks because the velocity of such flow is proportional to the cube of the flow zone thickness. Furthermore, thermomechanical numerical and analogue models have demonstrated that such underthrusting basement blocks act like indentors that expulse the more ductile rocks above them (Warren et al., 2008; Jamieson et al., 2010; Duretz et al., 2011). Finally, Gervais and Ranalli (2017) calculated that the density contrasts expected by thrusting of denser arc-type rocks over felsic basement overlain by its sedimentary cover should create a driving force for channel flow of similar magnitude to topographic gradients. This is exactly the initial pattern of the Allochthonous Belt rocks, composed largely of mafic and intermediate orthogneisses, overlying the felsic Ulamen Complex and its sedimentary cover (Gagnon Group). Consequently, the study area included all these predispositions, basement ramps, thickness differential and density contrasts, which would have combined to create a driving force strong enough for extrusion of the competent rocks of the MIZ without partial melting and severe erosion. The preferential path offered by the interaction of these three driving forces is the principal reason why the proposed ductile nappe is as long as it is wide, a shape that contrasts with the proposed Himalayan channel.

2.9 Conclusion

We revealed that the physical arrangement of the MIZ structures is incompatible with a fold. Notably: (1) Neither the MIZ, nor the ABT, enclose secondary or parasite folds. The absence of fractal structures in a regional, tens of km scale fold is unlikely. (2) The ABT records a sinistral movement on its western side and a dextral movement on its eastern side. These senses of slip are opposite to what is expected in a case of flexural-slip concomitant with a fold. (3) The MIZ is the result of a single deformation episode. There is no evidence of overlapping of structures either at the outcrop scale or at microscopic scale and our rotational analysis allows us to conclude that the current layout of planar and linear structures is not the result of a folding episode. (4) The Talbot method reveals that a constrictive type of strain was operating in the MIZ, incompatible with a fold that should display a flattening type of strain.

This invalidation allowed us to argue in favor of the model introduced and described by Indares et al. (2000), Hynes (2002) and Jannin (2017). This model proposes that the MIZ was a ductile nappe whose exhumation was made possible through viscosity, thickness and density contrasts. In this study, we showed that deformation continued until ca. 990 Ma in the MIZ and that it was synchronous with its retrogression but happened ca. 40 My after high-pressure high-temperature metamorphism. The high-temperature episode of deformation in the Parautochthonous Belt took place at ca. 990 Ma. It was synchronous with deformation in the MIZ and continued after. These geochronological data are compatible with the model of ductile extrusion of the MIZ channeled by lateral ramps: the MIZ extruded from the base of frontal ramps and intruded into the low-viscosity Parautochthonous Belt. The MIZ ductile intrusion induced lateral compressive strain into the adjacent and frontal rocks of the Parautochthonous Belt. In order to formerly describe the influence of the MIZ exhumation onto the rocks of the Parautochthonous Belt, new structural and geochronological data should be acquired west and north of the MIZ.

2.10 Acknowledgements

This contribution represents the main chapter of the M.Sc.A thesis of G. Labat. It was funded by NSERC-Discovery grant RGPIN-2014-04593 hosted by F. Gervais and logistical support in the field was in part funded the MERNQ. Field assistance by C. Kavanagh-Lepage was invaluable.

CHAPITRE 3 COMPLÉMENTS À L'ARTICLE

3.1 Avant-propos

Ce chapitre apporte des précisions ou des ajouts aux informations présentées au chapitre 2. En effet, ce dernier étant voué à être publié dans un journal scientifique, il devait répondre à certains critères notamment en termes de concision qui ne permettaient pas d'aborder en détail certains points intéressants. En premier lieu, la réflexion sur le développement et l'évolution de l'ABT est prolongée. Ensuite, un complément sur la géochronologie et l'utilisation des âges sur titanite permet d'apprécier le cheminement de cette étude. Pour finir, une description détaillée de la méthode de rotation développée sur le logiciel Matlab précise les démarches entreprises. Le programme pourra ainsi être utilisé ou même modifié par d'autres utilisateurs.

3.2 Tectonique de l'ABT

L'ABT dans la Province de Grenville est, comme son nom l'indique, en majorité cartographiée comme un chevauchement (Rivers et al., 1989). Ce chevauchement n'a été daté que dans peu d'études; il est estimé entre 1090 et 1050 Ma par Rivers (2008), et entre 1080 et 1030 par Jannin et al. (2018b). L'ABT est également caractérisée par une réactivation normale (ABD pour *Allochthon Boundary Detachment*) ayant eu lieu à la fin de la phase Ottawan (1020 Ma dans la Province de Grenville occidentale (*Shawangong shear zone* Ketchum et al., 1998; Rivers et al., 2002; Rivers, 2008) et 1015-1007 Ma dans la Province de Grenville Centrale (*Relay, Tshenukutish et Espadon shear zones*, Rivers et al., 2002)). Il n'est cependant pas démontré que cette réactivation ait été présente sur toute la longueur de l'ABT, ni qu'il s'agisse d'un seul et même événement (Rivers et al., 2002). Dans la région de Manicouagan, l'ABT a été définie comme un chevauchement en vue des considérations suivantes :

- 1) la généralisation du mouvement inverse observé ailleurs dans la Province (A. Moukhsil, communications personnelles en 2018).
- 2) l'analyse des levés LITHOPROBE. Ils montrent la MIZ chevauchant la Ceinture parautochtone le long de l'ABT (Eaton et al., 1995; Hynes et al., 2000).
- 3) l'interprétation des contrastes métamorphiques selon lesquels, pour que la MIZ (de haut grade métamorphique) se retrouve au même niveau structural que la Ceinture parautochtone, elle doit avoir subi une remontée par chevauchement le long de l'ABT.

Le principal défaut des points précédents est qu'ils ne considèrent la région que d'un point de vue bi-dimensionnel. Tel qu'introduits dans le chapitre 2, les mouvements présents dans les segments NO-SE de l'ABT autour de la MIZ sont dextre à l'est et senestre à l'ouest (Fig. 3.1). La linéation dans la quasi-totalité de la MIZ plonge soit vers le SE, soit vers les NO. Le mouvement le long de cette linéation est donc parallèle aux flancs transverses de l'ABT. Dans la portion ouest de la MIZ, les géologues du ministère précisent par ailleurs qu'ils ont observé des indicateurs de mouvement senestre au niveau de l'ABT (A. Moukhsil, communications personnelles en 2018). Ils attribuent ce décrochement à une réactivation normale de l'ABT (Allochthon Boundary Detachment, ABD) entre 1050 et 1020 Ma, tout en précisant qu'ils n'ont pas observé cet épisode d'extension. Ils interprètent alors que les indicateurs de chevauchement ont été complètement transposés, ils pourraient en fait ne pas exister. Au vu des conclusions portées au chapitre 2, nous pensons que ce mouvement décrochant n'est pas attribuable à une réactivation de l'ABT, mais qu'il s'est formé lors de l'extrusion ductile de la MIZ.

Dans la région de Manicouagan, l'emplacement de l'ABT est le résultat de deux épisodes de déformation différents. Au sud de réservoir (et probablement sous le réservoir), l'ABT étant une structure chevauchante, elle est liée au métamorphisme rétrograde du Terrane de Berthé qui a eu lieu entre 1080 et 1030 Ma (Jannin et al., 2018b). L'ABT est donc devenue inactive avant d'être reprise par la déformation Dp1 datée à 1002 Ma (Jannin et al., 2018a). Comme introduit au chapitre 2 et par Jannin (2017), cette déformation Dp1 est liée à l'exhumation de la MIZ : l'extrusion entraîne une compression dans les roches dans lesquelles elle a lieu, ici la Ceinture parautochtone. L'ABT au sud du réservoir Manicouagan est donc plissée lors de la formation de l'ABT autour de la MIZ. Il s'agit de deux structures différentes, l'interprétation de la MIZ comme une nappe ductile exhumée à ca. 990 Ma implique que l'ABT autour de la MIZ recoupe l'ABT chevauchante précédemment inactivée (Fig. 3.1).



Figure 3.1 Schéma des structures développées si la forme de l'ABT avait été due à un pli (à gauche) ou à une extrusion ductile en constriction (à droite).

3.3 Géochronologie

3.3.1 Différents cas de figure

Dans la région de Manicouagan, les datations connues préalablement à cette étude se résument en grande partie à des âges de cristallisation, de métamorphisme et de refroidissement. Celles-ci sont condensées dans le tableau 3.1. La grande inconnue étant la déformation, c'est la raison pour laquelle l'étude géochronologique du chapitre 2 se concentre sur cette problématique. Des âges de déformation sont connus dans la Ceinture parautochtone, mais seulement à l'ouest de la MIZ, il convenait d'obtenir également un âge de déformation pour la partie orientale, ne serait-ce que pour confirmer qu'une déformation synchrone est présente dans le Terrane de Gagnon de part et d'autre de la MIZ.

Tableau 3.1 Datations disponibles dans les Terranes de Lelukuau et Tshenukutish et dans le Groupe de Gagnon.

Âges de	Terrane de Lelukuau	Terrane de Tshenukutish	Groupe de Gagnon (ouest de la MIZ)
Cristallisation	1692-1628 Ma (AMCG) ^{c,e,f} 1300 Ma (leucogranite et granite) ^e 1039 Ma (gabbroic stock) ^e	1645-1638 Ma (troctolite, ultramafiques et gabbro) ^e 1458 Ma (diorite) ^e 1214-1169 Ma (anorthosite et gabbro) ^{b,d,e,j}	1875 Ma ^l 1720-1740 Ma ⁱ
Métamorphisme	1052-1034 Ma ^{c,e,j,k,m}	1012-1046 Ma ^{d,e,g,h,j}	1000 Ma ^l 985-995 Ma ⁱ
Déformation	?	1007 Ma (âge discordant, veine granitique déformée recoupant la foliation, date le décrochement senestre de Brien) ^{e,f}	1008-986 Ma ⁿ
Refroidissement sous 650-700°C	991 Ma ^{a,e}	989-1006 Ma ^{d,e,f}	956-961 Ma ⁱ
Refroidissement sous 630°C	920 Ma ^{a,d}	929-960 ^{d,g}	?

^a Gale et al., (1994) ; ^b Scott et Hynes, (1994) ; ^c Indares, (1997) ; ^d Cox et al., (1998) ; ^e Indares et al., (1998) ; ^f Indares et al., (2000) ; ^g Indares et Dunning, (2001) ; ^h Indares et Dunning, (2004) ; ⁱ Jordan et al., (2006) ; ^j Dunning et Indares, (2010) ; ^k Lasalle et al., (2013) ; ^l Moukhsil et al., (2013) ; ^m Lasalle et al., (2014) ; ⁿ Jannin et al., (2018a)

Les âges de refroidissement sous 660-700 ° C et sous 630 ° C sont respectivement des âges U-Pb sur titanite (Scott et St-Onge, 1995) et sur rutile (Vry et Baker, 2006). Cependant, comme introduit au chapitre 2, les âges sur titanite sont au cœur d'un débat scientifique pour déterminer s'ils représentent réellement des âges de refroidissement, c'est-à-dire si la température de fermeture à la diffusion du plomb est réellement autour de 660-700 ° C ou s'il s'agit d'âges de croissance. En effet, des études récentes ont montré que les titanites peuvent rester fermées à la diffusion du plomb au-delà de 800 ° C (Spencer et al., 2013; Kohn, 2017), elles pourraient donc retracer des âges de pic métamorphique. Toutefois, les grains de titanite du Terrane de Tshenukutish analysés par Cox et al. (1998) renferment des informations importantes concernant leur croissance. L'âge de 997 Ma provient de grains appartenant à la matrice tandis que l'âge de 1006 Ma provient de titanites localisées aux bordures et dans les fissures de grenat. Or, le grenat contenant ces grains a nécessairement cru en deux générations : son cœur est pœcilitique avec des inclusions de quartz, de plagioclase, de rutile et d'ilménite et sa bordure ne contient que du rutile, remplacé par la titanite (Cox et al., 1998). Le fait que la titanite remplace le grenat et le rutile, ainsi que l'observation que les grains de titanite n'ont pas subi de rotation, contrairement aux autres inclusions du grenat, permet d'interpréter que la titanite a cru après le grenat. Les titanites ont donc cru après le pic métamorphique et leur datation donne une indication du chemin rétrograde. Au sud-ouest du réservoir Manicouagan, dans le Terrane de Gagnon, Jannin et al. (2018a) ont montré que le deuxième événement de déformation (Dp2) s'est produit entre 986 et 961 Ma. Cet événement de déformation a été caractérisé par l'orientation de hornblende rétrograde. Or, les titanites dans le Terrane de Gagnon sont datées entre 961 et 956 Ma (Jordan et al., 2006). Ces titanites ont donc également cru lors du chemin rétrograde et non pas lors du pic métamorphique. Ces informations suggèrent que, bien que la titanite puisse subsister à des températures élevées (Spencer et al., 2013; Mottram et al., 2019), elle peut aussi croître sur le chemin rétrograde. Une attention particulière doit donc être apportée aux structures, relations et paragenèses lors de l'utilisation d'âges sur titanite afin de rapporter des âges justes.

Sans informations sur l'âge de la déformation dans la MIZ, deux scénarios pouvaient être envisagés. Dans un premier cas de figure, considérons que la déformation est d'âge Ottawan dans la MIZ et d'âge Rigolet dans la Ceinture paraautochtone. De tels âges impliqueraient que la déformation a eu lieu au pic métamorphique dans la MIZ puis, 40 millions d'années plus tard, au pic métamorphique dans le Terrane de Gagnon. La MIZ étant métamorphisée à haut grade, cela implique que le dernier incrément de déformation y a eu lieu à grande profondeur (~40 km). Ce scénario serait incompatible avec le modèle d'extrusion ductile pour deux raisons : tout d'abord, bien que dans un cas d'extrusion ductile la déformation s'amorce à

grande profondeur, elle se poursuit tout au long de l'exhumation, les derniers incréments de déformation ne devraient donc pas avoir lieu simultanément au pic métamorphique. Ensuite, la déformation serait non synchrone de part et d'autre de l'ABT ; or l'injection d'une nappe ductile implique une compression dans les roches en place.

Le deuxième cas de figure, celui qui est vérifié dans le chapitre 2, est une déformation d'âge Rigolet dans la MIZ et dans le Terrane de Gagnon. Dans cette situation, l'extrusion ductile est une hypothèse plausible. La déformation est synchrone dans les deux Ceintures et celle-ci n'a pas lieu à grande profondeur simultanément au pic métamorphique de la MIZ.

À noter qu'à elle seule, la datation de la déformation ne permet pas de départager l'extrusion ductile et le plissement tardif, tous deux étant caractérisés par une déformation synchrone dans les deux ceintures, après le pic métamorphique de la MIZ. Cependant, dans le cas d'un plissement tardif deux événements de déformation devraient exister dans la MIZ. Le premier lors du chevauchement de la MIZ sur la Ceinture parautochtone avec la formation de l'ABT, et le second lors de leur plissement. Même en supposant que le plissement aurait effacé tout signe d'une déformation précédente, la seconde déformation dans la MIZ ne devrait pas être accompagnée par un métamorphisme rétrograde et une exhumation de la MIZ (c.f. âges de refroidissement titanite synchrones). En effet, le chevauchement lié à l'ABT aurait été synchrone au premier événement de déformation, donc antérieur au plissement. Enfin, le type et le degré de déformation auraient dû être les mêmes de part et d'autre de l'ABT, car les roches des deux ceintures seraient superposées depuis plusieurs millions d'années au moment de leur plissement.

Ces explications sont la raison pour laquelle les âges Rigolet obtenus au chapitre 2 confortent l'hypothèse de l'extrusion ductile de la MIZ. Un âge manquant qui permettrait de consolider le modèle serait la datation directe du métamorphisme rétrograde au sein de la MIZ. Celui-ci devrait être semblable aux âges U-Pb sur titanite et à la déformation de la MIZ.

3.3.2 MSWD et Probability of Fit (PF)

Les calculs d'âge en géochronologie devraient toujours être accompagnés de paramètres statistiques permettant d'évaluer la dispersion des données autour de la valeur produite. Le MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) est un des paramètres les plus courants. Un MSWD de 1 est la valeur idéale, elle signifie que la dispersion réelle est équivalente à la dispersion prévue. Un MSWD supérieur ou inférieur à 1 signifie que les erreurs ont été respectivement sous-estimées et surestimées (Ludwig, 2003).

Le paramètre PF (Probability of fit) est un moyen de tester la fiabilité du MSWD. Il mesure la probabilité que les erreurs sur les mesures d'âge soient supérieures à la dispersion observée. La mesure est d'autant plus fiable que ce paramètre s'approche de 1, mais l'on considère qu'il est acceptable s'il est supérieur à 0,05 (Ludwig, 2003).

Concrètement, un MSWD 'très' supérieur à 1 accompagné d'un PF de zéro peut être le résultat d'une analyse de deux ensembles de données qui devraient dans les faits être analysés séparément. C'est ce qui a été réalisé pour plusieurs analyses au chapitre 2 à l'aide d'un outil Excel développé par K.R. Ludwig (Isoplot, Ludwig, 2008).

3.4 Programme de rotation Matlab

3.4.1 Programme et description

Dans le cadre de cette étude, il a été important de pouvoir considérer l'influence d'un événement géologique (ici, un pli) en surimposition sur des structures déjà existantes. Afin de retrouver l'orientation primaire des structures il faut virtuellement les déplier. À chaque affleurement (ou à chaque combinaison de foliation et linéation) peut être associés un axe de pli et un angle de rotation. Par exemple, si les pôles des foliations sont répartis sur un plan d'axe 114/25 (Fig. 3.2), ramener le pôle de foliation 220/30 vers 330/60 regroupe les linéations associées à ces foliations (123/10 vers 137/30).

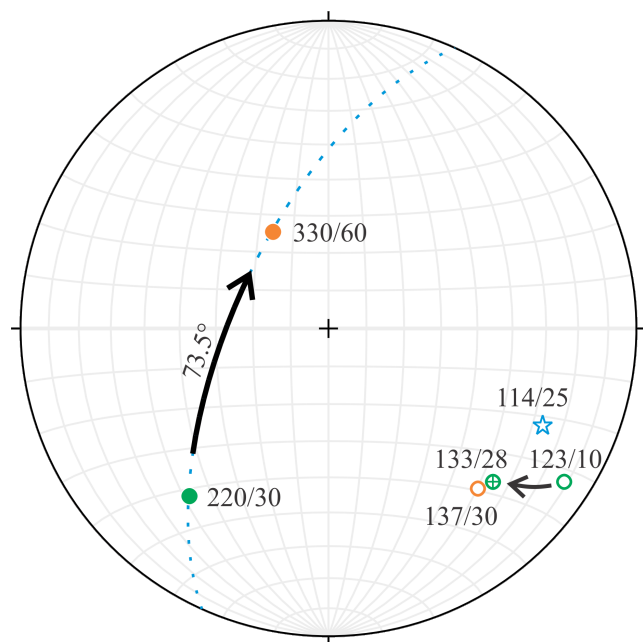


Figure 3.2 Exemple d'un cas où faire une rotation des foliations concentre les linéations.

Afin d'automatiser ce processus, il faut d'abord calculer l'axe de pli associé à chaque foliation. Deux cas sont possibles, soit on fixe un axe de pli comme étant l'axe du plan moyen passant par les foliations, soit un axe de pli est calculé pour chaque foliation. Dans le premier cas, les foliations ne pourront pas se regrouper parfaitement en un point à moins que tous les points soient précisément localisés sur le plan choisi. Dans le second cas, les pôles des foliations vont tous précisément se regrouper sur la valeur cible (ici à 330/60). Cette valeur de 060/30 pour la foliation (pôle 330/60) a été choisie car elle correspond à l'orientation typique d'un chevauchement lors d'une compression NO-SE, comme c'est le cas pour le Grenville.

Si après l'exercice de rotation les linéations se sont regroupées, c'est-à-dire si à une foliation (060/30) on peut associer une linéation (ou du moins un groupe de linéations concentrées), alors on peut penser que faire cette rotation a un sens géologique et que les structures ont réellement subi un plissement.

Comme l'exercice est réalisé avec de nombreuses données, un programme Matlab a été développé pour effectuer les rotations en un temps raisonnable.

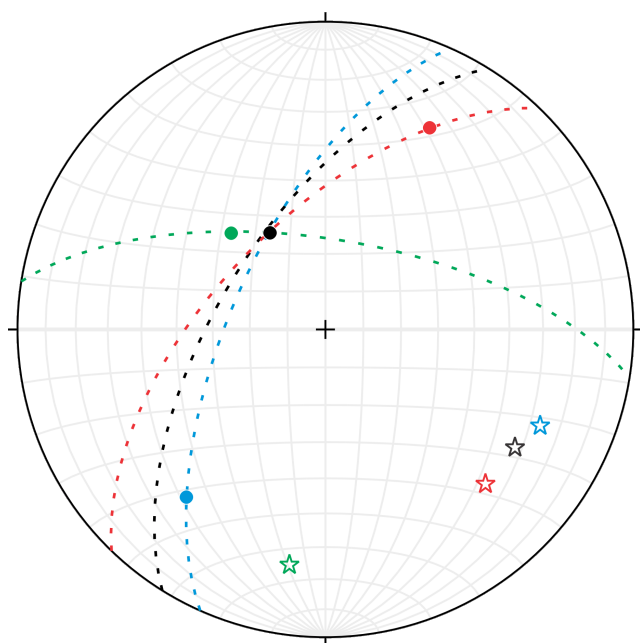


Figure 3.3 Pôles de foliation (cercles) associés à un axe de pli (étoile) qui seront utilisés comme exemple pour l'explication des programmes Matlab.

Le code Matlab pour le calcul de l'axe de pli est fourni à la section 3.4.1.1. Le programme est fait pour être utilisé à partir d'un fichier Excel qui doit se nommer *DonneesAxe.xlsx*. Ce fichier doit comporter quatre colonnes avec entêtes : dans les deux premières colonnes sont retranscrits les azimuts et plongées des pôles des foliations et dans les colonnes 3 et 4 sont

retranscrits les azimuts et plongées des pôles à atteindre. A titre d'exemple, les points de la figure 3.3 sont reportés dans le tableau 3.2. Après avoir lancé le programme, les résultats sont enregistrés dans un fichier texte nommé *ResultatsAxe.txt* sous la forme de deux colonnes avec entêtes où la première contient l'azimut de l'axe et la seconde sa plongée. Une fois l'axe calculé, il est possible de passer au second programme, celui qui calcule la rotation.

Tableau 3.2 Données à fournir au programme de calcul d'axe de pli dans l'exemple de la figure 3.3.

Fol_az	Fol_pl	Voulu_az	Voulu_pl
27	27	330	60
317	54	330	60
220	30	330	60

Le programme de rotation principal utilise le même type de procédure que celui de l'axe de pli (il est disponible à la section 3.4.1.2), l'entrée des données se fait par l'intermédiaire d'une page Excel nommée *Donnees.xlsx* qui, cette fois, contient huit colonnes. Y sont retranscrits : les pôles des foliations dans les deux premières colonnes ; les pôles voulus dans les deux suivantes, les axes de plis dans les colonnes 5 et 6 et les linéations dans les deux dernières colonnes. Toujours avec l'exemple de la figure 3.3, l'entrée des données se fait comme au tableau 3.3.

Tableau 3.3 Données à fournir au programme de rotation dans l'exemple de la figure 3.3.

Fol_az	Fol_pl	Voulu_az	Voulu_pl	Axe_az	Axe_pl	Lin_az	Lin_pl
27	27	330	60	133.37	28.95	77	77
317	54	330	60	188.62	24.28	150	30
220	30	330	60	114.3	25.12	123	10

Une convention propre à Matlab considère, en coordonnées sphériques, qu'un angle (ex. la direction en géologie) est positif dans le sens anti-horaire et qu'un angle (ex. le pendage en géologie) est positif vers l'hémisphère haut (c'est-à-dire qu'une linéation de direction 010 et de pendage 20 sera transformée en direction $360 - 10 = 350$ et pendage -20). Une première étape des deux programmes consiste en l'adaptation des données à cette convention. Ensuite, le programme effectue une transformation des données en coordonnées cartésiennes à l'aide de la fonction intégrée `sph2cart`. Cette fonction appelle trois paramètres : `theta`, `phi` et `radius`. Dans le cas de cette étude, `theta` correspond à l'azimut, `phi` à la plongée et `radius` est égal à 1 (car l'on considère toujours les données structurales comme des projections sur une demi-sphère de rayon 1, le stéréonet).

Vient ensuite la rotation en tant que telle, qui est réalisée sur les données transformées en cartésien. Deux possibilités sont à envisager (Fig. 3.4) :

1) soit le pôle de la foliation est situé « après » le pôle voulu (ex : point rouge sur la figure 3.3) ; la rotation doit alors être réalisée en sens anti-horaire (angle τ positif pour la convention Matlab).

2) soit le pôle de la foliation est situé « avant » le pôle voulu (ex : points vert et bleu sur la figure 3.3) ; la rotation doit être réalisée en sens horaire (angle τ négatif pour Matlab).

La figure 3.4 explique en détail les lignes 55 à 65 du code ainsi que le cas particulier pour lequel l'azimut du pôle de foliation et du pôle voulu est le même.

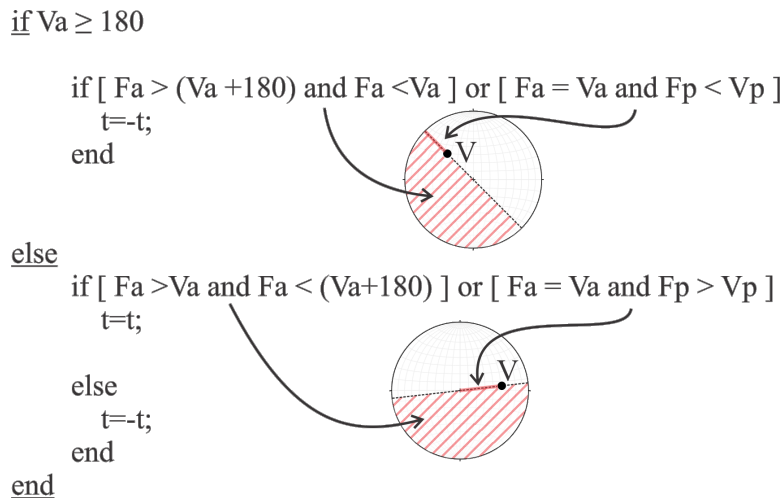


Figure 3.4 Calcul du signe de l'angle de rotation (τ) en fonction de l'orientation du pôle de la foliation (azimut F_a , pendage F_p) par rapport au pôle voulu (azimut V_a , pendage V_p).

L'angle de rotation τ est calculé comme étant l'angle entre les deux vecteurs définis par l'origine et le point pôle foliation et l'origine et le point pôle voulu. D'après le théorème d'*Al-Kashi* l'angle entre ces deux vecteurs est τ tel que :

$$\begin{aligned} \|\vec{P_f}\| \cdot \|\vec{P_v}\| \cos(t) &= \frac{1}{2} (\|\vec{P_f}\|^2 + \|\vec{P_v}\|^2 - \|\vec{P_f} - \vec{P_v}\|^2) = \vec{P_f} \cdot \vec{P_v} \\ &= P_{f_1} \cdot P_{v_1} + P_{f_2} \cdot P_{v_2} + P_{f_3} \cdot P_{v_3} \end{aligned}$$

Dans notre cas, $\vec{P_f}$ et $\vec{P_v}$ sont tous deux des vecteurs unitaires, alors :

$$\cos(t) = P_{f_1} \cdot P_{v_1} + P_{f_2} \cdot P_{v_2} + P_{f_3} \cdot P_{v_3}$$

Dans le programme, \mathbf{r} représente la matrice de transformation. Il s'agit d'une matrice qui, par sa multiplication au vecteur, va donner les coordonnées du vecteur après la rotation. Il s'agit d'une matrice de transformation pour une rotation autour de la ligne *Axe*. Les procédures pour le calcul des valeurs de cette matrice sont disponibles sur le site internet de Glenn Murray¹.

Les résultats sont enregistrés dans un fichier texte nommé *Resultats.txt* contenant neuf colonnes avec entêtes. Les deux premières contiennent les azimuts et plongées des pôles des foliations (ils doivent maintenant être égaux aux colonnes « voulu » du fichier de données). Les deux colonnes suivantes contiennent le pôle voulu qui a lui-même subit la rotation. Ces données n'ont pas de signification géologique et n'ont pas été utilisées dans cette étude. Les deux colonnes suivantes contiennent l'axe de pli, il est inchangé. Les colonnes 7 et 8 contiennent la linéation après rotation et la dernière colonne contient la valeur de l'angle de la rotation qui a été réalisée (dans la convention Matlab, un angle anti-horaire est un angle positif). Un exemple de fichier de sortie est présenté dans le tableau 3.4, il s'agit de la sortie après utilisation des valeurs d'entrée présentées à la figure 3.3 et au tableau 3.3.

Tableau 3.4 Données de sortie après rotation de l'exemple de la figure 3.3.

FPoleAz	FPolePd	VouluAz	VouluPd	AxeAz	AxePd	LinAz	LinPd	angle
330.00	60.00	251.39	40.34	133.37	28.95	201.84	58.04	50.52
330.00	60.00	347.70	64.22	188.62	24.28	150.38	24.75	-9.25
330.00	60.00	204.47	0.37	114.30	25.12	133.32	27.95	-73.45

1. <https://sites.google.com/site/glennmurray/Home/rotation-matrices-and-formulas/rotation-about-an-arbitrary-axis-in-3-dimensions>

3.4.1.1 Calcul de l'axe de pli

```

1 filename = 'DonneesAxe.xlsx';
2 Donnees = xlsread(filename, 'A:D');
3 fileID = fopen('ResultatsAxe.txt','wt');
4 fprintf(fileID, '%8s %8s\n', 'AxeAz', 'AxePd');
5 for ligne=1:size(Donnees,1)
6     matrice = [Donnees(ligne,1:2)
7               Donnees(ligne,3:4)];
8     m_init=matrice;
9     degtorad=pi/180;
10    for i=1:size(matrice,1)
11        %modifier azimuth
12        matrice(i,1)=360-matrice(i,1);
13        %modifier pendage
14        matrice(i,2)=-matrice(i,2);
15    end
16    % TRANSFORMATION EN CARTESIEN
17    for i=1:size(matrice,1)
18        theta(i)=degtorad*(matrice(i,1));
19        phi(i)=degtorad*(matrice(i,2));
20        r(i)=1;
21        [temp1,temp2,temp3] = sph2cart(theta(i),phi(i),r(i));
22        nm(i,1)=temp1;
23        nm(i,2)=temp2;
24        nm(i,3)=temp3;
25    end
26    % Calcul de l'axe de pli
27    CA(1,1)= nm(1,2)*nm(2,3)-(nm(1,3)*nm(2,2));
28    CA(1,2)= nm(1,3)*nm(2,1)-(nm(1,1)*nm(2,3));
29    CA(1,3)= nm(1,1)*nm(2,2)-(nm(1,2)*nm(2,1));
30    % TRANSFORMATION EN POLAIRE
31    [Axe(1),Axe(2),Axe(3)]=cart2sph(CA(1,1), CA(1,2), CA(1,3));
32    AxeP(1)=360-(Axe(1)/degtorad);
33    AxeP(2)=Axe(2)/degtorad;

```

```

34     if AxeP(2)>0
35         AxeP(1)=180+AxeP(1);
36     else
37         AxeP(2)=-AxeP(2);
38     end
39     AxeP(1)=mod(AxeP(1),360);
40 % Cas particulier ou les deux points ont le meme azimuth
41     if m_init(1,1)==m_init(2,1)
42         AxeP(1)= mod(m_init(1,1)-90+360, 360);
43         AxeP(2)=0;
44     end
45 % EXPORTATION DES DONNEES
46     MatriceFinale(ligne,1)=AxeP(1);
47     MatriceFinale(ligne,2)=AxeP(2);
48     fprintf(fileID, '%8.2f %8.2f\n',MatriceFinale(ligne,:));
49 end
50 fclose(fileID);

```

3.4.1.2 Calcul des rotations

```

1
2 % Rotation de structures lineaires
3 % Tourner le pole de foliations vers un pole voulu et voir l'
   impact sur la lineation
4 % Le fichier Excel doit contenir les colonnes suivantes :
5 % Azimut pole foliation / Pendage poles foliation / Azimut pole
   voulu /
6 % pendage pole voulu / Azimut axe de pli / pendage axe de pli /
   Azimut
7 % lineation / pendage lineation
8
9 %% IMPORTATION DES DONNEES
10
11 filename = 'Donnees.xlsx';
12 Donnees = xlsread(filename, 'A:H');

```

```

13 fileID = fopen('Resultats.txt','wt');
14 fprintf(fileID,'%8s %8s %8s %8s %8s %8s %8s %8s %8s\n',...
15     'FPoleAz','FPolePd', 'VouluAz','VouluPd',...
16     'AxeAz','AxePd','LinAz','LinPd','angle');
17
18 %% ADAPTATION DES DONNEES POUR CONVENTION MATLAB ET CALCULS
19 % Pour toutes les lignes du fichier (chaque ensemble de donnee)
20
21 for ligne=1:size(Donnees,1)
22     matrice = [Donnees(ligne,1:2)
23         Donnees(ligne,3:4)
24         Donnees(ligne,5:6)
25         Donnees(ligne,7:8)];
26     m_init=matrice;
27     degtorad=pi/180;
28
29     for i=1:size(matrice,1)
30
31         %modifier azimuth
32         matrice(i,1)=360-matrice(i,1);
33         %modifier pendage
34         matrice(i,2)=-matrice(i,2);
35     end
36 %% TRANSFORMATION EN CARTESIEN
37     for i=1:size(matrice,1)
38
39         theta(i)=degtorad*(matrice(i,1));
40         phi(i)=degtorad*(matrice(i,2));
41         radius(i)=1;
42
43         [temp1,temp2,temp3] = sph2cart(theta(i),phi(i),radius(i)
44             ));
45
46         nm(i,1)=temp1;
47         nm(i,2)=temp2;
48         nm(i,3)=temp3;

```

```

48     end
49
50 %% ROTATION
51
52     xc = nm;
53     t=acosd(xc(1,:)*xc(2,:)');
54
55     if m_init(2,1)>= 180
56         if or(and(m_init(1,1)>mod(m_init(2,1)+180,360), m_init
57             (1,1)<m_init(2,1)), and(m_init(1,1)==m_init(2,1),
58                 m_init(1,2)<m_init(2,2)))
59             t=-t;
60         end
61     else
62         if or(and(m_init(1,1)>m_init(2,1), m_init(1,1)<(m_init
63             (2,1)+180)), and(m_init(1,1)==m_init(2,1), m_init
64             (1,2)>m_init(2,2)))
65             t=t;
66         else
67             t=-t;
68         end
69     end
70
71     r(1,1)=cosd(t)+xc(3,1)^2*(1-cosd(t));
72     r(1,2)=xc(3,1)*xc(3,2)*(1-cosd(t))-xc(3,3)*sind(t);
73     r(1,3)=xc(3,1)*xc(3,3)*(1-cosd(t))+xc(3,2)*sind(t);
74     r(2,1)=xc(3,1)*xc(3,2)*(1-cosd(t))+xc(3,3)*sind(t);
75     r(2,2)=cosd(t)+xc(3,2)^2*(1-cosd(t));
76     r(2,3)=xc(3,2)*xc(3,3)*(1-cosd(t))-xc(3,1)*sind(t);
77     r(3,1)=xc(3,1)*xc(3,3)*(1-cosd(t))-xc(3,2)*sind(t);
78     r(3,2)=xc(3,2)*xc(3,3)*(1-cosd(t))+xc(3,1)*sind(t);
79     r(3,3)=cosd(t)+xc(3,3)^2*(1-cosd(t));
80     xcr=xc*r;
81
82 %% TRANSFORMATION EN POLAIRE
83
84     for i=1:size(xcr,1)

```

```

80
81     x(i)=(xcr(i,1));
82     y(i)=(xcr(i,2));
83     z(i)=(xcr(i,3));
84     [temp1,temp2,temp3] = cart2sph(x(i),y(i),z(i));
85
86     mfinale(i,1)=360-(temp1/degtorad);
87     mfinale(i,2)=temp2/degtorad;
88     if abs(mfinale(i,2))<1e-6
89         mfinale(i,2)=0;
90     end
91     if mfinale(i,2)>=0
92         mfinale(i,1)=180+mfinale(i,1);
93     else
94         mfinale(i,2)=-mfinale(i,2);
95     end
96     mfinale(i,1)=mod(mfinale(i,1),360);
97 end
98
99 %% EXPORTATION DES DONNEES
100 MatriceFinale(ligne,1)=mfinale(1,1);
101 MatriceFinale(ligne,2)=mfinale(1,2);
102 MatriceFinale(ligne,3)=mfinale(2,1);
103 MatriceFinale(ligne,4)=mfinale(2,2);
104 MatriceFinale(ligne,5)=mfinale(3,1);
105 MatriceFinale(ligne,6)=mfinale(3,2);
106 MatriceFinale(ligne,7)=mfinale(4,1);
107 MatriceFinale(ligne,8)=mfinale(4,2);
108 MatriceFinale(ligne,9)=t;
109
110 fprintf(fileID,'%8.2f %8.2f %8.2f %8.2f %8.2f %8.2f %8.2f
111           %8.2f %8.2f\n',...
112           MatriceFinale(ligne,:));
113 end % FIN DU FOR POUR LE FICHER
114 fclose(fileID);

```

3.4.2 Exemples de paramètres κ

Au chapitre 2, les rotations sont accompagnées de paramètres de mesure de concentration des structures linéaires. κ Fisher est un paramètre qui permet d'apprécier la concentration de directions dans une sphère alors que κ von Mises reflète cette concentration dans un cercle en deux dimensions. Dans le cas de structures géologiques, les directions ne sont pas représentées dans une sphère ou un cercle, mais bien dans une demi-sphère et un demi-cercle. Deux choix sont possibles :

- 1) adapter le paramètre κ à un cas de demi-sphère ou demi-cercle ;
- 2) adapter les données pour les grouper en utilisant les propriétés des directions dans un stéréonet, à savoir qu'une direction xxx/yy est structurellement équivalente à la direction $(180+xxx)/-yy$. En regroupant les directions pour qu'elles soient apparentes dans un demi-stéréonet, on surmonte le problème. C'est ce qui est illustré sur la figure 3.5 : les deux premiers stéréonet, on surmonte le problème. C'est ce qui est illustré sur la figure 3.5 : les deux premiers stéréonet représentent la même réalité géologique, simplement la projection du point vert est dans l'hémisphère bas dans le premier cas et dans l'hémisphère haut dans le deuxième. On constate que le κ est par contre différent, car les calculs sont réalisés pour une sphère complète ce qui ne devrait pas être le cas en géologie structurale. À titre de comparaison le dernier stéréonet sur la droite représente une autre configuration qui n'est pas structurellement équivalente aux deux premières (sur les deux premiers stéréonet la linéation verte plonge vers le NO alors que dans le troisième elle plonge vers le SE) et le κ est bien différent du deuxième cas. Dans l'analyse structurale du chapitre 2 la projection de certaines structures dans l'hémisphère haut permet donc de représenter la concentration réelle des données.

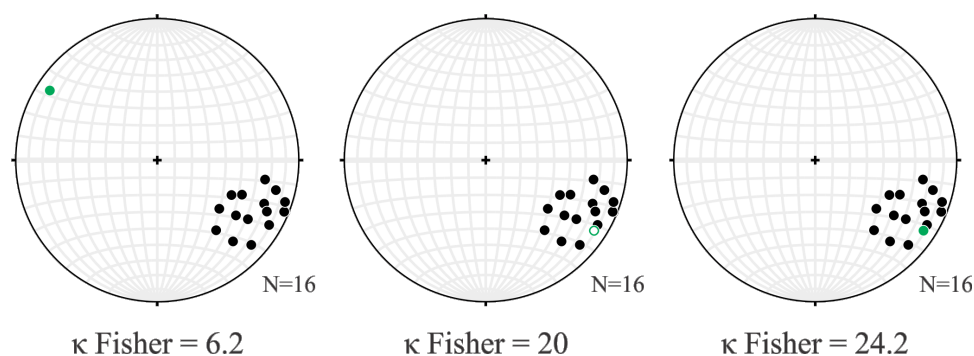


Figure 3.5 À gauche et au centre : exemples d'une concentration de linéations donnant un paramètre κ Fisher différent malgré le fait que les deux situations sont géologiquement équivalentes (à gauche, le point vert est projeté dans l'hémisphère bas, au centre il est projeté dans l'hémisphère haut. À droite, la linéation verte n'est pas équivalente aux deux premières, elle plonge vers le SE et le paramètre κ Fisher est bien différent du cas central.

Afin de mettre les valeurs des paramètres κ Fisher et κ von Mises en perspective, des exemples sont présentés à la figure 3.6. Pour le paramètre κ von Mises, les directions sont placées avec plus ou moins de concentration sur le plan 060/30 et pour le paramètre κ Fisher les points sont générés aléatoirement dans un espace de plus en plus réduit : de gauche à droite, les plongements sont supérieurs à 10° , 30° , 50° et 70° , ce qui reflète une concentration de plus en plus grande.

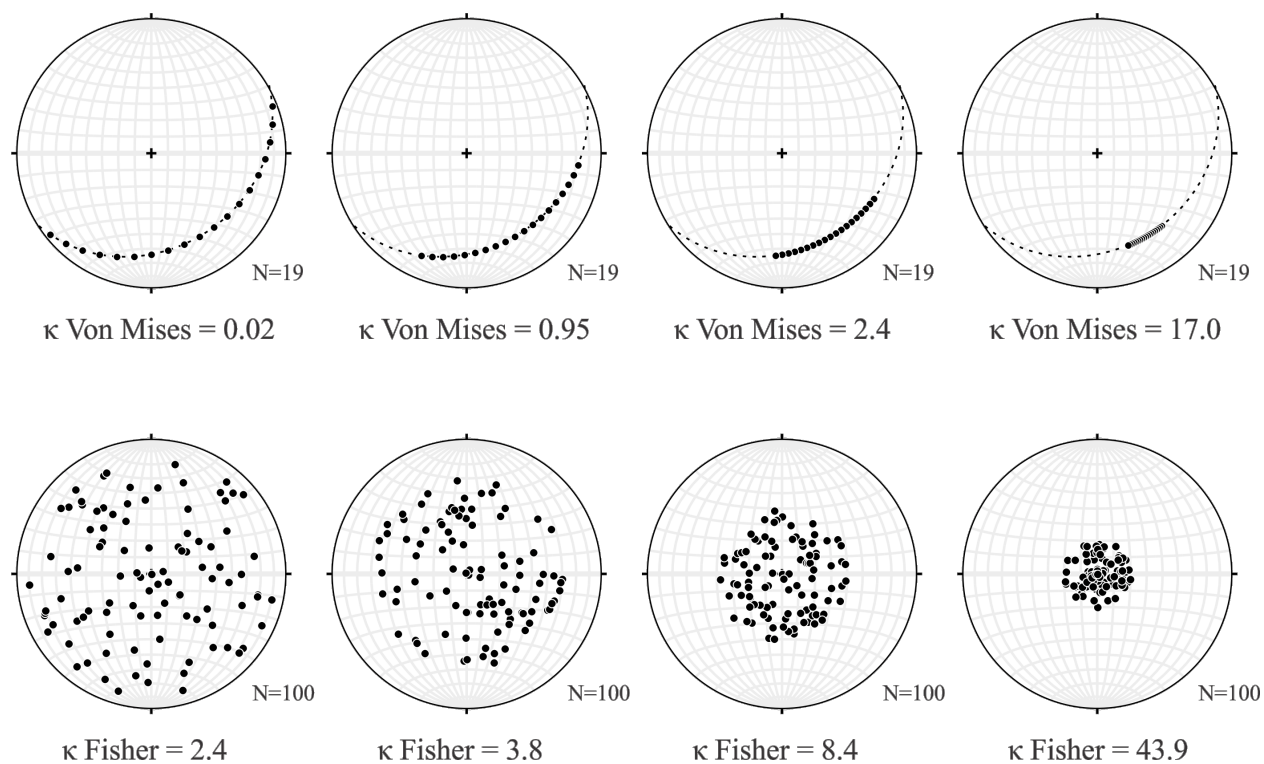


Figure 3.6 Exemples de paramètres κ Fisher et κ von Mises avec différentes concentrations de structures linéaires.

CHAPITRE 4 QUESTIONS EN SUSPENS ET RECOMMANDATIONS

Après l'étude détaillée de ce terrain particulier de la Province de Grenville centrale, deux questionnements majeurs restent en suspens. Ils permettent de soulever d'autres enjeux concernant la Zone Imbriquée de Manicouagan.

4.1 Pourquoi n'y a-t-il pas de constriction observée à l'échelle microscopique ?

Une analyse de la déformation en trois dimensions a été réalisée sur un échantillon déformé lors de l'extrusion de la MIZ, le granite bréchifiant de l'affleurement 1003. Pour ce faire, des lames minces ont été réalisées parallèlement et perpendiculairement à la linéation (perpendiculairement à la foliation dans les deux cas). Il a donc été possible de mesurer l'allongement des grains de quartz suivant les directions X, Y et Z, et donc obtenir un point sur le diagramme de Flinn (figure 4.1 à partir des mesures sur 66 grains de quartz). En moyenne, cet échantillon tombe dans le champ d'aplanissement ($0 < k < 1$) et ne correspond donc ni à ce qui est observé sur le terrain, c'est-à-dire une linéation et une foliation très marquées qui s'apparente à une tectonite en L=S qui devrait donc se situer proche de $k = 1$ sur le diagramme de Flinn, ni à ce qui est suggéré pour la mise en place de la MIZ, à savoir, un contexte de constriction qui correspond à $1 < k < \infty$. Cette analyse assume qu'à l'origine les grains de quartz étaient sphériques et, comme elle n'est basée que sur un échantillon il serait prématuré d'en conclure quoi que ce soit, mais ce non-respect du fractal dans la MIZ serait à investiguer. Plusieurs échantillons orientés seraient disponibles pour réaliser une étude plus approfondie. À noter qu'une variation du type de tectonite n'est, par ailleurs, pas incompatible avec une déformation en constriction dans la MIZ. Yang et al. (2019) ont montré que, dans un régime en constriction, les L-tectonites n'apparaissent pas sur tout le volume déformé mais apparaissent au sein de SL- et S-tectonites.

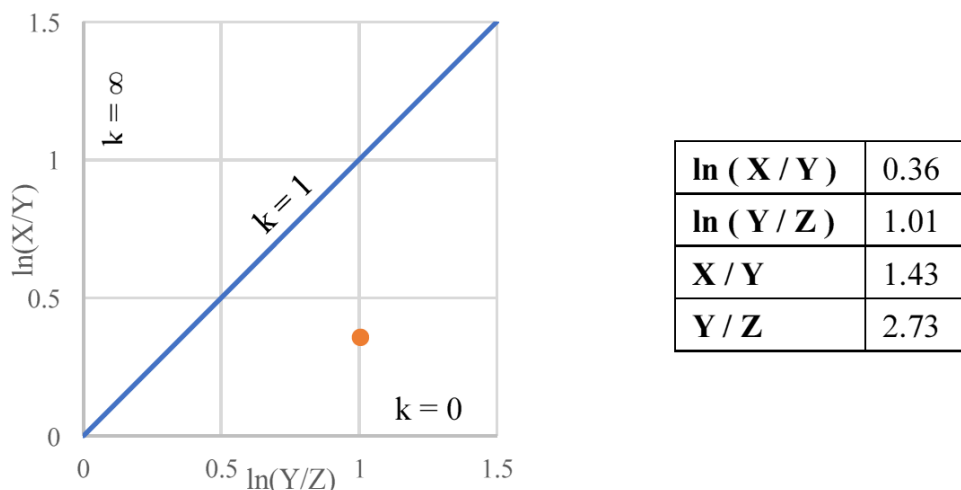


Figure 4.1 Diagramme de Flinn pour l’affleurement 1003B.

4.2 Pourquoi y a-t-il deux sens de cisaillement dans la MIZ ?

Lors de la cartographie de l’est de la MIZ, des indicateurs de mouvements inverses et normaux ont été répertoriés (figure 4.2). Certains affleurements pouvant même présenter les deux sans que l’un ne paraisse surimposer l’autre.

Il serait important de déterminer la raison pour laquelle ces deux mouvements sont présents. En premier lieu, une analyse géochronologique pourrait élucider une partie du problème. Pour ce faire, plusieurs échantillons sont disponibles pour lesquels des zircons et monazites ont été trouvés au sein d’indicateurs de mouvement. Les examiner au Microscope Electronique à Balayage (MEB) pourrait permettre de révéler des différences structurales entre les minéraux associés à un mouvement différent. Les extraire avec précision permettrait de faire des mesures ciblées et déterminer si les deux sens de mouvement sont synchrones ou si par exemple le mouvement normal correspond à une réactivation des structures inverses.

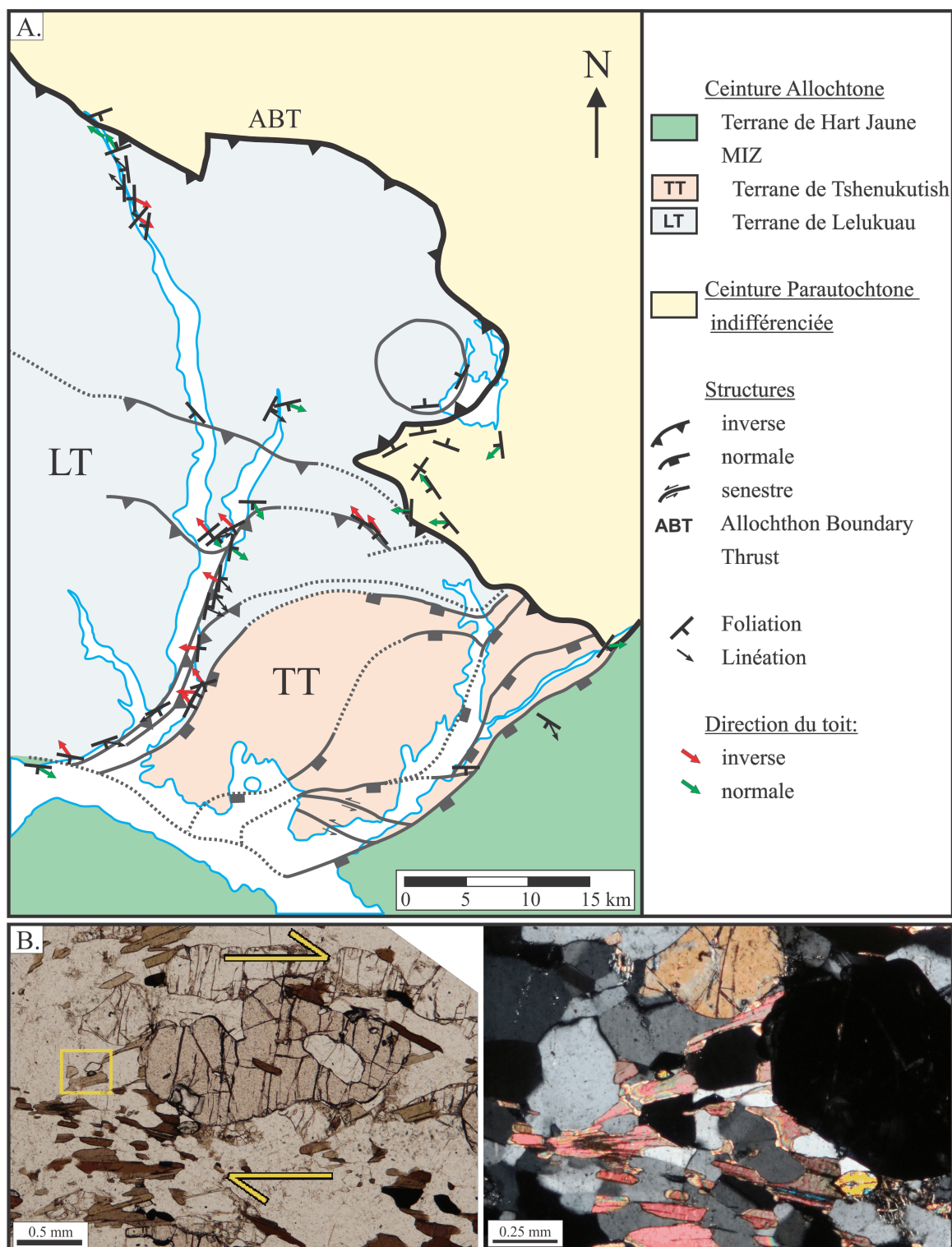


Figure 4.2 A. Carte géologique simplifiée de l'est de la MIZ avec identification des sens de mouvement du toit observés (modifié de Kavanagh-Lepage et al., 2018); B. zircon dans la queue d'un indicateur de mouvement inverse.

CHAPITRE 5 CONCLUSION

Les objectifs de ce mémoire étaient de redéfinir le tracé de l'ABT (Allochthon Boundary Thrust) au nord-est de la MIZ (Manicouagan Imbricate Zone), de déterminer l'évolution tectonique responsable de sa forme dans la région et de développer des outils permettant d'aider l'interprétation structurale.

L'analyse structurale de la zone imbriquée de Manicouagan indique que sa géométrie transverse n'est pas due à un plissement tardif comme cela avait été proposé ailleurs dans la Province (plissement en transtension développé dans un complexe à cœur métamorphique : Schwerdtner et al., 2014 ; 2016 ; Rivers et Schwerdtner, 2015). Plusieurs éléments sont en effet incompatibles avec ce modèle de déformation : (1) l'intensité et le type de déformation sont différents de part et d'autre de l'ABT. La déformation tardive dans la Ceinture parautochtone est faible, suprasolidus, et conduit à la formation de nombreux plis. Inversement, la MIZ est caractérisée par une grande déformation subsolidus marquée par des mylonites et une absence de plis. (2) Ni la MIZ ni l'ABT ne renferment de plis secondaires ou parasite, chose peu probable en regard de la dimension du pli suggéré. (3) L'ABT enregistre un mouvement senestre sur son flanc occidental et un mouvement dextre à l'est. Ces sens de mouvement sont l'inverse de ce qui est attendu dans le cas d'un pli.

Considérant la forme de l'ABT et l'orientation des linéations, un type de pli compatible serait un pli-faille (flexural-slip fold) avec un axe de pli plongeant vers le SE. Un outil de rotation des structures planaires et linéaires a permis de tester et d'invalider cette option. De plus, la méthode de Talbot (Talbot, 1970 ; Talbot et Sokoutis, 1995) utilisée avec les données des structures planaires et linéaires, révèle qu'une déformation en constriction opérait dans la MIZ. Ce type de déformation est incompatible avec un pli qui devrait présenter une déformation en aplatissement.

La réfutation de l'hypothèse d'un plissement tardif pour expliquer l'orientation transverse de l'ABT promeut l'hypothèse de la nappe ductile. Cette hypothèse, introduite pour la MIZ par Indares et al. (2000), Hynes (2002) et Jannin (2017), est confortée par toutes les observations précédentes. L'exhumation de la nappe ductile a été favorisée par l'interaction de rampes localisées dans le socle car, étant d'une grande viscosité, elles ont joué le rôle de pistons rigides, et par une importante différence de densité entre la Ceinture parautochtone (métasédiments du Groupe de Gagnon et roches felsiques de Groupe d'Ulamen) et les roches plus denses de la Ceinture allochtone (roches mafiques à felsiques).

L'étude géochronologique réalisée dans cette étude a permis de dater le dernier incrément de

la déformation dans la MIZ à entre 995 ± 6 Ma et 991 ± 8 Ma, âge qui se superpose à celui de la déformation dans la Ceinture parautochtone à 984 ± 5 Ma. L'évolution tectonique de la région, telle que suggérée par cette étude de maîtrise est la suivante : tout d'abord la Ceinture allochtone chevauche la Ceinture parautochtone (entre 1080 et 1030 Ma). A 990 Ma, la MIZ est exhumée au sein du Terrane de Gagnon. Elle induit une compression dans les roches existantes et donc à une fabrique transverse dans la Ceinture parautochtone : la déformation est synchrone dans les deux ceintures et synchrone au métamorphisme rétrograde dans la MIZ et prograde dans le Terrane de Gagnon.

Afin de décrire plus formellement l'influence de l'extrusion sur la Ceinture parautochtone, de nouvelles données structurales et géochronologiques devraient être récoltées à l'est de la MIZ. Une étude géochronologique du métamorphisme rétrograde au sein de la MIZ serait également un bon ajout à ce mémoire. En effet, la réalisation d'un diagramme Pression-Température-temps pour la MIZ et le Terrane de Gagnon devrait pouvoir renforcer, par une autre méthode, les conclusions de la présente étude. Les chemins des deux terranes devraient se rejoindre à partir de 990 Ma et présenter le même chemin de refroidissement. Une datation sur mica, donnant une information sur le refroidissement sous 300-400°C, serait alors intéressante pour retracer l'histoire tectonique complète.

RÉFÉRENCES

- Alsop, G.I., & Carreras, J. 2007. The structural evolution of sheath folds: A case study from Cap de Creus. *Journal of Structural Geology*, **29**, pp. 1915–1930. doi:10.1016/j.jsg.2007.09.010
- Alsop, G.I., & Holdsworth, R.E. 1999. Vergence and facing patterns in large-scale sheath folds. *Journal of Structural Geology*, **21**, pp. 1335–1349. doi:10.1016/S0191-8141(99)00099-1
- 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**, pp. 738–742.
- Bilodeau, C., & Mathieu, G. 2016. Géologie - Partie Nord-Ouest du réservoir Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. Québec. CG-2016-06. 1 carte,.
- Carr, S.D., Easton, R.M., Jamieson, R.A., & Culshaw, N.G. 2000. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, pp. 193–216. doi:10.1139/e99-074
- 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). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. Québec. MM 2017-01, pp. 191–261.
- Clarke, P.J. 1977. Région de Gagnon - Gagnon area. Rapport géologique. Ministère des Richesses Naturelles. Québec. R.G.178,.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., & Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **53**, pp. 469–500. doi:10.2113/0530469
- Cox, R., & Indares, A. 1999a. High-pressure and high-temperature metamorphism of the mafic and ultramafic Lac Espadon Suite, Manicouagan Imbricate Zone, Eastern Grenville Province, Québec. *The Canadian Mineralogist*, **37**, pp. 335–357.
- Cox, R., & Indares, A. 1999b. Transformation of Fe-Ti gabbro to coronite, eclogite and amphibolite in the Baie du Nord Segment, Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, pp. 537–556.
- Cox, R., Indares, A., & Dunning, G. 1998. Petrology and U–Pb geochronology of mafic, high-pressure, metamorphic coronites from the Tshenukutish domain, eastern Grenville Province. *Precambrian Research*, **90**, pp. 59–83.
- Cox, R., Indares, A., & Dunning, G. 2002. Temperature-time paths in the high-P Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province: evidence for two metamorphic events. *Precambrian Research*, **117**, pp. 225–250.
- Culshaw, N.G., Ketchum, J.W.F., Wodicka, N., & Wallace, P. 1994. Deep crustal ductile extension following thrusting in the southwestern Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**, pp. 160–175. doi:10.1139/e94-013
- Daigneault, R. 1991. Déformation et cisaillement, concepts et applications. Gouvernement du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale en collaboration avec l'Université du Québec à Chicoutimi.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., & Kluth, C.F. 2011. Structural geology of rocks and regions. John Wiley & Sons.

- Dickin, A.P. 2000. Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, pp. 165–181.
- Dickin, A.P., & Guo, A. 2001. The location of the Allochthon Boundary Thrust and the Archean–Proterozoic suture in the Mattawa area of the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Precambrian Research*, **107**, pp. 31–43.
- Dickin, A.P., Herrell, M., Moore, E., Cooper, D., & Pearson, S. 2014. Nd isotope mapping of allochthonous Grenvillian klippen: evidence for widespread “ramp-flat” thrust geometry in the SW Grenville Province. *Precambrian Research*, **246**, pp. 268–280.
- Dufréchu, G., Harris, L.B., & Corriveau, L. 2014. Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogen of SW Quebec, Canada: Insights from gravity and aeromagnetic data. *Precambrian Research*, **241**, pp. 61–84. doi:10.1016/j.precamres.2013.11.014
- Dunning, G., & Indares, A. 2010. New insights on the 1.7-1.0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan - Baie Comeau transect. *Precambrian Research*, **180**, pp. 204–226. doi: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**, pp. 158–168. doi:10.1016/j.lithos.2010.10.013
- Eaton, D.W., Hynes, A., Indares, A., & Rivers, T. 1995. Seismic images of eclogites, crustal-scale extension, and Moho relief in the eastern Grenville province, Quebec. *Geology*, **23**, pp. 855–858.
- Fisher, N.I., Lewis, T., & Embleton, B.J.J. 1987. *Statistical analysis of spherical data*. Cambridge University Press.
- Flinn, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **118**, pp. 385–428. doi:10.1144/gsjgs.118.1.0385
- Flinn, D. 1979. The deformation matrix and the deformation ellipsoid. *Journal of Structural Geology*, **1**, pp. 299–307.
- Fossen, H., & Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society Special Publication London*, **135**, pp. 15–33. doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.02
- Fossen, H., Teyssier, C., & Whitney, D.L. 2013. Transtensional folding. *Journal of Structural Geology*, **56**, pp. 89–102. doi:10.1016/j.jsg.2013.09.004
- 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**, pp. 77–78.
- 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**. doi: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**, pp. 55–75. doi:10.1130/L98.1
- Gervais, F., & Moukhsil, A. 2016. Analyse structurale préliminaire de trois secteurs clés de la région de Clova dans le Haut-Saint-Maurice, Province de Grenville centrale. Ministère de l'Énergie

et des Ressources naturelles. Québec. MB 2016-02,.

- 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**, pp. 578–588. doi:10.1016/j.tecto.2017.06.023
- Godin, L., & Harris, L.B. 2014. Tracking basement cross-strike discontinuities in the Indian crust beneath the Himalayan orogen using gravity data - relationship to upper crustal faults. *Geophysical Journal International*, **198**, pp. 198–215. doi:10.1093/gji/ggu131
- Godin, L., Grujic, D., Law, R., & Searle, M.. 2006. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. Geological Society, London, Special Publications, **268**, pp. 1–23. doi:10.1144/GSL.SP.2006.268.01.01
- Godin, L., Soucy La Roche, R., Waffle, L., & Harris, L.B. 2019. Influence of inherited Indian basement faults on the evolution of the Himalayan Orogen. Geological Society, London, Special Publications, **481**, pp. 251–276. doi:10.1144/sp481.4
- Gool, J.A.M. van 1992. The Grenville Front foreland fold-and-thrust belt in southwestern Labrador: mid-crustal structural and metamorphic configuration of a proterozoic orogenic thrust wedge. Thèse de doctorat. Memorial University of Newfoundland, St John's, Canada (NL).
- Gool, J.A.M. van, Rivers, T., & Calon, T. 2008. Grenville Front zone, Gagnon Terrane, southwestern Labrador: Configuration of a midcrustal foreland fold-thrust belt. *Tectonics*, **27**, pp. 1–35. doi:10.1029/2006TC002095
- Gower, C.F., Kamo, S., & Krogh, T.E. 2008. Indentor tectonism in the eastern Grenville Province. *Precambrian Research*, **167**.
- Grujic, D., & Mancktelow, N.S. 1995. Folds with axes parallel to the extension direction: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, **17**, pp. 279–291.
- Guo, A., & Dickin, A.P. 1996. The southern limit of Archean crust and significance of rocks with Paleoproterozoic model ages: Nd model age mapping in the Grenville Province of western Quebec. *Precambrian Research*, **77**, pp. 231–241.
- Hynes, A. 2002. Encouraging the extrusion of deep-crustal rocks in collisional zones. *Mineralogical Magazine*, **66**, pp. 5–24. doi:10.1180/0026461026610013
- Hynes, A., & Eaton, D. 1999. Lateral ramps as an aid to the unroofing of deep-crustal rocks: Seismic evidence from the Grenville province. *Tectonics*, **18**, pp. 343–360. doi:10.1029/1998TC900032
- Hynes, A., & Rivers, T. 2010. Protracted continental collision - evidence from the Grenville Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **47**, pp. 591–620. doi:10.1139/E10-003
- Hynes, A., & 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 Journal of Earth Sciences*, **37**, pp. 341–358. doi:10.1139/e99-076
- Indares, A. 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. *The Canadian Mineralogist*, **35**, pp. 1161–1171.

- Indares, A. 2003. Metamorphic textures and P-T evolution of high-P granulites from the Lelukuau Terrane, NE Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, pp. 35–48. doi:10.1046/j.1525-1314.2003.00414.x
- Indares, A., & Dunning, G. 2001. Partial melting of high-P-T metapelites from the Tshenukutish Terrane (Grenville Province): Petrography and U-Pb geochronology. *Journal of Petrology*, **42**, pp. 1547–1565. doi:10.1093/petrology/42.8.1547
- Indares, A., & 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 Research*, **130**, pp. 199–228. doi:10.1016/j.precamres.2003.11.005
- Indares, A., & Moukhsil, A. 2013. Geon 12 crustal extension in the central Grenville Province, implications for the orogenic architecture, and potential influence on the emplacement of anorthosites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **50**, pp. 955–966. doi:10.1139/cjes-2012-0161
- Indares, A., 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 **17**, pp. 426–440. doi:10.1029/98TC00373
- Indares, A., Dunning, G., & Cox, R. 2000. Tectono-thermal evolution of deep crust in a Mesoproterozoic continental collision setting: The Manicouagan example. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, pp. 325–340. doi:10.1139/e99-069
- Indares, A., White, R.W., & Powell, R. 2008. Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, pp. 815–836. doi:10.1111/j.1525-1314.2008.00788.x
- Jamieson, R.A., & Beaumont, C. 2011. Coeval thrusting and extension during lower crustal ductile flow - implications for exhumation of high-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **29**, pp. 33–51. doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00908.x
- Jamieson, R.A., & Beaumont, C. 2013. On the origin of orogens. *Bulletin of the Geological Society of America*, **125**, pp. 1671–1702. doi: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**. doi:10.1029/2006TC002036
- 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**, pp. 517–539. doi: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. Thèse de doctorat. Polytechnique Montréal, Montréal, Canada (QC).
- Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A., Augland, L.E., & Crowley, J.L. 2018a. Déformations tardigrenvilliennes 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**, pp. 406–435. doi:10.1139/cjes-2017-0129
- Jannin, S., Gervais, F., Moukhsil, A., & Augland, L.E. 2018b. 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. *Journal of Structural*

- Geology, **115**, pp. 132–151. doi:10.1016/j.jsg.2018.07.019
- Jiang, D. 2014. Structural geology meets micromechanics: A self-consistent model for the multiscale deformation and fabric development in Earth's ductile lithosphere. *Journal of Structural Geology*, **68**, pp. 247–272. doi:10.1016/j.jsg.2014.05.020
- 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 Journal of Earth Sciences*, **38**, pp. 1309–1329. doi:10.1139/E06-038
- Kavanagh-lepage, C., Labat, G., Gervais, F., & Moukhsil, A. 2018. Formation et préservation du rutile dans les éclogites grenvilliennes au NE du réservoir Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-09,.
- Ketchum, J.W.F., & Davidson, A. 2000. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, pp. 217–234.
- Ketchum, J.W.F., Heaman, L.M., Krogh, T.E., Culshaw, N.G., & Jamieson, R.A. 1998. Timing and thermal influence of late orogenic extension in the lower crust: a U-Pb geochronological study from the southwest Grenville orogen, Canada. *Precambrian Research*, **89**, pp. 25–45.
- Kimata, M. 1988. The crystal structure of non-stoichiometric Eu-anorthite: an explanation of the Eu-positive anomaly. *Mineralogical Magazine*, **52**, pp. 257–265.
- Kirkland, C.L., Smithies, R.H., Taylor, R.J.M., Evans, N., & McDonald, B. 2015. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, **212–215**, pp. 397–414. doi:10.1016/j.lithos.2014.11.021
- Kohn, M.J. 2017. Titanite Petrochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **83**, pp. 419–441. doi:10.2138/rmg.2017.83.13
- 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**, pp. 117–130. doi:10.1016/j.precamres.2013.01.014
- Lasalle, S., Dunning, G., & Indares, A. 2014. In situ LA-ICP-MS dating of monazite from aluminous gneisses: Insights on the tectono-metamorphic history of a granulite-facies domain in the central Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **51**, pp. 558–572. doi:10.1139/cjes-2013-0170
- Lin, S., Jiang, D., & Williams, P.F. 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. *Geological Society Special Publication London*, **135**, pp. 41–57.
- Logan, W.E. 1863. *Geology of Canada, report of progress from its commencement to 1863.* Dawson Brothers.
- Ludwig, K.R. 2003. Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for ²³⁰Th/U Geochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **52**, pp. 631–656. doi:10.2113/0520631
- Ludwig, K.R. 2008. User's Manual for Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **4**, pp. 77.
- March, A. 1932. Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Zeitschrift für Kristallographie*, **81**.

- Mottram, C.M., Cottle, J.M., & Kylander-Clark, A.R.C. 2019. Campaign-style U-Pb titanite petrochronology: Along-strike variations in timing of metamorphism in the Himalayan metamorphic core. *Geoscience Frontiers*, **10**, pp. 827–847. doi:10.1016/j.gsf.2018.09.007
- Moukhsil, A., & Solgadi, F. 2017. Géologie, potentiel minéral et cadre géodynamique des roches de la région du Réservoir Daniel-Johnson (Manicouagan), partie centrale de la Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. Québec. MM 2017-01, pp. 7–92.
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Clark, T., Blouin, S., & Indares, A. 2013. Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel Johnson (Manic 5), Côte-Nord (22K14, 22K15, 22K16, 22N02 et 22N03). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. Québec. RG 2013-01,.
- Mulchrone, K.F., & Talbot, C.J. 2014. Constraining the strain ellipsoid and deformation parameters using deformed single layers: A computational approach assuming pure shear and isotropic volume change. *Journal of Structural Geology*, **62**, pp. 194–206. doi:10.1016/j.jsg.2014.02.002
- Mulchrone, K.F., & Talbot, C.J. 2016. Strain estimation in 3D by fitting linear and planar data to the March model. *Tectonophysics*, **686**, pp. 63–67. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.020
- Passchier, C.W. 1990. Reconstruction of deformation and flow parameters from deformed vein sets. *Tectonophysics*, **180**, pp. 185–199.
- Platt, J.P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, pp. 1037–1053.
- Ramsay, J.G., & Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. Vol 2. Academic Press.
- Replumaz, A., Negredo, A.M., Guillot, S., & Villaseñor, A. 2010. Multiple episodes of continental subduction during India/Asia convergence: Insight from seismic tomography and tectonic reconstruction. *Tectonophysics*, **483**, pp. 125–134. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.007
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, **86**, pp. 117–154.
- 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 Research*, **167**, pp. 237–259. doi:10.1016/j.precamres.2008.08.005
- Rivers, T. 2009. The Grenville Province as a large hot long-duration collisional orogen - Insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. *Geological Society Special Publication*, **327**, pp. 405–444. doi:10.1144/SP327.17
- Rivers, T. 2012. Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: Signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **49**, pp. 1–42. doi:10.1139/E11-014
- Rivers, T., & Schwerdtner, W.M. 2015. Post-peak Evolution of the Muskoka Domain, Western Grenville Province: Ductile Detachment Zone in a Crustal- scale Metamorphic Core Complex. *Geoscience Canada*, **42**, pp. 403–436.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., & Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, **8**, pp. 63–84. doi:10.1029/TC008i001p00063
- Rivers, T., Ketchum, J.W.F., Indares, A., & Hynes, A. 2002. The High Pressure belt in the Grenville

- Province: Architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**, pp. 867–893. doi:10.1139/e02-025
- Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R.A., & Martignole, J. 2012. Chapter 3: The Grenville Orogen — A post-LITHOPROBE perspective. In: Percival, J.A., Cook, F.A., Clowes, R.M. (Eds.), *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*. Geological Association of Canada, Special Paper 49, pp. 97–236.
- Schwerdtner, W.M., Rivers, T., Zeeman, B., Wang, C.C., Tsolas, J., Yang, J., & Ahmed, M. 2014. Post-convergent structures in lower parts of the 1090–1050 Ma (early-Ottawan) thrust-sheet stack, Grenville Province of Ontario, southern Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **51**, pp. 243–265. doi:10.1139/cjes-2013-0108
- Schwerdtner, W.M., Rivers, T., Tsolas, J., Waddington, D.H., Page, S., & Yang, J. 2016. Transtensional origin of multi-order cross-folds in a high-grade gneiss complex, southwestern Grenville Province: formation during post-peak gravitational collapse. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **53**, pp. 1511–1538. doi:10.1139/cjes-2015-0212
- Scott, D.J., & Hynes, A. 1994. U–Pb geochronology along the Manicouagan corridor, preliminary results: evidence for ca. 1.47 Ga metamorphism. *Lithoprobe Report (Abitibi-Grenville Transect)*, **41**, pp. 109–110.
- Scott, D.J., & St-Onge, M.R. 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations. *Geology*, **23**, pp. 1123–1126.
- SIGEOM 2019. Système d'information géominière de Géologie Québec, carte interactive. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec [WWW Document]. URL <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>
- Simony, P.S., & Carr, S.D. 1997. Large lateral ramps in the Eocene Valkyr shear zone: extensional ductile faulting controlled by plutonism in southern British Columbia. *Journal of Structural Geology*, **19**, pp. 769–784. doi:10.1016/S0191-8141(97)00011-4
- Skjerlie, K.P., Patiño Douce, A.E., & Johnston, A.D. 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **114**, pp. 365–378.
- 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**, pp. 7429–7444. doi:10.1029/2019jb017467
- 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. *Chemical Geology*, **341**, pp. 84–101. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.11.012
- Sun, S., & McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, **42**, pp. 313–345.
- Talbot, C.J. 1970. The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. *Tectonophysics*, **9**, pp. 47–76.
- Talbot, C.J. 2014. Lessons from the first 100 minimum strain ellipsoids constrained in gneisses deformed at high metamorphic grade. *Earth-Science Reviews*, **138**, pp. 231–267. doi:10.1016/j.earscirev.2014.05.003

- Talbot, C.J., & Sokoutis, D. 1995. Strain ellipsoids from incompetent dykes: application to volume loss during mylonitization in the Singö gneiss zone, central Sweden. *Journal of Structural Geology*, **17**, pp. 927–948. doi:10.1016/0191-8141(94)00113-E
- Valdiya, K.S. 1976. Himalayan transverse faults and folds and their parallelism with subsurface structures of North Indian plains. *Tectonophysics*, **32**, pp. 353–386. doi:10.1016/0040-1951(76)90069-X
- Vry, J.K., & Baker, J.A. 2006. LA-MC-ICPMS Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: Confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, pp. 1807–1820. doi:10.1016/j.gca.2005.12.006
- 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**, pp. 129–145. doi:10.1016/j.epsl.2007.11.025
- Williams, P.F., & Jiang, D. 2005. An investigation of lower crustal deformation: Evidence for channel flow and its implications for tectonics and structural studies. *Journal of Structural Geology*, **27**, pp. 1486–1504. doi:10.1016/j.jsg.2005.04.002
- Yakymchuk, C., Kirkland, C.L., & Clark, C. 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **36**, pp. 715–737. doi:10.1111/jmg.12307
- Yang, R., Jiang, D., & Lu, L.X. 2019. Constrictional strain and linear fabrics as a result of deformation partitioning: a multiscale modeling investigation and tectonic significance. *Tectonics*, **38**, pp. 2829–2849. doi:10.1029/2019TC005490
- Yin, A., & Harrison, T.M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **28**, pp. 211–280.

ANNEXES

Tableau A: Données isotopique des zircons utilisés pour la datation LA-ICP-MS des échantillons 1003B, 1023C et 1012B (en **gras**, dates utilisées pour la datation)

Sample	Zone or Type	Analysis number				Isotopic ratios								Date (Ma)						
			U ppm	Pb* ppm	Th/U	<u>207Pb*</u> 235U*	±2s (%)	<u>206Pb*</u> 238U	±2s (%)	<u>238U</u> 206Pb*	±2s (%)	<u>207Pb*</u> 206Pb*	±2s (%)	<u>207Pb*</u> 206Pb*	±2s (Ma)	<u>207Pb*</u> 235U	±2s (Ma)	<u>206Pb*</u> 238U*	±2s (Ma)	% disc.
1003B	Zone 1	69	83	29.3	0.93	3.4314	2.47	0.2560	2.06	3.9066	2.06	0.0972	1.36	1572	25	1512	19	1469	27	7
	Zone 2	63	38	13.5	1.70	2.5872	3.78	0.2240	2.02	4.4645	2.02	0.0838	3.20	1287	62	1297	28	1303	24	-1
		65	38	14.5	1.93	2.6700	3.27	0.2307	1.83	4.3349	1.83	0.0839	2.71	1291	53	1320	24	1338	22	-4
		66	40	14.4	1.86	2.7074	4.53	0.2270	2.96	4.4053	2.96	0.0865	3.44	1349	66	1330	34	1319	35	2
		68	47	14.7	1.46	2.3011	3.52	0.2088	2.59	4.7894	2.59	0.0799	2.39	1195	47	1213	25	1222	29	-2
		70	44	14.1	1.26	2.5370	3.28	0.2191	2.06	4.5645	2.06	0.0840	2.55	1292	50	1283	24	1277	24	1
		71	35	10.9	0.99	2.7079	4.56	0.2252	2.43	4.4410	2.43	0.0872	3.86	1365	74	1331	34	1309	29	4
		73	46	13.8	1.94	1.8725	4.26	0.1816	2.35	5.5069	2.35	0.0748	3.56	1063	72	1071	28	1076	23	-1
		74	44	13.1	1.48	2.1464	4.02	0.1947	2.90	5.1352	2.90	0.0799	2.79	1196	55	1164	28	1147	30	4
		75	35	11.5	1.59	2.4569	4.57	0.2125	3.25	4.7048	3.25	0.0838	3.21	1289	63	1259	33	1242	37	4
		76	39	13.6	1.80	2.5088	3.61	0.2146	2.38	4.6590	2.38	0.0848	2.71	1310	53	1275	26	1253	27	4
		77	39	12.5	1.78	1.9926	5.03	0.1929	3.20	5.1846	3.20	0.0749	3.89	1067	78	1113	34	1137	33	-7
		79	39	12.1	1.24	2.3183	5.53	0.2070	3.66	4.8303	3.66	0.0812	4.14	1227	81	1218	39	1213	40	1
		80	39	12.9	1.34	2.4242	3.88	0.2125	2.77	4.7065	2.77	0.0828	2.72	1263	53	1250	28	1242	31	2
		81	43	15.8	1.63	2.6512	4.55	0.2237	1.92	4.4705	1.92	0.0860	4.13	1337	80	1315	34	1301	23	3
		82	37	12.4	1.45	2.5219	3.85	0.2148	2.30	4.6563	2.30	0.0852	3.08	1319	60	1278	28	1254	26	5
		83	42	14.2	1.50	2.5086	3.66	0.2112	2.50	4.7359	2.50	0.0862	2.68	1342	52	1275	27	1235	28	8
		84	53	14.7	1.16	2.0186	5.26	0.1843	3.91	5.4264	3.91	0.0794	3.51	1183	69	1122	36	1090	39	8
		85	42	14.9	1.43	2.6747	3.78	0.2277	3.20	4.3919	3.20	0.0852	2.01	1320	39	1321	28	1322	38	0
		86	40	13.6	1.45	2.4053	4.35	0.2130	2.75	4.6957	2.75	0.0819	3.38	1243	66	1244	31	1245	31	0
		87	42	14.6	1.65	2.4586	5.48	0.2077	3.89	4.8152	3.89	0.0859	3.86	1335	75	1260	40	1216	43	9
		88	43	13.5	1.34	2.2669	4.21	0.2027	3.03	4.9325	3.03	0.0811	2.92	1224	57	1202	30	1190	33	3
		89	41	15.0	1.71	2.6409	3.89	0.2222	2.14	4.4995	2.14	0.0862	3.25	1342	63	1312	29	1294	25	4
		90	34	12.1	1.69	2.6206	3.11	0.2251	2.25	4.4432	2.25	0.0844	2.14	1303	42	1306	23	1309	27	0
		91	39	13.4	1.72	2.4526	3.90	0.2086	2.67	4.7944	2.67	0.0853	2.84	1322	55	1258	28	1221	30	8
		92	40	15.1	1.90	2.5109	4.41	0.2201	3.03	4.5428	3.03	0.0827	3.21	1263	63	1275	32	1283	35	-2
		94	43	14.9	1.58	2.6384	3.36	0.2209	2.40	4.5261	2.40	0.0866	2.34	1352	45	1311	25	1287	28	5
		95	40	15.9	2.16	2.6853	4.39	0.2233	2.68	4.4781	2.68	0.0872	3.48	1365	67	1324	33	1299	32	5
		96	40	13.4	1.69	2.3580	4.93	0.2073	2.57	4.8246	2.57	0.0825	4.20	1258	82	1230	35	1214	28	3
		98	38	12.7	1.68	2.4151	5.00	0.2120	3.31	4.7167	3.31	0.0826	3.74	1260	73	1247	36	1240	37	2
99	38	13.0	2.07	2.3117	4.01	0.2017	2.43	4.9571	2.43	0.0831	3.19	1272	62	1216	28	1185	26	7		

		100	36	12.9	1.85	2.5547	3.39	0.2163	2.09	4.6238	2.09	0.0857	2.67	1331	52	1288	25	1262	24	5
		102	26	8.5	1.46	2.3759	4.24	0.2105	2.98	4.7513	2.98	0.0819	3.01	1242	59	1235	30	1231	33	1
	Zone 4	64	69	13.3	0.39	1.6177	4.62	0.1632	3.20	6.1266	3.20	0.0719	3.33	983	68	977	29	975	29	1
		67	44	8.9	0.38	1.6852	5.39	0.1698	2.94	5.8888	2.94	0.0720	4.51	985	92	1003	34	1011	28	-3
		72	70	14.6	0.40	1.7275	3.17	0.1747	2.09	5.7257	2.09	0.0717	2.38	979	49	1019	20	1038	20	-6
		78	366	74.1	0.37	1.7617	2.74	0.1675	2.21	5.9711	2.21	0.0763	1.62	1103	32	1031	18	998	20	9
		93	190	35.6	0.25	1.6142	3.37	0.1629	2.97	6.1379	2.97	0.0719	1.59	982	32	976	21	973	27	1
		97	61	11.8	0.27	1.6975	4.13	0.1682	2.46	5.9456	2.46	0.0732	3.33	1019	67	1008	26	1002	23	2
		101	39	7.8	0.41	1.7458	3.75	0.1658	2.09	6.0302	2.09	0.0764	3.11	1104	62	1026	24	989	19	10
	Type 1	37	1338	261.1	0.04	1.7442	3.70	0.1763	3.56	5.6712	3.56	0.0717	0.98	979	20	1025	24	1047	34	-7
		38	782	141.9	0.05	1.6497	2.11	0.1652	1.81	6.0516	1.81	0.0724	1.09	997	22	989	13	986	17	1
		43	1741	324.9	0.03	1.6897	2.29	0.1673	2.11	5.9784	2.11	0.0733	0.88	1021	18	1005	15	997	19	2
		48	877	157.3	0.05	1.6300	3.20	0.1631	3.06	6.1316	3.06	0.0725	0.95	1000	19	982	20	974	28	3
		54	1038	189.9	0.03	1.6603	2.57	0.1669	2.33	5.9909	2.33	0.0721	1.08	990	22	994	16	995	21	-1
		55	592	107.9	0.05	1.6520	2.31	0.1671	1.92	5.9839	1.92	0.0717	1.28	977	26	990	15	996	18	-2
		56	1606	313.0	0.04	1.7523	2.10	0.1750	2.03	5.7151	2.03	0.0726	0.54	1004	11	1028	14	1039	20	-4
	60	390	70.3	0.02	1.6699	2.72	0.1662	2.12	6.0158	2.12	0.0729	1.70	1010	34	997	17	991	19	2	
1023C	Type 2	1	240	44.6	0.03	1.7520	3.20	0.1720	2.89	5.8150	2.89	0.0739	1.37	1038	28	1028	21	1023	27	1
		2	270	49.9	0.02	1.7095	2.40	0.1718	2.15	5.8215	2.15	0.0722	1.06	991	21	1012	15	1022	20	-3
		3	304	55.4	0.02	1.7071	3.22	0.1681	3.08	5.9475	3.08	0.0736	0.94	1032	19	1011	21	1002	29	3
		4	216	40.4	0.02	1.7261	3.69	0.1741	3.21	5.7451	3.21	0.0719	1.82	984	37	1018	24	1034	31	-5
		5	256	47.5	0.02	1.7271	3.04	0.1722	2.83	5.8080	2.83	0.0728	1.10	1007	22	1019	20	1024	27	-2
		6	253	46.9	0.02	1.7287	3.27	0.1721	2.65	5.8098	2.65	0.0728	1.92	1010	39	1019	21	1024	25	-1
		7	282	52.0	0.02	1.6924	3.28	0.1710	3.03	5.8478	3.03	0.0718	1.25	980	25	1006	21	1018	29	-4
		8	226	41.1	0.02	1.6692	3.09	0.1684	2.41	5.9365	2.41	0.0719	1.93	982	39	997	20	1004	22	-2
		9	270	49.7	0.02	1.6975	2.78	0.1707	2.62	5.8572	2.62	0.0721	0.93	989	19	1008	18	1016	25	-3
		10	219	38.8	0.03	1.6401	3.00	0.1640	2.61	6.0962	2.61	0.0725	1.48	1000	30	986	19	979	24	2
		11	263	47.2	0.02	1.6532	2.84	0.1662	2.33	6.0165	2.33	0.0721	1.63	990	33	991	18	991	21	0
		12	302	53.2	0.03	1.6319	3.55	0.1631	3.15	6.1315	3.15	0.0726	1.63	1002	33	983	22	974	28	3
		13	323	57.4	0.02	1.6649	3.03	0.1646	2.73	6.0754	2.73	0.0734	1.31	1024	27	995	19	982	25	4
		14	272	48.7	0.02	1.6731	2.37	0.1662	1.92	6.0157	1.92	0.0730	1.39	1014	28	998	15	991	18	2
		15	323	57.5	0.02	1.6520	3.21	0.1648	2.92	6.0667	2.92	0.0727	1.35	1005	27	990	20	984	27	2
		16	327	57.0	0.02	1.6273	3.71	0.1614	3.38	6.1957	3.38	0.0731	1.52	1017	31	981	23	965	30	5
		17	314	55.5	0.02	1.6422	3.26	0.1638	2.63	6.1065	2.63	0.0727	1.92	1006	39	987	21	978	24	3
		18	612	109.1	0.02	1.6525	2.60	0.1644	2.29	6.0829	2.29	0.0729	1.23	1011	25	991	16	981	21	3
		19	337	59.2	0.02	1.6215	4.14	0.1629	3.91	6.1400	3.91	0.0722	1.36	992	28	979	26	973	35	2
		20	257	45.3	0.02	1.6387	2.48	0.1632	2.07	6.1269	2.07	0.0728	1.35	1009	27	985	16	975	19	3
		21	276	49.5	0.02	1.6819	2.77	0.1659	2.44	6.0261	2.44	0.0735	1.32	1028	27	1002	18	990	22	4
		22	520	92.9	0.01	1.6701	2.26	0.1649	2.13	6.0641	2.13	0.0735	0.76	1026	15	997	14	984	19	4

		23	325	59.0	0.02	1.6766	3.08	0.1680	2.55	5.9520	2.55	0.0724	1.72	997	35	1000	20	1001	24	0
		24	272	49.1	0.02	1.6808	2.78	0.1672	2.44	5.9793	2.44	0.0729	1.34	1011	27	1001	18	997	23	1
		25	262	47.6	0.02	1.6910	2.80	0.1682	2.17	5.9447	2.17	0.0729	1.77	1011	36	1005	18	1002	20	1
		26	291	53.0	0.02	1.7038	2.95	0.1688	2.72	5.9237	2.72	0.0732	1.13	1019	23	1010	19	1006	25	1
		27	252	45.4	0.02	1.6789	3.10	0.1669	2.88	5.9918	2.88	0.0730	1.15	1013	23	1001	20	995	27	2
		28	351	63.3	0.04	1.6721	2.94	0.1658	2.83	6.0318	2.83	0.0732	0.79	1018	16	998	19	989	26	3
		29	308	54.7	0.02	1.6453	2.98	0.1648	2.61	6.0684	2.61	0.0724	1.43	998	29	988	19	983	24	1
		30	307	54.8	0.02	1.6467	2.34	0.1655	1.84	6.0419	1.84	0.0722	1.45	990	29	988	15	987	17	0
		31	256	46.7	0.02	1.6935	3.17	0.1688	2.59	5.9227	2.59	0.0727	1.83	1007	37	1006	20	1006	24	0
		156	33	13.1	0.89	3.8159	3.86	0.2851	2.05	3.5075	2.05	0.0971	3.27	1569	61	1596	31	1617	29	-3
	Zone 1	157	26	10.1	0.81	3.9926	3.77	0.2781	2.10	3.5965	2.10	0.1041	3.13	1699	58	1633	31	1582	29	7
		168	110	85.8	1.00	12.8577	2.67	0.5101	2.45	1.9604	2.45	0.1828	1.06	2679	18	2669	25	2657	53	1
		144	428	76.4	0.01	1.6503	3.16	0.1658	2.93	6.0325	2.93	0.0722	1.20	992	24	990	20	989	27	0
		145	425	76.6	0.01	1.6934	3.08	0.1667	2.80	6.0003	2.80	0.0737	1.29	1033	26	1006	20	994	26	4
		146	357	63.2	0.02	1.6612	2.62	0.1634	2.02	6.1191	2.02	0.0737	1.67	1034	34	994	17	976	18	6
		147	298	53.7	0.02	1.7075	2.81	0.1666	2.48	6.0022	2.48	0.0743	1.33	1050	27	1011	18	993	23	5
		151	250	45.0	0.02	1.7263	2.65	0.1646	2.38	6.0738	2.38	0.0760	1.18	1096	24	1018	17	983	22	10
		152	242	42.9	0.02	1.6592	2.99	0.1641	2.56	6.0936	2.56	0.0733	1.53	1023	31	993	19	980	23	4
		153	319	56.5	0.01	1.6343	2.86	0.1649	2.27	6.0647	2.27	0.0719	1.73	983	35	984	18	984	21	0
		158	390	69.7	0.01	1.6653	2.88	0.1662	2.30	6.0161	2.30	0.0727	1.74	1005	35	995	18	991	21	1
		159	736	131.8	0.00	1.6699	2.05	0.1660	1.89	6.0254	1.89	0.0730	0.79	1013	16	997	13	990	17	2
		160	739	132.8	0.00	1.6816	2.44	0.1664	2.06	6.0093	2.06	0.0733	1.31	1022	27	1002	16	992	19	3
		161	265	46.2	0.01	1.6198	2.63	0.1618	2.02	6.1815	2.02	0.0726	1.68	1003	34	978	17	967	18	4
		162	256	44.9	0.01	1.6457	3.15	0.1628	2.56	6.1415	2.56	0.0733	1.85	1022	37	988	20	972	23	5
		165	682	128.4	0.01	1.8745	2.46	0.1688	2.13	5.9243	2.13	0.0805	1.23	1210	24	1072	16	1005	20	17
	Zone 2	169	411	71.9	0.01	1.6184	2.40	0.1625	2.12	6.1539	2.12	0.0722	1.12	992	23	977	15	971	19	2
		176	342	61.6	0.01	1.6574	2.20	0.1676	1.65	5.9679	1.65	0.0717	1.46	979	30	992	14	999	15	-2
		178	656	117.2	0.01	1.6668	1.84	0.1655	1.60	6.0414	1.60	0.0730	0.90	1015	18	996	12	987	15	3
		179	204	35.4	0.03	1.6038	2.51	0.1607	2.08	6.2246	2.08	0.0724	1.41	997	29	972	16	960	19	4
		180	231	41.0	0.03	1.6333	3.39	0.1649	2.85	6.0651	2.85	0.0718	1.84	982	37	983	21	984	26	0
		181	299	53.1	0.01	1.6563	3.23	0.1648	2.65	6.0697	2.65	0.0729	1.84	1012	37	992	20	983	24	3
		182	445	80.0	0.01	1.7177	2.47	0.1644	1.79	6.0831	1.79	0.0758	1.71	1089	34	1015	16	981	16	10
		197	224	39.7	0.01	1.6396	2.62	0.1646	1.89	6.0763	1.89	0.0723	1.81	993	37	986	17	982	17	1
		198	270	48.0	0.02	1.6358	2.65	0.1651	2.12	6.0553	2.12	0.0718	1.59	981	32	984	17	985	19	0
		200	420	75.5	0.01	1.6614	2.60	0.1670	2.14	5.9879	2.14	0.0722	1.49	990	30	994	16	996	20	-1
		201	215	38.6	0.03	1.7068	2.24	0.1649	1.46	6.0640	1.46	0.0751	1.69	1070	34	1011	14	984	13	8
		204	764	137.0	0.01	1.6570	1.82	0.1657	1.56	6.0353	1.56	0.0725	0.94	1001	19	992	12	988	14	1
		207	303	54.1	0.02	1.6383	2.76	0.1659	2.45	6.0295	2.45	0.0716	1.27	976	26	985	17	989	22	-1
		209	213	38.4	0.03	1.6448	2.98	0.1674	2.32	5.9749	2.32	0.0713	1.87	965	38	988	19	998	21	-3

	211	649	118.5	0.01	1.6914	2.18	0.1688	1.53	5.9244	1.53	0.0727	1.55	1005	31	1005	14	1005	14	0
	213	335	59.2	0.01	1.6454	3.29	0.1637	2.68	6.1092	2.68	0.0729	1.90	1011	39	988	21	977	24	3
	214	253	44.6	0.01	1.5975	2.78	0.1642	2.16	6.0902	2.16	0.0706	1.75	945	36	969	17	980	20	-4
Zone 3	148	239	42.7	0.02	1.7008	2.70	0.1633	1.94	6.1226	1.94	0.0755	1.87	1083	38	1009	17	975	18	10
	150	68	12.7	0.03	1.9183	7.92	0.1649	3.13	6.0649	3.13	0.0844	7.28	1301	141	1087	53	984	29	24
	154	46	8.2	0.01	1.6151	3.71	0.1657	2.70	6.0363	2.70	0.0707	2.54	949	52	976	23	988	25	-4
	163	253	45.0	0.02	1.6414	2.86	0.1649	2.17	6.0636	2.17	0.0722	1.86	991	38	986	18	984	20	1
	166	214	37.6	0.01	1.6387	3.04	0.1635	2.40	6.1167	2.40	0.0727	1.86	1006	38	985	19	976	22	3
	167	195	36.0	0.02	1.8145	2.70	0.1658	1.67	6.0316	1.67	0.0794	2.13	1182	42	1051	18	989	15	16
	172	118	20.9	0.01	1.6607	2.86	0.1644	1.91	6.0821	1.91	0.0733	2.13	1021	43	994	18	981	17	4
	177	203	35.8	0.02	1.6261	2.69	0.1634	2.19	6.1209	2.19	0.0722	1.57	991	32	980	17	976	20	2
	183	113	19.5	0.01	1.6080	3.18	0.1605	2.60	6.2307	2.60	0.0727	1.83	1005	37	973	20	960	23	4
	184	179	30.5	0.01	1.5506	2.61	0.1586	2.18	6.3037	2.18	0.0709	1.44	954	29	951	16	949	19	1
	185	299	54.2	0.03	1.7830	2.17	0.1627	1.62	6.1461	1.62	0.0795	1.44	1184	28	1039	14	972	15	18
	199	179	31.1	0.02	1.6122	2.64	0.1612	1.85	6.2022	1.85	0.0725	1.88	1001	38	975	17	964	17	4
	206	262	47.5	0.02	1.6537	2.27	0.1685	1.76	5.9352	1.76	0.0712	1.43	963	29	991	14	1004	16	-4
	208	161	27.8	0.02	1.6224	2.69	0.1606	1.90	6.2275	1.90	0.0733	1.91	1022	39	979	17	960	17	6
	212	121	21.7	0.02	1.7255	3.27	0.1633	2.24	6.1230	2.24	0.0766	2.39	1112	48	1018	21	975	20	12
215	53	9.8	0.01	1.7511	3.95	0.1696	2.64	5.8947	2.64	0.0749	2.93	1065	59	1028	26	1010	25	5	
216	209	38.0	0.02	1.6635	2.78	0.1687	2.10	5.9266	2.10	0.0715	1.82	972	37	995	18	1005	20	-3	
Zone 4	170	792	143.7	0.05	1.6600	2.72	0.1653	2.52	6.0484	2.52	0.0728	1.03	1009	21	993	17	986	23	2
	171	897	164.3	0.06	1.6571	2.31	0.1664	2.03	6.0111	2.03	0.0722	1.11	993	22	992	15	992	19	0
overlap zones 2 and 3	155	199	35.0	0.02	1.6209	2.55	0.1636	2.29	6.1113	2.29	0.0718	1.12	982	23	978	16	977	21	0
	164	295	52.3	0.01	1.6371	2.48	0.1647	2.15	6.0731	2.15	0.0721	1.24	989	25	985	16	983	20	1
	173	158	28.3	0.01	1.6609	2.93	0.1664	2.19	6.0092	2.19	0.0724	1.95	997	40	994	19	992	20	0
	174	282	52.0	0.01	1.8150	3.24	0.1659	2.35	6.0293	2.35	0.0794	2.22	1181	44	1051	21	989	22	16
	175	378	69.9	0.02	1.8303	3.11	0.1671	2.25	5.9851	2.25	0.0795	2.15	1183	43	1056	20	996	21	16
	202	185	32.6	0.02	1.6128	2.35	0.1633	1.60	6.1251	1.60	0.0716	1.72	976	35	975	15	975	14	0
	203	210	37.4	0.02	1.6462	2.31	0.1659	1.67	6.0294	1.67	0.0720	1.60	986	33	988	15	989	15	0
	205	216	38.8	0.02	1.6435	2.12	0.1673	1.40	5.9787	1.40	0.0713	1.59	965	32	987	13	997	13	-3
	210	127	22.5	0.03	1.6158	3.97	0.1643	3.05	6.0863	3.05	0.0713	2.55	967	52	976	25	981	28	-1

Tableau B: Concentrations en Éléments de Terres Rares (ETR ou REE) des zircons datés

Sample	Zone/Type	Analysis number	Concentration (ppm) normalized with chondrites values from Sun and McDonough (1989)														Ti-in-zircon T(°C)	Eu/Eu*
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
1003B	Zone 1	69	0.03	29.42	0.86	4.53	29.97	19.09	87.83	201.19	389.77	651.7	1003.8	1852.6	3171.3	2524.7	753	0.37
	Zone 2	63	0.04	76.09	1.52	5.74	57.64	19.38	184.98	405.13	711.04	1099.4	1463.9	2370.1	3504.4	2524.5	772	0.19
		65	0.04	80.81	1.63	6.98	60.91	24.11	184.18	425.02	732.68	1058.5	1462.6	2275.8	3335.9	2231.8	799	0.23
		66	0.03	89.56	1.31	5.76	50.17	14.21	180.32	393.44	697.81	1037.3	1420.7	2213.3	3244.8	2286.3	785	0.15
		68	0.02	71.07	0.70	4.81	42.20	14.92	158.48	366.99	650.28	1011.2	1371.9	2163.9	3393.5	2342.0	740	0.18
		70	0.02	65.10	0.77	3.69	39.52	11.90	142.79	359.69	622.43	994.2	1384.2	2301.7	3507.3	2368.2	788	0.16
		71	0.01	45.16	0.28	2.25	19.84	8.13	83.49	224.57	405.16	632.6	938.7	1576.4	2448.1	1753.7	753	0.20
		73	0.07	87.62	1.19	8.15	82.34	23.33	245.96	515.97	898.75	1320.7	1691.8	2596.9	3866.9	2536.0	755	0.16
		74	0.12	76.30	1.19	6.10	46.38	16.35	153.00	341.96	598.38	897.7	1211.2	1971.5	2984.1	2006.4	751	0.19
		75	0.03	58.06	1.24	5.77	43.28	16.48	145.67	354.92	623.08	949.7	1298.6	2061.5	3161.4	2067.4	728	0.21
		76	0.03	78.21	1.28	6.84	68.14	19.27	211.12	452.68	772.84	1119.7	1521.6	2418.2	3626.6	2351.7	736	0.16
		77	0.03	70.05	1.32	5.73	63.87	18.53	198.33	437.39	793.31	1193.6	1629.9	2524.8	3836.0	2426.1	744	0.16
		79	0.02	60.36	0.89	4.66	45.40	16.33	137.45	327.32	563.04	838.1	1186.4	1925.1	2959.2	1962.0	744	0.21
		80	0.02	70.20	0.86	4.20	52.12	16.53	140.86	327.91	593.89	882.0	1175.9	1934.1	3029.0	1870.6	757	0.19
		81	0.03	81.62	1.09	6.80	64.76	23.21	171.48	409.00	711.91	1047.9	1322.0	2203.5	3354.1	2083.0	796	0.22
		82	0.03	72.53	1.19	3.94	44.73	16.47	157.55	341.25	596.73	904.6	1244.7	2015.0	3168.8	2033.4	755	0.20
		83	0.03	80.50	1.34	5.66	47.02	18.40	160.83	340.18	632.52	919.1	1229.2	2013.4	3147.0	1957.5	735	0.21
		84	0.04	77.73	1.57	5.87	49.53	20.16	141.15	340.96	616.86	930.7	1278.9	2045.2	3229.0	2015.4	724	0.24
		85	0.03	78.46	1.21	4.12	45.24	16.33	139.38	342.99	561.79	839.0	1100.3	1850.9	2967.7	1775.1	778	0.21
		86	0.03	63.20	1.28	5.65	45.52	19.67	151.60	396.56	670.13	996.1	1291.0	2176.1	3474.6	2111.7	745	0.24
		87	0.01	76.01	0.55	5.55	49.24	18.67	137.89	339.99	588.47	883.9	1183.9	1898.9	3018.9	1886.8	735	0.23
		88	0.03	74.57	1.10	5.10	39.88	16.93	124.89	309.84	563.46	811.7	1105.6	1833.2	2911.4	1828.5	723	0.24
		89	0.02	77.52	0.93	5.54	51.13	16.97	147.93	354.89	620.08	919.7	1201.5	1962.5	3057.7	1890.8	817	0.20
		90	0.03	64.76	1.00	5.40	39.14	15.81	133.80	325.17	544.69	830.2	1104.9	1902.5	2838.1	1869.7	772	0.22
		91	0.27	72.30	1.32	5.13	44.23	16.27	143.41	327.65	591.80	921.3	1209.7	1991.5	3084.7	1866.1	723	0.20
		92	0.03	74.25	1.32	6.77	55.36	18.98	180.21	423.53	756.86	1089.9	1439.2	2347.5	3599.1	2265.7	744	0.19
		94	0.02	80.39	0.69	5.79	54.39	20.87	180.91	370.57	655.99	950.9	1269.8	2118.7	3227.4	2156.8	777	0.21
		95	0.04	75.27	1.48	7.79	73.55	26.07	232.08	523.95	926.46	1349.0	1753.1	2840.6	4091.5	2488.5	787	0.20
		96	0.03	85.37	1.21	3.99	49.62	15.84	148.82	364.79	639.06	967.2	1305.5	2115.4	3218.6	2153.8	732	0.18
		98	0.03	82.97	1.20	4.80	46.93	12.22	160.70	354.60	629.97	935.8	1257.0	2019.7	3047.9	1973.2	747	0.14
99	0.04	88.31	1.73	6.98	71.13	21.21	203.45	480.48	845.35	1230.1	1550.4	2450.7	3531.4	2333.7	748	0.18		
100	0.03	75.07	1.21	5.43	52.05	17.02	177.52	382.37	689.65	1045.7	1399.5	2154.3	3271.1	2170.8	753	0.18		
102	0.02	52.88	0.79	3.82	38.51	10.92	108.92	269.62	468.71	714.4	981.9	1611.7	2458.3	1715.8	765	0.17		
Zone 4	64	0.04	51.29	1.42	6.76	46.32	57.61	142.27	278.94	532.04	887.3	1306.5	2179.3	3523.0	2762.0	809	0.71	
	67	0.02	26.48	0.62	3.10	26.23	34.33	84.86	187.78	334.72	545.7	780.2	1332.2	2196.5	1667.4	745	0.73	

		72	0.03	52.01	1.34	8.27	49.75	62.14	133.70	293.88	520.16	891.5	1297.4	2201.3	3550.8	2773.4	809	0.76	
		78	7.37	80.54	6.11	12.00	68.53	116.36	246.33	740.59	1611.2	2787.6	3915.9	6552.3	10157	6921.2	846	0.90	
		93	0.01	31.84	0.32	1.59	20.54	22.64	72.67	212.31	440.21	744.3	1079.3	1989.5	3215.1	2274.1	739	0.59	
		97	0.01	15.66	0.32	1.02	10.44	10.48	38.02	109.54	221.06	358.2	535.2	1028.4	1822.9	1413.4	713	0.53	
		101	0.02	27.61	0.62	3.21	29.45	39.54	88.33	193.79	325.47	521.2	766.8	1280.9	2119.5	1641.2	746	0.78	
1023C	Type 1	37	0.01	12.21	0.21	1.16	19.99	22.15	118.13	335.49	710.73	1284.2	2070.6	3822.3	6491.7	5224.8	680	0.46	
		38	0.04	10.91	0.13	0.43	10.86	22.35	62.35	200.50	464.82	919.4	1535.5	2947.5	5368.3	4175.3	719	0.86	
		43	2.53	23.48	7.40	13.02	41.47	224.58	155.13	409.31	860.94	1520.6	2363.3	4335.9	7148.0	5558.6	698	2.80	
		48		10.60	0.11	0.51	10.63	26.00	66.20	217.17	505.86	965.8	1599.2	3053.5	5523.5	4513.0	682	0.98	
		54	1.39	11.89	2.10	4.90	18.76	55.72	80.69	234.36	499.26	913.8	1483.0	2688.2	4462.5	3579.4	651	1.43	
		55		9.74	0.11	0.47	6.43	20.59	55.70	177.15	399.17	772.3	1271.9	2448.9	4262.2	3475.2	670	1.09	
		56	7.49	24.34	9.43	11.21	25.08	33.17	129.65	415.30	872.28	1553.4	2395.5	4325.5	7004.6	5725.7	710	0.58	
		60	3.01	8.43	3.39	5.33	15.28	25.05	47.91	123.12	252.47	394.3	579.4	990.0	1596.3	1211.4	668	0.93	
		Type 2	1		5.10	0.13	0.57	4.97	7.19	28.20	79.71	144.95	231.3	344.2	582.0	990.8	785.8	679	0.61
			2	0.00	4.19	0.04	0.78	4.19	10.59	28.91	73.79	160.73	271.2	414.4	727.3	1238.0	961.0	691	0.96
			3		3.91	0.01	0.06	3.12	7.82	28.16	64.98	143.19	235.7	350.2	652.0	1043.8	858.9	662	0.83
			4		3.01		0.26	2.52	3.30	13.82	42.14	87.14	138.0	211.5	391.3	649.3	477.0	672	0.56
			5		3.71	0.11	0.49	5.77	8.35	30.78	69.35	154.71	264.2	391.2	728.0	1206.2	963.0	694	0.63
			6		4.60	0.10	0.45	4.11	6.52	25.14	54.78	115.71	192.9	282.4	503.5	834.9	634.8	676	0.64
			7		2.82	0.07	0.31	5.04	8.94	28.45	80.58	158.37	283.3	428.9	797.6	1388.6	1065.6	672	0.75
			8		3.80	0.04	0.18	2.79	6.36	21.10	58.53	128.80	203.2	326.9	579.1	976.8	732.2	680	0.83
			9		3.50	0.11	0.51	4.72	9.43	33.03	85.38	171.02	289.4	417.6	756.0	1254.0	962.7	674	0.75
			10		4.43		0.52	5.12	5.18	15.35	40.60	77.37	138.0	211.2	370.5	650.9	485.8	679	0.58
			11		4.41		0.35	3.45	11.62	27.01	84.05	162.99	264.1	390.9	702.4	1219.7	853.9	683	1.20
			12		5.07	0.07	0.30	5.82	6.76	29.52	69.27	143.78	223.2	329.0	613.8	1053.0	743.0	669	0.52
			13		4.62	0.09	0.41	2.76	5.36	18.40	48.47	89.85	159.5	236.3	402.7	720.0	491.7	671	0.75
			14		4.28	0.11	0.50	5.86	12.03	33.03	78.31	149.22	249.1	378.3	657.3	1180.2	824.6	675	0.86
			15		4.02	0.10	0.43	5.99	8.70	31.37	86.13	154.51	279.9	415.9	774.4	1336.5	931.7	700	0.63
			16		4.49	0.04	0.19	4.15	7.98	25.56	78.65	144.98	233.6	337.0	628.6	1076.6	747.4	676	0.77
			17		3.90	0.07	0.30	4.00	4.52	21.81	65.31	119.20	189.5	277.0	533.1	921.4	640.9	667	0.48
			18		3.89	0.08	0.35	9.13	11.71	47.12	104.02	184.72	228.9	288.4	433.8	665.6	411.6	601	0.56
			19	0.53	2.97	0.38	1.49	5.89	10.27	27.81	88.21	170.68	277.5	404.0	786.4	1434.6	997.8	665	0.80
			20		5.16	0.17	0.77	5.57	11.83	35.84	90.33	178.08	276.5	419.7	758.8	1278.2	950.0	704	0.84
			21		3.86	0.08	0.35	5.51	6.13	28.62	82.71	148.96	251.4	367.0	679.9	1133.5	844.7	681	0.49
			22	0.00	3.20	0.12	0.36	7.06	8.90	34.20	83.06	155.12	233.4	327.6	568.6	895.0	641.6	653	0.57
			23		4.43	0.10	0.47	4.45	6.61	24.61	71.77	128.77	222.6	323.3	555.6	948.2	742.7	670	0.63
			24	4.16	10.44	7.82	16.14	18.87	83.37	27.39	60.23	105.53	180.8	261.1	483.2	808.3	654.9	702	3.67
			25	0.00	3.47	0.09	0.35	3.83	6.50	33.06	76.12	159.72	273.6	401.6	727.8	1196.4	963.7	672	0.58
			26		3.52	0.10	0.45	3.09	9.50	24.09	83.45	167.17	300.8	456.7	828.0	1420.8	1125.2	678	1.10
	27			3.11	0.06	0.28	3.57	10.73	26.21	70.49	135.93	231.2	355.8	679.7	1147.1	910.6	683	1.11	

		28	0.10	6.69	0.29	2.88	26.71	32.86	85.34	185.59	323.02	485.3	650.1	1053.3	1670.9	1215.9	721	0.69
		29		4.77	0.01	0.06	4.17	4.64	16.84	44.74	91.77	152.9	238.2	439.7	714.9	531.4	684	0.55
		30		3.94		0.27	2.66	5.99	14.67	45.41	95.36	179.2	240.8	443.6	747.2	560.2	664	0.96
		31	0.00	4.27	0.04	0.41	6.98	9.79	32.41	80.85	164.30	259.0	387.3	684.4	1168.0	854.4	674	0.65
	Zone 1	156	0.02	27.94	0.71	2.04	16.55	20.82	52.64	106.47	202.97	312.0	457.9	853.7	1572.1	1023.4	797	0.71
		157	0.01	22.41	0.37	1.59	11.51	13.84	38.95	78.57	150.70	253.8	366.9	692.0	1239.3	802.2	788	0.65
		168	0.03	32.94	1.07	4.47	35.44	15.21	60.51	116.03	177.72	235.2	319.1	572.9	1017.8	625.2	883	0.33
1012B	Zone 2	144		0.90		0.13	1.26	10.91	14.99	25.01	24.98	25.3	24.2	50.7	115.9	157.1	631	2.52
		145	0.29	1.38	0.49	0.93	5.61	26.00	33.30	58.33	68.18	54.8	46.8	68.0	125.5	125.3	660	1.90
		146	0.75	2.40	1.02	0.76	4.39	11.14	20.48	50.94	70.36	68.6	70.2	91.2	130.7	91.8	665	1.17
		147		1.68	0.06	0.26	3.42	7.07	15.21	45.50	60.73	69.7	77.4	108.7	146.2	109.0	633	0.98
		151	0.18	1.96	0.47	1.05	2.93	12.82	13.60	28.04	50.64	56.9	51.3	82.0	129.7	74.9	664	2.03
		152		0.99		0.24	2.35	6.76	16.20	34.70	53.58	57.9	58.5	89.6	134.6	83.2	623	1.10
		153		0.61		0.14	1.34	4.55	4.89	16.76	25.40	31.9	39.7	68.9	118.5	77.7	626	1.78
		158		0.93	0.05	0.23	1.65	7.54	7.91	14.22	13.83	8.8	4.2	7.2	10.0	9.1	617	2.09
		159	0.25	0.84	0.38	0.79	1.68	7.52	5.45	21.93	39.01	52.6	62.3	108.4	188.7	116.0	631	2.49
		160		0.66	0.04	0.17	3.14	17.91	14.65	43.80	82.69	107.6	119.6	212.7	329.7	224.9	661	2.64
		161		1.09		0.36	3.56	6.63	15.60	32.50	45.82	57.6	56.4	89.0	136.9	94.6	623	0.89
		162		0.74		0.05	0.49	4.73	5.25	17.05	15.64	12.4	9.5	7.7	16.0	9.3	621	2.95
		165		1.28	0.08	0.34	2.00	7.81	13.10	32.53	55.36	65.1	62.4	92.2	128.1	82.0	635	1.52
		169		1.04		0.65	6.36	21.32	18.98	42.80	43.40	38.0	25.9	32.7	53.2	31.2	663	1.94
		176		1.40	0.07	0.33	3.73	19.44	21.09	50.12	59.04	43.6	45.1	52.6	69.7	66.9	660	2.19
		178		0.76		0.17	1.64	10.33	20.81	51.09	97.58	125.2	139.4	207.2	291.3	313.1	601	1.77
		179		1.21	0.04	0.19	3.28	8.58	22.86	48.85	73.12	81.6	89.3	134.7	160.0	170.9	643	0.99
		180		1.08	0.04	0.19	3.88	8.74	23.49	51.54	73.40	92.6	97.5	139.9	196.0	180.0	661	0.92
		181		1.34	0.07	0.33	2.78	10.34	20.80	46.79	64.36	64.0	62.6	76.9	95.0	106.5	658	1.36
		182	1.01	1.61	0.77	1.54	9.62	28.06	35.94	81.17	92.59	88.3	70.7	83.9	99.5	97.5	691	1.51
		197		0.88	0.03	0.14	1.41	11.93	18.48	25.70	30.69	28.4	22.5	30.2	48.7	47.0	657	2.34
		198		1.36		0.20	1.97	5.57	13.61	38.81	51.71	68.0	66.8	87.1	132.6	118.6	634	1.08
		200		0.65	0.08	0.36	1.29	10.69	18.95	57.75	109.45	161.1	221.7	328.3	518.2	510.0	601	2.16
		201	1.10	2.83	2.09	2.25	7.38	11.58	19.90	41.00	55.86	64.3	67.7	91.8	128.3	121.7	684	0.96
		204	5.65	10.17	8.14	9.47	17.29	44.89	23.48	44.11	71.73	91.3	117.1	149.2	241.3	223.4	667	2.23
		207		1.02	0.11	0.49	3.55	19.45	19.63	44.56	49.80	43.5	41.6	52.1	69.8	66.7	668	2.33
		209		1.32		0.41	3.97	8.34	17.67	54.00	79.79	89.2	110.8	129.3	186.5	182.2	663	1.00
211	0.84	1.50	0.69	0.66	4.06	15.35	19.15	62.66	111.63	151.0	182.5	278.4	371.2	365.2	686	1.74		
213	0.14	1.87	0.52	0.85	5.26	11.28	11.56	21.18	22.72	18.7	19.6	17.6	27.5	26.0	661	1.45		
214		0.57		0.12	1.16	4.59	8.19	23.42	36.25	41.4	53.7	73.7	126.2	136.1	630	1.49		
	Zone 3	148		1.51	0.09	0.38	3.95	11.60	26.54	58.84	83.06	90.5	96.3	135.6	196.2	155.5	653	1.13
		150		1.17	0.09	0.40	1.25	2.08	4.64	19.63	34.33	56.3	70.8	124.6	217.3	152.3	638	0.86
		154		0.40	0.07	0.32		3.87	6.51	18.15	25.88	41.1	46.6	67.6	105.3	75.6	635	

		163		1.13		0.25	2.48	3.81	12.56	25.88	34.76	39.0	39.6	64.8	100.1	60.6	636	0.68
		166		0.82		0.05	0.49	3.23	7.84	24.92	40.63	52.4	49.3	87.8	139.4	80.4	637	1.64
		167	0.00	1.34	0.20	0.27	2.03	8.49	16.57	42.12	55.96	62.4	71.4	116.6	163.7	102.8	680	1.46
		172		0.66		0.12	1.13	3.76	7.17	22.98	31.93	39.7	50.2	76.6	148.7	104.1	647	1.32
		177		1.03	0.06	0.26	1.74	6.25	13.80	37.64	52.24	60.5	71.4	87.4	118.0	115.6	611	1.27
		183		0.76		0.23	2.27	6.36	9.29	23.79	33.56	24.3	29.3	35.2	63.8	67.5	656	1.38
		184		1.06		0.25	2.43	11.08	17.58	35.97	44.45	46.4	34.2	50.9	72.6	61.1	647	1.70
		185	1.03	2.22	0.89	1.50	4.42	10.51	24.00	65.13	80.37	92.1	98.9	116.7	165.2	142.7	664	1.02
		199		0.87	0.06	0.26	3.06	6.58	16.36	50.63	70.90	78.0	89.3	118.2	159.7	145.9	644	0.93
		206		1.39		0.17	1.67	3.69	14.45	34.57	45.65	55.6	59.6	74.7	107.8	90.7	621	0.75
		208		1.02		0.34	3.32	5.73	14.59	37.59	63.20	68.4	75.6	108.9	140.7	144.3	623	0.82
		212		0.65		0.14	1.41	3.81	7.42	20.05	35.24	55.6	72.3	106.3	173.8	206.1	626	1.18
		215		0.24		0.02	0.24	1.72	2.84	8.03	7.66	5.3	5.3	8.5	9.3	11.5	625	2.08
		216		1.14		0.34	3.27	5.84	14.44	36.54	54.76	71.3	71.2	99.5	146.5	129.6	621	0.85
	Zone 4	170		5.49	0.13	0.60	5.07	5.53	33.20	114.34	292.91	561.5	1039.1	2503.5	5302.1	4186.8	634	0.43
		171		5.70	0.03	0.13	5.29	6.36	35.28	118.37	268.21	528.4	940.4	2221.2	4708.9	3707.3	625	0.47
	overlap zones 2 and 3	155		0.94		0.32	3.14	8.34	13.57	33.58	47.04	51.3	54.7	80.1	133.0	89.6	632	1.28
		164		1.26	0.08	0.38	2.25	6.90	11.58	28.75	42.55	44.5	51.3	76.5	126.1	80.3	628	1.35
		173		0.68	0.08	0.37	1.63	5.67	10.36	29.42	47.98	61.9	66.5	114.8	183.3	129.9	661	1.38
		174		1.15		0.15	1.50	6.55	8.89	27.49	40.47	46.4	49.8	80.1	114.2	78.0	622	1.79
		175	3.27	3.61	3.67	4.06	4.25	7.02	11.55	29.20	43.50	58.4	64.7	104.3	153.7	188.1	710	1.00
		202		1.03	0.03	0.13	2.99	7.12	20.18	55.18	75.79	91.4	93.4	130.7	190.3	157.8	643	0.92
		203		0.95		0.10	0.94	4.91	12.33	35.83	57.55	67.6	73.4	96.2	147.9	119.2	632	1.44
		205		0.90		0.13	1.24	7.19	9.41	30.41	50.66	60.0	64.2	96.4	119.0	106.7	620	2.11
		210		0.87		0.32	3.08	8.33	13.25	33.21	65.46	93.7	117.3	183.0	268.3	299.0	651	1.30