



## **Extrusion latérale en croûte moyenne dans le sud-est de la Province de Churchill démontrée par les interprétations géophysiques, l'analyse structurale et les pétrofabriques du quartz**

Marc-Antoine Vanier, Antoine Godet, Carl Guilmette, Lyal B. Harris,  
Nathan R. Cleven, Benoit Charette et Isabelle Lafrance

MB 2018-12

**Avertissement**

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Extrusion latérale en croûte moyenne dans le sud-est de la Province de  
Churchill démontrée par les interprétations géophysiques, l'analyse  
structurale et les pétrofabriques du quartz

Marc-Antoine Vanier<sup>1</sup>, Antoine Godet<sup>1</sup>, Carl Guilmette<sup>1</sup>, Lyal B. Harris<sup>2</sup>, Nathan R. Cleven<sup>1</sup>,  
Benoit Charette<sup>3</sup> et Isabelle Lafrance<sup>3</sup>

- 1- *Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Québec, Qc, Canada*
- 2- *Institut National de la Recherche Scientifique, centre - Eau Terre Environnement, 490 de la Couronne, Québec (Qc) G1K 9A9*
- 3- *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, 5700, 4e avenue ouest, local D307, Québec (Qc) G1H 6R1*

Rapport d'avancement de maîtrise

Déposé le  
15 mars 2018

## Résumé

L'Orogène Trans-Hudsonien représente l'un des principaux orogènes paléoproterozoïques. L'étude de cet orogène devrait permettre de décrire le style de déformation dans un contexte de collision durant l'étape de transition entre les tectoniques archéenne et moderne. L'architecture métamorphique et structurale du sud-est de la Province de Churchill est actuellement expliquée par une convergence oblique des cratons de Nain et du Supérieur. Entre ceux-ci se trouve la Zone noyau, un amalgame de domaines lithotectoniques remaniés et juxtaposés le long de zones de cisaillement. Ce rapport présente l'avancement d'un projet de maîtrise visant à définir la géométrie régionale, la cinématique, le type de déformation finie et l'état thermique des zones de cisaillement du Lac Tudor (ZCLT), de la Rivière George (ZCRG) et de Moonbase (ZCM), situées dans le sud de la Zone noyau. Ces structures sont toutes marquées en surface par une foliation subverticale contenant une linéation subhorizontale. D'après l'interprétation des levés aéromagnétiques du MERN, le sens de cisaillement régional de la ZCRG est dextre, alors que celui de la ZCM est senestre. Les fabriques des axes c du quartz des échantillons prélevés dans la ZCLT confirment un cisaillement dextre dominant et indiquent des températures de déformation entre 680 et 760 °C, proches des conditions du paroxysme métamorphique. Concernant la ZCRG, les pétrofabriques du quartz révèlent une déformation dans le champ de la constriction et de la déformation non coaxiale dextre associée à des conditions de température comprises entre 500 et 700 °C. Ces résultats semblent indiquer un style de déformation correspondant à un orogène chaud présentant un réseau de zones de cisaillement dans la croûte moyenne. Cet orogène est caractérisé par i) une constriction horizontale et un cisaillement dextre, et ii) un système conjugué régional composé de la ZCRG et de la ZCMB. Ensemble, cette configuration implique l'extrusion des domaines de Mistinibi-Raude et d'Orma qui ont échappé à l'évènement métamorphique Trans-Hudsonien entre 1820 et 1775 Ma. Un modèle de raccourcissement inhomogène à l'échelle de la partie SE de la Province de Churchill pourrait également expliquer le style tectonique de la Zone noyau.

# Table des matières

Introduction.....	6
Géologie régionale .....	7
Historique des travaux .....	7
La Zone noyau .....	8
Domaines de Mistinibi-Raude et d’Orma.....	8
Domaine de George.....	12
Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG).....	12
Zone de cisaillement du Lac Tudor (ZCLT).....	13
Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM).....	14
Modèles actuels .....	15
Accrétion successive, modèle en étau et fluage .....	15
Indenteur, transpression et extrusion.....	16
Problématique.....	16
Objectif .....	17
Méthodologie .....	17
Analyse structurale et géophysique .....	17
Pétrofabriques du quartz .....	18
Analyse structurale.....	19
Microstructures et pétrofabriques.....	25
Microstructures de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone de cisaillement de Champdoré .	25
Pétrofabriques de la Zone de cisaillement de Champdoré .....	26
Microstructures de la Zone de cisaillement du Lac Tudor .....	26
Pétrofabriques de la Zone de cisaillement du Lac Tudor .....	27
Microstructures de la Zone de cisaillement de la Rivière George.....	28
Mylonite de moyenne température.....	28
Mylonite de haute température .....	29
Indicateurs cinématiques .....	30
Pétrofabriques de la Zone de cisaillement de la Rivière George .....	31
Microstructures du Domaine de Mistinibi-Raude .....	33
Pétrofabriques du Domaine de Mistinibi-Raude.....	33
Discussion.....	46
Réseau de cisaillement en croûte moyenne .....	46

Transpression dextre de l'Orogène du Nouveau-Québec.....	49
Conclusion .....	50
Références.....	51

## Liste des figures

Figure 1 : Carte du sud-est de la Province de Churchill et de localisation du secteur d'étude (Modifié de Wardle et al., 2002 et de Lafrance et al., 2017).	10
Figure 2 : Carte géologique simplifiée du sud de la Zone noyau et montrant la localisation des échantillons et les types de pétrofabriques.	11
Figure 3 : Carte d'interprétation des linéaments géophysiques et stéréogrammes de l'analyse structural.	22
Figure 4 : Carte d'interprétation de l'angle tilt, la ZCZ est coupé par la ZCRG et subi un décalage dextre.	23
Figure 5 : Carte d'interprétation des linéaments et des domaines structuraux.	24
Figure 6 : a) Microstructures de la ZCC et de la ZCRG	38
Figure 7 : Microstructures de la ZCRG	39
Figure 8 : Microstructures de la ZCRG et domaine de Mistinibi-Raude	40
Figure 9 : Pétrofabriques de la ZCC et de la ZCLT	41
Figure 10 : Pétrofabriques de la ZCC et de la ZCLT	42
Figure 11 : Pétrofabriques des axes-c du quartz de la ZCRG	43
Figure 12 : Pétrofabriques des axes-c du quartz de la ZCRG	44
Figure 13 : Pétrofabriques des axes c du quartz de la ZCRG et du Domaine de Mistinibi-Raude	45
Figure 14 : Graphique des températures de déformations estimées à partir des angles d'ouverture des pétrofabriques des axes c du quartz.	48

## Liste des Tableaux

Tableau 1: Microstructures de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone de cisaillement de Champdoré .....	34
Tableau 2 : Microstructures de la Zone de cisaillement du Lac Tudor.....	34
Tableau 3 : Microstructures de la Zone de cisaillement de la Rivière George .....	35
Tableau 4 : Microstructures du domaine de Mistinibi-Raude.....	37

## Liste des abréviations

### Mécanismes de recristallisation dynamiques

BLG : bourgeonnement, de l'anglais « *bulging* »

GBAR : réduction de la surface des grains

GBM : migration des bordures de grains

SGR : rotation des sous-grains

### Minéraux

BT : biotite

CL : chlorite

CX : clinopyroxène

DP : diopside

EP : épidote

FP : feldspath

GR : grenat

HB : hornblende

MG : magnétite

MV : muscovite

OX : orthopyroxène

PG : plagioclase

PX : pyroxène

ST : serpentinite

SM : sillimanite

### Roches

V1 : roches volcaniques felsiques

V2 : roches volcaniques intermédiaires

T2 : mylonite

T2C : ultramylonite

I1C : granodiorite

I2G : monzodiorite quartzifère

I1 : roche intrusive felsique

S2C : arkose

I1B : granite

M4 : paragneiss

M21 : diatexite

M14 : roche calco-silicaté

I1S : granodiorite à orthopyroxène

I1P : granite à orthopyroxène

S2 : arénite

M3 : orthogneiss

I1D : tonalite

I2F : monzonite

I2C : syénite quartzifère

### Textures et structures

CR : crénulé

EQ : équigranulaire

FO : folié

GR : granoblastique

HJ : homogène

HG : hétérogranulaire

LP : lépidoblastique

MA : massif

NM : nématoblastique

PJ : porphyroclastique

PB : porphyroblastique

RQ : ruban de quartz

RU : rubané

YL : tectonites en L

### Province et zones de cisaillement

SEPC : sud-est de la Province de Churchill

ZCC : Zone de cisaillement de Champdoré

ZCLT : Zone de cisaillement du Lac Tudor

ZCM : Zone de cisaillement de Moonbase

ZCRG : Zone de cisaillement de la Rivière George

ZCZ : Zone de cisaillement de Zéni

## Introduction

Les ceintures orogéniques présentent des styles tectoniques variés dont les caractéristiques évoluent entre autres en fonction des époques géologiques. À ce sujet, l'ère paléoprotérozoïque apparaît cruciale étant donnée la variété des styles tectoniques observée et de l'immense masse de croûte continentale produite (Condie, 1998; Condie et O'Neill, 2010). Les orogènes chauds (Chardon et al., 2009) impliquant une lithosphère affaiblie et déformée de manière pénétrative sont plus fréquemment rencontrés au Paléoprotérozoïque. Leur architecture tectonométamorphique sans localisation de la déformation, ni structure motrice d'exhumation est davantage marquée par des domaines disséqués par de larges zones de cisaillement et une exhumation lente par érosion (Gapais *et al.*, 2009).

L'Orogène Trans-Hudsonien expose sur des milliers de kilomètres les ceintures collisionnelles entre le Craton du Supérieur et une multitude de cratons de moindres dimensions; ces dernières ont résulté en la fermeture du paléo-océan Manikewan (Hoffman, 1988; St-Onge, *et al.*, 2006; Corrigan *et al.* 2009). Il figure parmi les plus importants environnements orogéniques actifs au Paléoprotérozoïque et représente de fait une occasion d'étudier le style tectonique à cette époque charnière. Le segment est de l'Orogène Trans-Hudsonien correspond au sud-est de la province de Churchill (SEPC). Cette province géologique comprend l'Orogène des Torngat, présenté comme un orogène chaud (Charrette, 2016), l'Orogène du Nouveau-Québec d'affinité accréctionnaire (Clark et Wares, 2004; Wardle *et al.*, 2002; Godet *et al.*, 2017b) et la Zone noyau dont l'évolution tectonométamorphique demeure énigmatique. L'investigation du style structural et plus spécifiquement des zones de cisaillement de la Zone noyau du SEPC pourrait ainsi révéler des caractéristiques transitoires entre ces styles orogéniques.

Ce rapport d'avancement de maîtrise synthétise d'abord les éléments clés des travaux antérieurs ayant permis de proposer un modèle général de collisions obliques successives pouvant expliquer l'architecture structurale de la SEPC (Wardle *et al.*, 2002). Ensuite, une hypothèse alternative est mise de l'avant. Il s'agit d'un raccourcissement général et inhomogène qui serait compatible avec une lithosphère disséquée par un réseau de



cisaillements transpressifs. Ce modèle est particulièrement pertinent étant donné les caractéristiques apparentées aux orogènes chauds d'une vaste portion du SEPC (Charette *et al.*, 2016). Le cœur de ce rapport consiste à valider la pertinence d'un modèle de raccourcissement général. Cela est réalisé à partir i) d'une analyse structurale appuyée par des interprétations de levées aéromagnétiques et des observations de terrain, ii) de descriptions des microstructures, iii) de l'analyse des pétrofabriques du quartz et iv) de thermométrie de la déformation.

## **Géologie régionale**

### Historique des travaux

Le SEPC (auparavant nommé la Province de Rae; Hoffman 1990) a fait l'objet de divers travaux de cartographie géologique depuis la première reconnaissance par Taylor (1979). Durant les années 1990, plusieurs inventaires cartographiques ont été entrepris au Québec (*e.g.* Van der Leeden, 1990) et au Labrador. À cette époque, James *et al.* (1996) définissent la Zone noyau comme un amalgame de domaines lithotectoniques discriminés à partir de critères pétrologiques, métamorphiques et géochronologiques. Van der Leeden *et al.* (1990) documentent les zones de cisaillement du lac Tudor et de la Rivière George. La première est une zone de cisaillement transpressive reliée à l'Orogène du Nouveau-Québec, alors que la seconde est une zone de cisaillement en décrochement ayant un historique cinématique complexe. L'Orogène des Torngat est également étudié et est interprété comme un orogène étroit à double vergence (Rivers *et al.*, 1996). Par la suite, la compréhension de la PCSE a pu bénéficier de l'acquisition de nouvelles données géophysiques dans le cadre du programme Lithoprobe dont le segment ECSOOT qui couvre le SEPC (Funck *et al.*, 2000; Hall *et al.*, 2002). Une synthèse des travaux de géochronologie, de pétrologie, de quantification du métamorphisme et de géophysiques a abouti à un modèle géodynamique par accrétions successives en régime de transpression de la Zone noyau avec le Craton de Nain (Orogène des Torngat ; 1,87 à 1,85 Ga (Wardle *et al.* 2002)) puis de la Zone noyau avec le craton du Supérieur (Orogène du Nouveau-Québec ; 1,82 à 1,77 Ga (Wardle *et al.* 2002)). Depuis l'été 2009, le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec déploie des efforts pour compléter la

cartographie de la portion québécoise du SEPC (*e.g.* Hammouche *et al.*, 2011; Lafrance *et al.*, 2014; Charette *et al.*, 2016). Une évaluation des parcours PTt réalisée en parallèle a permis de décrire l'Orogène de Torngat comme un intermédiaire entre un orogène chaud et ultra-chaud (Charette *et al.*, 2016), alors que l'Orogène du Nouveau-Québec est interprété du type accréctionnaire (Godet *et al.*, 2017a; Godet *et al.*, 2017b). Des travaux de géochronologie réalisés sur des monazites, de zircons et de grenats d'origine métamorphique prélevés dans l'orogène des Torngat et l'est de la Zone noyau étendent la période d'activité de l'Orogène des Torngat de ca. 1885 à 1780 Ma (Charette, 2016).

### La Zone noyau

L'appellation Zone noyau a été introduite par James *et al.* (1996) pour définir l'assemblage de domaines lithotectoniques composés de roches plutoniques et métamorphiques d'âges archéens à paléoprotérozoïques. Des zones de cisaillement d'échelle crustale dissèquent la Zone noyau et leur interprétation suggère qu'elles juxtaposent les domaines qui la composent (Girard, 1990a; James et Dunning, 2000; Hall *et al.*, 2002). Le caractère composite de la Zone noyau est étroitement lié aux zones de cisaillement qui délimitent les différents domaines lithotectoniques. Les zones de cisaillements de la Rivière George (ZCRG), du Lac Tudor, de Moonbase et de Zéni, ainsi que les domaines de Mistinibi-Raude et de George, sont présentés à la figure 1.

### Domaines de Mistinibi-Raude et d'Orma

Le domaine de Mistinibi-Raude a été d'abord défini par Van der Leeden (1986). Il comprend majoritairement des paragneiss migmatisés et des diatexites regroupés sous l'appellation de Complexe de Mistinibi (Van der Leeden, 1986; Lafrance *et al.*, 2016). Différentes unités d'origine ignée sont présentes dans la portion ouest et sud du Domaine de Mistinibi-Raude. Ces roches sont majoritairement associées à la Suite de Pallatin et aux complexes de Ntshuku, d'Advance et du lac Zéni. La suite intrusive de Pallatin datée à 2,30 Ga (Girard, 1990a) et le complexe de Ntshuku daté à  $2373,7 \pm 2,8$  Ma (Davis, communication personnelle) sont interprétés comme étant comagmatiques (Girard, 1990a). Quant au Complexe d'Advance, il s'agit principalement de gneiss granitique à monzodioritique. Les similarités et la continuité spatiale entre les complexes

d'Advance et du Lac Zéni (figure 2) suggèrent une origine commune à ces gneiss (Ministère des Ressources naturelles, 2017). Aucune datation n'est disponible pour le Complexe d'Advance, par contre, une mylonite de composition tonalitique appartenant au Complexe du Lac Zéni a été datée à 2480 Ma (David *et al.*, 2009).

L'absence de zircon et de monazite d'origine métamorphique contemporaine aux orogènes des Torngat et du Nouveau-Québec dans le domaine d'Orma suggère qu'il a échappé à ces événements orogéniques (James *et al.*, 2003). Les récentes datations dans le Complexe de Mistinibi vont dans le même sens. En effet, les âges U-Pb obtenus au cœur des zircons des diatexites sont de  $2095 \pm 13$  Ma et de  $2005 \pm 12$  Ma pour les surcroissances métamorphiques (Lafrance *et al.*, 2016). Donc le Domaine de Mistinibi-Raude est singulier dans le SEPC à la fois pour les âges de cristallisation des roches ignées (*ca.* 2,3 Ga) qui sont peu courants dans le reste du SEPC (Lafrance *et al.*, 2017) et en raison de l'âge présumé du métamorphisme (*ca.* 2,0 Ga). La seconde caractéristique est toutefois possiblement partagée avec le domaine d'Orma qui quant à lui est composé de protolithes néoarchéens (Nunn *et al.*, 1990).

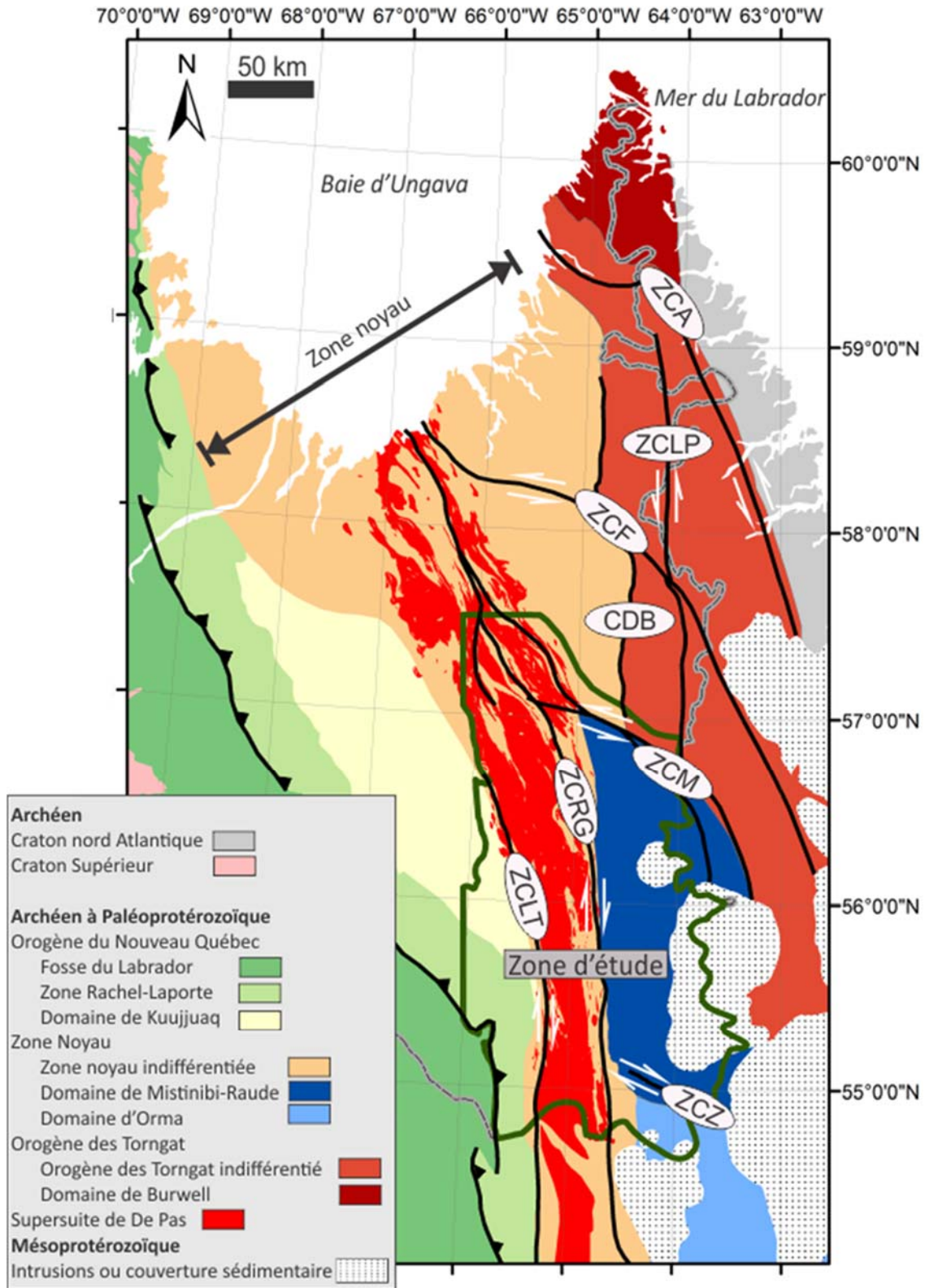


Figure 1 : Carte du sud-est de la Province de Churchill et de localisation du secteur d'étude (Modifié de Wardle et al., 2002 et de Lafrance et al., 2017).

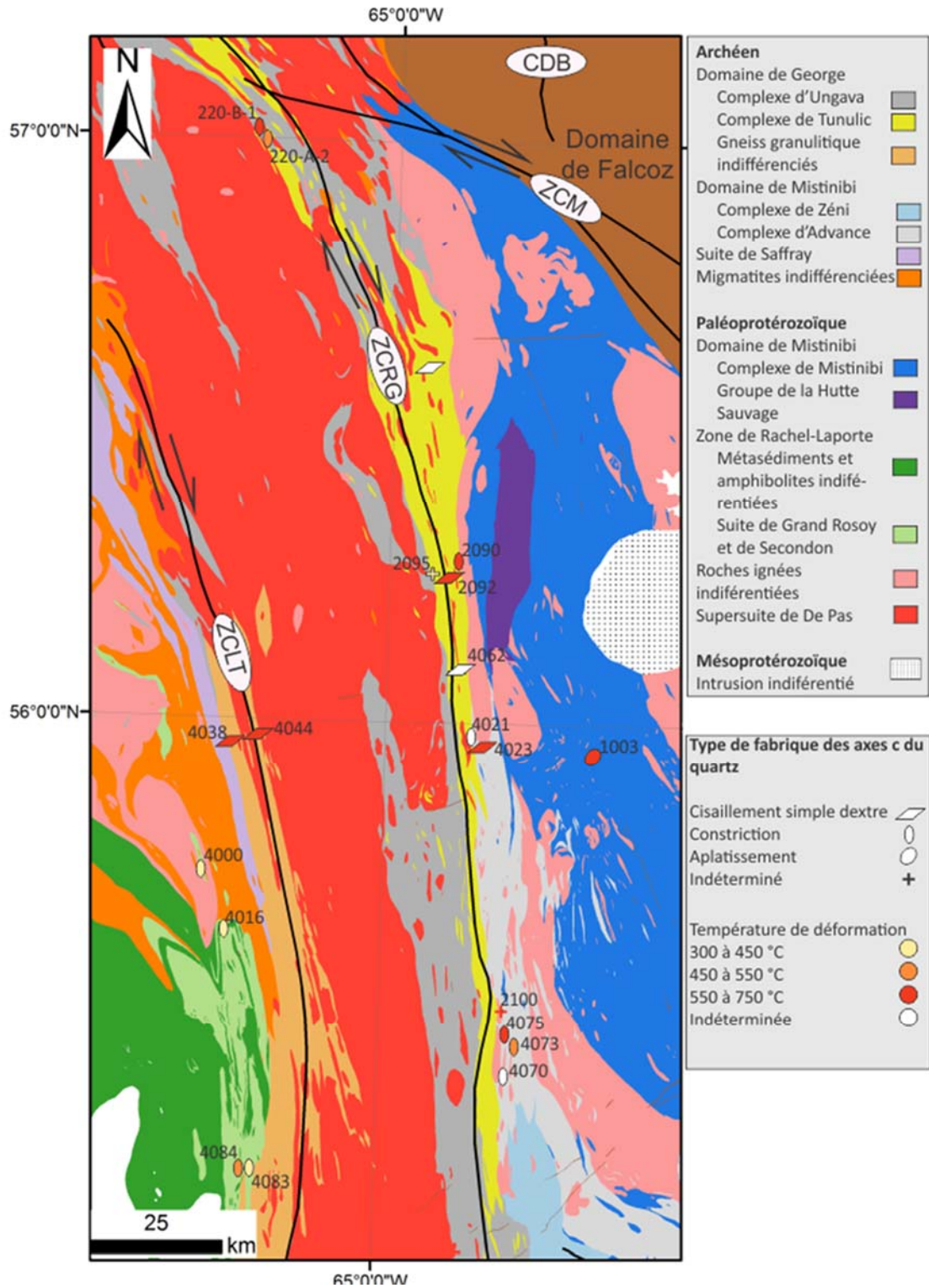


Figure 2 : Carte géologique simplifiée du sud de la Zone noyau et montrant la localisation des échantillons et les types de pétrofabriques.

## Domaine de George

Ce domaine lithotectonique longitudinal occupe la portion centrale de la Zone noyau (Lafrance *et al.*, 2017). Les unités clés présentes dans le secteur d'étude sont les complexes néoarchéens d'Ungava, composés d'orthoigneiss (Simard *et al.*, 2013), et de Tunulic, de nature volcanosédimentaire (Lafrance *et al.*, 2015), ainsi que la supersuite de De Pas. Cette dernière a été interprétée comme un arc magmatique ensialique (Martelain *et al.*, 1998). Une affinité syncollisionnelle a aussi été proposée par Wardle *et al.*, (1990). Les âges de cristallisations de la supersuite de De Pas s'étalent entre 1805 et 1862 Ma (Lafrance *et al.*, 2017). À l'ouest, le De Pas est en contact avec les gneiss granulitiques de Knox (Hammouche *et al.*, 2011), eux-mêmes cédant place aux séquences supracrustales de la Zone de Rachel-Laporte.

## Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG)

La ZCRG occupe un corridor nord-sud d'une largeur de 6 à 20 km qui s'étend du Labrador et se poursuit sous la baie d'Ungava (Hall *et al.*, 2001). Elle limite les domaines de Mistinibi-Raude et de George et affecte leurs unités respectives. Dans cette bande, les unités géologiques sont amincies et totalement transposées dans la foliation mylonitique N-S (Van der Leeden *et al.*, 1990; Lafrance *et al.*, 2015). Parmi les principaux complexes cisailés qui ont été échantillonnés, se trouvent le complexe volcanosédimentaire de Tunulic (Lafrance *et al.*, 2015), les orthoigneiss du Complexe d'Ungava, différents faciès de la supersuite de De Pas et de la suite ignée de Pallatin (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, 2017). Dans l'ensemble, les protolithes sont donc d'origine ignée et de composition intermédiaire à felsique.

La déformation se manifeste par un fort rubanement mylonitique subvertical contenant des linéations d'étirement subhorizontales (Van der Leeden *et al.*, 1990; Girard, 1990b; Hammouche *et al.*, 2012; Lafrance *et al.*, 2015 et Lafrance *et al.*, 2016). L'étirement affecte principalement le quartz et les feldspaths. Les amphiboles des enclaves mafiques peuvent aussi être étirées. Il n'est pas rare que la linéation soit si forte qu'elle devient significativement plus marquée que la fabrique planaire (Lafrance *et al.*, 2013). Une dominance d'indicateurs cinématiques dextre est rapportée, de même que plusieurs

senestres et quelques'uns verticaux (Girard, 1990b; Van der Leeden *et al.*, 1990, Hammouche *et al.*, 2012; Lafrance *et al.*, 2015). Près de la baie d'Ungava, la ZCRG montrerait également un mouvement dextre combiné à un déplacement normal vers l'est (Bardoux *et al.*, 1998). Bien que la signification tectonique de la ZCRG demeure incertaine, elle a été interprétée comme résultat d'une phase de coulissage dextre tardif en relation à la phase compressive de l'Orogène du Nouveau-Québec (Clark et Wares, 2004; Lafrance *et al.*, 2015).

L'âge de la déformation le long de la ZCRG est actuellement contraint par une datation U-Pb sur zircon d'une injection de granodiorite dans un granite mylonitisé près de la latitude 56°20'N (Dunphy et Skulski, 1996). La mylonitisation et la foliation sont reliées à la déformation de la ZCRG. Ces auteurs interprètent qu'au moment de la cristallisation de l'injection, soit 1825 ±2 Ma, la déformation était toujours active mais avait largement faibli.

#### Zone de cisaillement du Lac Tudor (ZCLT)

La ZCLT partage avec la ZCRG une orientation N-S et une cinématique dextre; toutefois une composante en chevauchement vers l'est serait aussi présente selon Van der Leeden *et al.*(1990). Elle serait associée au coulissage tardif dextre répandu à travers l'Orogène du Nouveau-Québec et représente la limite entre la Zone noyau et la Zone de Rachel-Laporte (Wardle *et al.*, 2002; Clark et Wares, 2004; Charette *et al.*, 2016). La ZCLT est interprétée comme une zone de cisaillement transpressive synchrone au métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites (Van der Leeden *et al.*, 1990; James et Dunning, 2000). La zone d'emprise de la ZCLT est estimée à 20 km (Van der Leeden *et al.*, 1990) au sein de laquelle les roches montrent des rubans de quartz et des porphyroclastes. La linéation subhorizontale est contenue dans une foliation subverticale. Peu de mesures de linéations sont toutefois disponibles (Charette *et al.*, 2016; Lafrance *et al.*, 2016) et certaines auraient une inclinaison prononcée (Sanborn-Barrie, 2016). Des plis isoclinaux sont aussi associés à la ZCLT.

La ZCLT affecte la supersuite de De Pas, mais il y a localement des injections granitiques associées à la suite granitique de De Pas qui recoupent la fabrique mylonitique, de sorte que Lafrance *et al.* (2016) attribuent le cisaillement à une période antérieure à 1805 Ma, âge minimum du Batholite de De Pas. D'autres datations ont été réalisées au Labrador et indiquent un âge minimal de la déformation à  $1802 \pm 9/-14$  Ma (James et Dunning, 2000). Hammouche *et al.*, (2011) divisent la ZCLT en introduisant la Zone de cisaillement de Champdoré au sens de mouvement indéterminé. Les linéations qui lui sont associées sont tout de même subhorizontales.

#### Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM)

La zone de cisaillement de Moonbase a originellement été identifiée au Labrador par Ryan (1990) comme une zone de mylonite affectant des roches métamorphisées au faciès des granulites. Elle se poursuit en territoire québécois en direction N-W et se joint à la ZCRG (figure 1). La ZCM limite le domaine de Mistinibi-Raude au nord. Girard (1990b) associe la ZCM au même événement de cisaillement que les zones de cisaillement de Falcoz et d'Abloviak, étant donnée leur expression aéromagnétique qui dévie le grain structural régional selon un cisaillement senestre. L'ensemble de ce réseau de zones de cisaillement est aussi caractérisé par des linéations subhorizontales (Girard, 1990b). L'observation d'indicateurs cinématiques senestres confirme la cinématique de la ZCM (Lafrance *et al.*, 2015, 2016). L'âge de la ZCM est pour l'instant peu contraint. Une injection syncinématique prélevé dans la ZCM a été daté à  $1861,7 \pm 4,7$  Ma (Lafrance et al., 2015).

#### Zone de cisaillement de Zéni (ZCZ)

La ZCZ marque la limite sud du domaine de Mistinibi-Raude, au-delà duquel se trouve le domaine d'Orma (figure 1). La déformation au sein de la Zone de cisaillement de Zéni est caractérisée par une linéation d'étirement subhorizontale, des rubans de quartz et des indicateurs cinématiques dextres (Hammouche *et al.*, 2012). L'âge de la déformation est inconnu, mais la zone de cisaillement affecte le gneiss mylonitisé du Complexe d'Advance qui a été daté à 2480 Ma (David *et al.*, 2009).



## Modèles actuels

### Accrétion successive, modèle en étau et fluage

Le modèle géodynamique actuellement proposé pour le SEPC comprend une succession de collisions accrétionnaires obliques, d'abord entre le Craton de Nain et la Zone noyau durant l'orogène des Torngat (1,87 à 1,85 Ga), puis dans un second temps entre la Zone noyau et le Craton du Supérieur lors de l'Orogène du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77) (Wardle *et al.*, 2002). Ces collisions sont respectivement associées à une tectonique en transpression senestre et dextre (Wardle et Van Kranendonk, 1996, Wardle *et al.*, 2002). En s'appuyant sur ce modèle accrétionnaire et la présence d'un décollement à la base de la croûte continentale, sous la Zone noyau proposé par Hall *et al.* (1995), Ellis et Beaumont (1999) ont proposé un modèle en étau pour expliquer le caractère structural du SEPC. La composante clé d'un modèle en étau est une lithosphère anormalement affaiblie, par exemple par une anomalie thermique positive. La lithosphère affaiblie est coincée entre deux blocs rigides, tels des cratons. Cet arrangement provoque un découplage de la déformation entre la lithosphère et le manteau supérieur et s'applique aux phases de convergence tardive des orogènes vastes et chauds (Ross *et al.*, 1995; Ellis *et al.*, 1998; Chardon *et al.*, 2009).

Dans le cas du SEPC, les suites intrusives associées à la supersuite de De Pas qui traverse la Zone noyau selon l'axe N-S indique une activité magmatique intense et synchrone au développement de zones de cisaillement transcrustales. De plus, les conditions d'anatexie ont affecté l'est de la Zone noyau et l'Orogène des Torngat approximativement entre 1885 et 1800 Ma (Charette, 2016). La modélisation en deux dimensions d'Ellis et Beaumont (1999) prédit que la Zone noyau affaiblie et détachée du manteau lithosphérique a subi une déformation pénétrative au moins partiellement synchrone à la déformation dans les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat. La modélisation en deux dimensions est évidemment d'une utilité limitée pour prédire la géométrie d'ensemble des différentes zones de cisaillements dans un contexte de convergence oblique. Un aperçu de la géométrie peut être déduit d'essais en trois dimensions réalisés en laboratoire. Ces expériences visant à étudier l'occurrence de fluage parallèle à

l'orogène fournissent des renseignements sur le développement d'un réseau de zones de cisaillement conjuguées délimitant des blocs losangiques (Cruden *et al.*, 2006; Cagnard *et al.*; 2006; Riller *et al.*, 2011). La déformation finie dominante au sein des zones de cisaillement peut varier de l'aplatissement vertical parallèle à l'orogène à la constriction horizontale également parallèle à l'orogène (Cruden *et al.*, 2006).

### **Indenteur, transpression et extrusion**

Le caractère transpressif du SEPC est mis de l'avant par Wardle *et al.* (2002) en raison des attributs transpressifs communs aux grandes zones de cisaillement qui dissèquent la Zone noyau et l'Orogène des Torngat. De plus, le déplacement du Craton du Supérieur vers le nord pour refermer l'Orogène Trans-Hudsonien suggère une accommodation du mouvement décrochant N-S le long de structures telles que la ZCRG et la ZCLT (Wardle *et al.*, 2002). Considérant la géométrie et l'historique des événements tectonométamorphiques, l'Orogène Trans-Hudsonien a été présenté comme un analogue de l'Orogène Himalayen (Hoffman 1990, St Onge 2006). L'emploi d'un modèle du style de la collision Indo-Eurasienne, place le SEPC dans une position analogue au bloc Indochine, qui a subi une extrusion latérale par le biais de zones de cisaillement majeures dont celle de « *Ailao Shan-Red River* » (Taponnier *et al.*, 1990; Leloup *et al.*, 1995; Searle, 2006). Cette zone de cisaillement est caractérisée par une déformation non-coaxiale, des linéations d'étirement subhorizontales et une température de déformation se situant entre 550 et 780 °C (Leloup *et al.*, 1995).

### **Problématique**

La Zone noyau possède plusieurs caractéristiques typiques des orogènes vastes et chauds, à savoir : i) un flux de chaleur important reflété par la présence généralisée de migmatites et du magmatisme associé à la supersuite De Pas; ii) une position cernée en étau par deux blocs rigides, soit les cratons Supérieur et Nord Atlantique (figure 1); iii) la présence de plusieurs zones de cisaillement dont les contours délimitent des blocs losangiques (figure 1) et iv) une empreinte orogénique combinant l'orogène du Nouveau-Québec, la Zone noyau et l'Orogène des Torngat, totalisant plus de 300 km. Il est actuellement proposé que le SEPC soit le produit de collisions obliques successives (section précédente, Wardle

*et al.*, 2002). Or dans le cas d'un orogène vaste et chaud, la présence d'un réseau anastomosé de zones de cisaillement transpressives peut aussi être symptomatique d'un raccourcissement globalement inhomogène (Gapais *et al.*, 1987; Riller *et al.*, 2011), le plus souvent accommodé par un étirement parallèle à l'orogène (Chardon *et al.*, 2009). Étant donné le contexte dans lequel s'inscrit le SEPC, il est nécessaire de considérer cette alternative au modèle de collision oblique, car tous deux peuvent théoriquement expliquer l'occurrence des zones de cisaillement de nature transpressive.

Les connaissances actuelles concernant le style de déformation affectant la Zone noyau limitent les interprétations. En effet, la géométrie des zones de cisaillement à travers la Zone noyau est partiellement définie et les relations entre les différentes zones de cisaillement sont indéterminées. Leur nature même en termes de déformation finie et de vorticité demeure approximative. La température de déformation de la ZCRG et de la ZCLT étant également peu contrainte, le niveau crustal d'activité de ces cisaillements demeure inconnu. La collecte de ces informations aurait le potentiel d'infirmer ou de confirmer la compatibilité du style de déformation de la Zone noyau avec un orogène vaste et chaud et donc si le cas d'un raccourcissement globalement inhomogène doit être considéré.

## **Objectif**

Ce projet de maîtrise vise à définir la géométrie des zones de cisaillement de la Zone noyau, à décrire les styles de déformations présents dans la ZCLT et la ZCRG puis à estimer les températures de déformation associées.

## **Méthodologie**

### **Analyse structurale et géophysique**

L'analyse structurale traite de l'ensemble des mesures structurales du secteur d'étude qui ont été mesurées durant les campagnes de cartographie géologique menées par le MERN depuis 2009 et disponibles dans le SIGÉOM. Les domaines structuraux sont délimités d'après les attributs structuraux, soient le grain structural régional tel qu'observé sur les cartes d'anomalies aéromagnétiques et les mesures de terrain.

Afin de simplifier les projections stéréographiques, les structures planaires sont regroupées en une seule catégorie comprenant les foliations, les gneissosités et les rubanements mylonitiques. À noter que les rubanements migmatitiques ne sont pas traités dans le présent rapport. Les levés aéromagnétiques de haute résolution (Commission géologique du Canada, 2009; Intissar *et al.*, 2014) sont utilisés pour interpréter le grain structural régional. La procédure employée pour le traitement (entrepris par Lyal Harris, INRS-ETE) débute par l'application d'un filtre qui permet d'isoler le signal de surface. Il est alors possible d'appliquer divers traitements pour rehausser les contrastes et structures. Il s'est avéré que le traitement le plus utile est celui de l'angle tilt (Miller et Singh, 1994; Verduzco et al., 2004; Cooper et Cowan, 2006). L'angle tilt met en valeur les contrastes de susceptibilité magnétique du socle rocheux. Les valeurs positives sont situées au-dessus des sources, nulles aux bordures et négatives en dehors de la source. Cela a pour effet d'éliminer les décalages dus au pendage des niveaux à forte susceptibilité magnétique (Miller et Singh, 1994).

### **Pétrofabriques du quartz**

L'analyse des pétrofabriques du quartz est utile pour obtenir des informations concernant l'historique de la déformation des roches riches en quartz. Passchier *et al.* (2005) ont synthétisé leurs champs d'application. Les glissements le long de plans dans les grains de quartz durant la recristallisation dynamique entraînent une réorientation des axes cristallographiques selon des orientations préférentielles. Les patrons de distributions des axes c possibles sont multiples et permettent de déduire des informations concernant le processus de déformation subi par le quartz, soit le champ de déformation finie, l'intensité de la déformation et le sens du cisaillement (Passchier *et al.*, 2005). De plus, l'angle d'ouverture des fabriques a été empiriquement corrélé à la température de déformation (Kruhl, 1998; Faleiros *et al.*, 2016). Les grands angles d'ouvertures sont associés à des températures de déformation plus élevées et une activation des glissements le long du prisme <c> (Morgan et Law, 2004; Faleiros *et al.*, 2016). Faleiros *et al.* (2016) ont défini une relation mathématique ayant un bris de pente à 650 °C qui est

associée à l'activation des glissements du prisme <c>. Cette calibration est employée pour l'estimation de la température de déformation dans le présent rapport.

L'acquisition des données d'orientation des axes-c du quartz a été réalisée sur des sections parallèles à la linéation macroscopique et perpendiculaire à la foliation. L'instrument utilisé est le « *G50 automated fabric analyser* » fabriqué par Russell-Heads systems (Wilson *et al.*, 2007). Cet instrument réalise une imagerie où chaque pixel contient l'information concernant l'orientation de l'axe-c. L'utilisateur peut ensuite sélectionner un pixel par grains de quartz et ainsi bâtir une fabrique de l'orientation préférentielle des axes c. Cette technique a l'avantage de permettre une sélection des données selon des critères microstructuraux et de qualité des mesures. Les données sont ensuite projetées sur l'hémisphère inférieur de stéréogrammes à aire égale, de sorte que la foliation macroscopique corresponde à un plan vertical E-W et que la linéation macroscopique suive une ligne horizontale E-W. Les données de certains échantillons avec des fabriques macroscopiques ambiguës ont dû être réorientées afin d'être bien représentées. Les projections stéréographiques et les contours de densité réalisés selon la méthode de Kamb modifiée (Vollmer, 1995) ont été construits avec le logiciel Orient 3.7.1 de Vollmer (2018).

Les lames minces utilisées pour la description des microstructures et l'analyse des axes c du quartz sont toutes orientées. En général, deux sections sont coupées par échantillon, une parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation et l'autre perpendiculaire à la linéation et à la foliation. L'échantillonnage reflète la gamme d'intensité de déformation et les protolithes présents dans les zones de cisaillement. Les échantillons sélectionnés pour l'analyse des axes-c du quartz sont ceux les plus riches en quartz et montrant des évidences macroscopique et microscopique de déformation du quartz.

## **Analyse structurale**

La carte de l'angle tilt est employée afin de définir le grain structural régional permettant de délimiter les corridors d'emprise des zones de cisaillements et les différents domaines structuraux. Ainsi, cinq zones de cisaillement et deux domaines structuraux sont

individualisés sur la figure 3. En dehors des zones déformées, certains linéaments sont interprétés comme étant d'origine primaire, soit magmatiques étant donné la nature intrusive des roches, qui sont pour la plupart associées à la supersuite intrusive de De Pas. La présente analyse structurale ne s'attarde pas au territoire à l'ouest de la Zone de cisaillement de Champdoré. Pour une analyse structurale plus détaillée de cette région, se référer à Vanier *et al.* (2017). Mentionnons seulement la présence d'interférence de plis de type 2 ou 3 (Ramsay et Humber, 1987; figure 3).

Les zones de cisaillement de la Zone noyau ont pour caractéristique commune une foliation subverticale. À l'approche des bandes fortement déformées, l'inclinaison des foliations devient fortement abrupte. Les foliations à pendage modéré et faible sont restreintes aux zones externes aux cisaillements. À ce titre, la Zone de cisaillement de Champdoré est dans une configuration intermédiaire, puisque le pendage de la foliation y est légèrement variable (figure 3). Les roches de ce domaine sont également moins déformées que celles des autres cisaillements. Quant aux linéations minérales, elles sont subhorizontales pour l'ensemble des zones de cisaillements.

Les couloirs d'influence des zones de cisaillement sont repérables par la présence de nombreux linéaments serrés et organisés. À l'opposé, la signature aéromagnétique du Domaine de Mistinibi-Raude correspond à un fond lisse et très peu perturbé excepté par des linéaments rectilignes dont plusieurs correspondent à l'emplacement de dykes de gabbro (figure 3). Ce type de patron diffus est fréquemment observé pour les complexes migmatitiques, et ce même si les roches sont rubanées à l'échelle des affleurements (Isles et Rankin, 2013). L'analyse structurale montre que l'attitude des linéations est significativement variable en inclinaison dans le domaine de Mistinibi-Raude, contrastant fortement avec les linéations présentes dans la ZCRG et la ZCM

Les linéaments présents dans le Domaine de Mistinibi-Raude, le long du cisaillement de la Rivière George, sont en majorités subparallèles à celui du plan de cisaillement. Cela inhibe l'occurrence d'indicateurs cinématique à l'échelle de la carte aéromagnétique. Par

contre, la ZCZ rejoint la ZCRG avec un angle plus ouvert. Les linéaments de la ZCZ sont alors tronqués et les unités géologiques subissent un décalage dextre (figure 4).

Au nord de la région d'étude, la ZCM rejoint la ZCRG. Ensemble elles ont la configuration d'un système conjugué (figure 5). L'angle entre la ZCM et la ZCRG de même que leur cinématique respective suggèrent qu'elles appartiennent au même système de contrainte. Ce dernier est aussi constant avec l'orientation de fractures de tension remplies par des dykes d'orientation NE-SW (figure 6). Une déformation synchrone le long de ces structures demeure cependant à démontrer par des données géochronologiques.

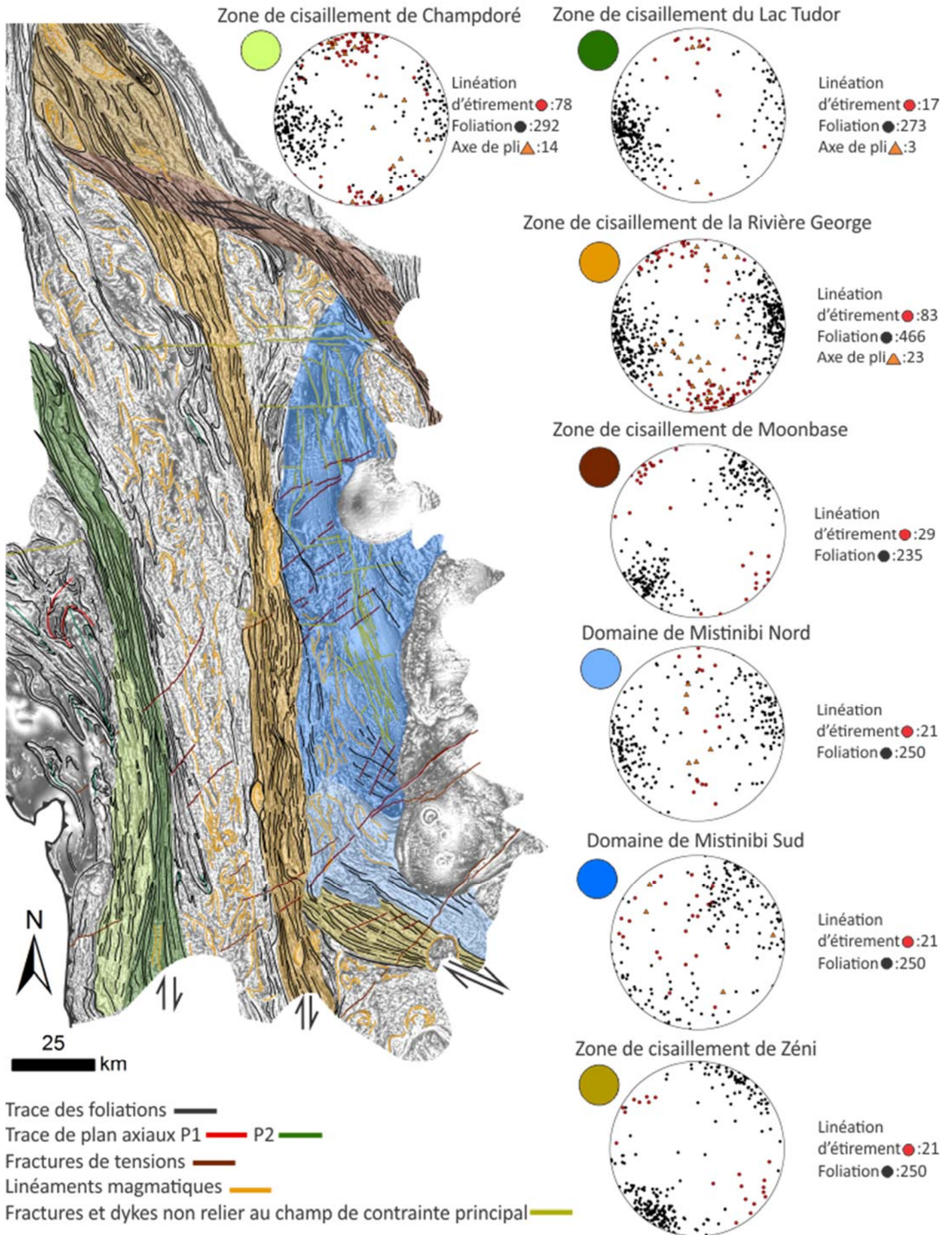


Figure 3 : Carte d'interprétation des linéaments géophysiques et stéréogrammes de l'analyse structural.



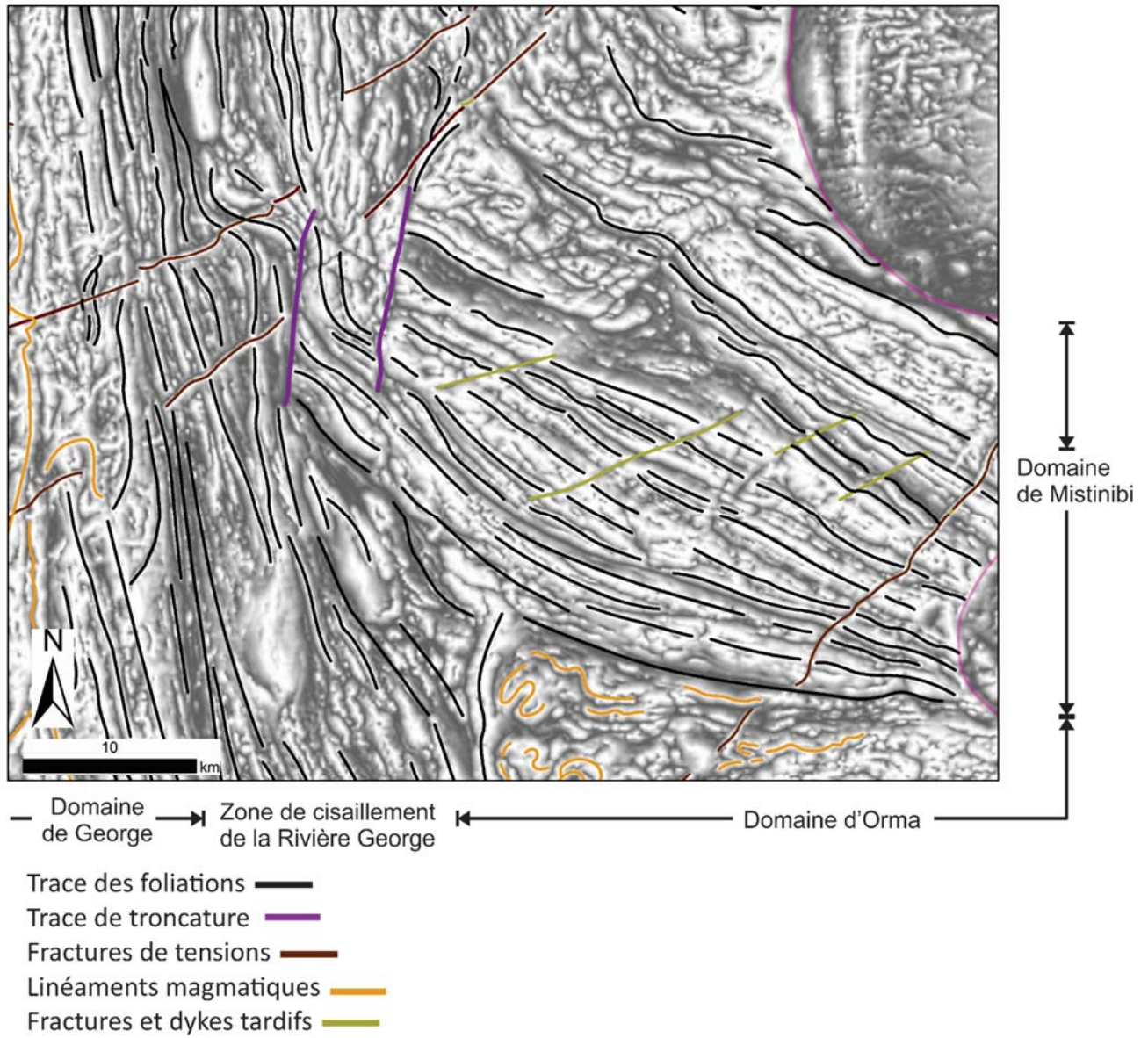


Figure 4 : Carte d'interprétation de l'angle tilt, la ZCZ est coupé par la ZCRG et subi un décalage dextre.

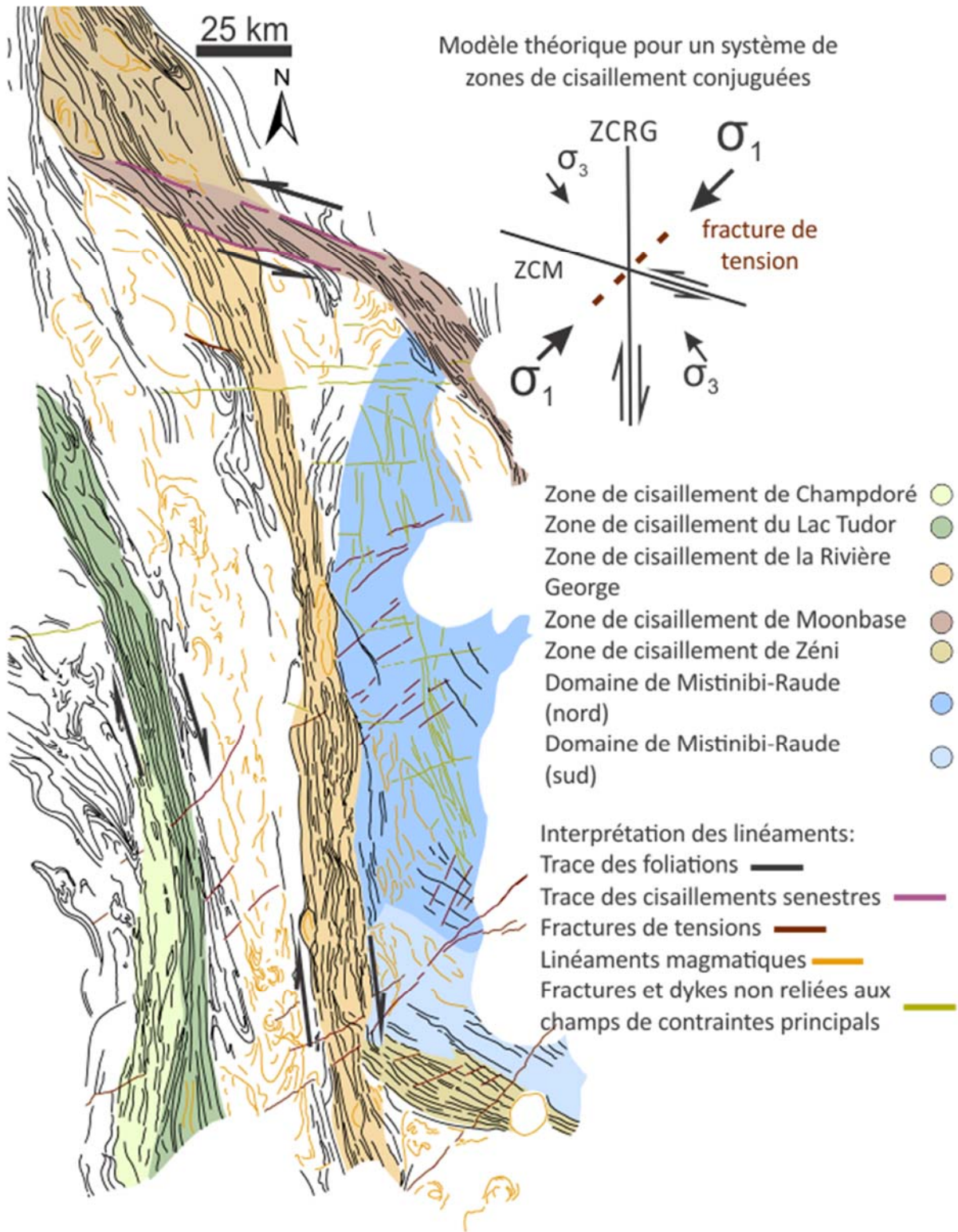


Figure 5 : Carte d'interprétation des linéaments et des domaines structuraux.

## **Microstructures et pétrofabriques**

Les lames minces ont été préparées à partir des échantillons orientés collectés à l'été 2016. Les lames minces sont coupées soit dans le plan XZ (parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation), soit dans celui YZ. Seules les lames minces orientées en XZ sont utilisées pour l'analyse des axes c du quartz. Les observations pétrographiques sont synthétisées aux tableaux 1 à 4.

### **Microstructures de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone de cisaillement de Champdoré**

Les protolithes de la Zone de Rachel-Laporte et de la ZCC sont principalement des métasédiments de composition pélitique à arkosique. Il s'y intercale également des bandes décamétriques à hectométriques d'amphibolite. Les roches du secteur ouest sont peu déformées. En affleurement, elles présentent une foliation, souvent crénulée, donnée par l'alignement des micas. À l'échelle microscopique, ces roches sont caractérisées par une texture lépidoblastique et une matrice granoblastique composée de quartz et de feldspath.

Les roches de la ZCC sont caractérisées par la présence de tiges de quartz et de «micas fish». L'étude à l'échelle microscopique révèle des rubans et lentilles de quartz où les grains ont des bordures irrégulières. Localement, des grains de quartz grossiers à extinction en jeu d'échecs ont une forme sigmoïdale et des queues de recristallisation formées de nouveaux grains de taille moyenne (figure 6a). Ces microstructures indiquent qu'il y a d'abord eu recristallisation dynamique par migration des bordures de grains et une activité des glissements par le prisme <c> du quartz étant donné la présence des extinctions en échiquier (Law *et al.*, 2013). Ces processus précoces ont formé les grains grossiers des tiges de quartz. Ceux-ci ont ensuite subi une déformation par rotation des sous-grains responsable de la formation des grains plus fins dans les queues des porphyroclastes (figure 6a). De plus, certains échantillons montrent des microstructures partiellement granoblastiques et des grains à extinction nette. Cela témoigne de microstructures de déformation ultérieurement affectées par de la recristallisation

statique. Ceci est fréquent dans les roches déformées à haute température (Paschier et Trouw, 2005). La déformation à haute température est corroborée par la présence de sillimanite synkinématique dans certains métasédiments arkossiques. Les migmatites se trouvent à l'est de la ZCC. Elles sont peu déformées et les microstructures dominantes sont granoblastique et lépidoblastique.

### **Pétrofabriques de la Zone de cisaillement de Champdoré**

À l'instar des microstructures, les pétrofabriques issues de l'orientation des axes c du quartz pour les échantillons de la Zone de cisaillement de Champdoré indiquent une intensité de déformation modérée. En effet, les fabriques obtenues sont généralement diffuses (figure 9). La fabrique la plus forte est observée pour l'échantillon 4084-A3. Il s'agit d'un patron en guirlandes croisées indiquant une déformation en constriction (Lister et Hobbs, 1980). La fabrique de l'échantillon 4083-B semble du même type, alors que les échantillons 4083-A1-2 et 4000-A2 montrent une distribution hybride entre des guirlandes croisées de type II et une distribution le long de petit cercle indiquant également une déformation par constriction. Les fabriques 4016-A2, 4083-A1-2 et 4083-B contiennent toutes des submaximums plus ou moins développés qui s'approchent de l'orientation de la linéation. Ces groupes erratiques de quartz peuvent être associés à la recristallisation dynamique des grains de quartz par migration des bordures de grains, alors que le reste de la fabrique serait davantage relié à la recristallisation subséquente par rotation des bordures de grains. Les angles d'ouverture des fabriques sont entre 41° et 66° et ils sont plus grands vers l'est (figures 9 et 14) et donc les températures de déformation passent de près de 331 °C à 500 °C ±50°C. La température de 500°C est estimée sur l'échantillon ayant la fabrique la plus claire ne montrant pas de trace de surimpression à plus basse température.

### **Microstructures de la Zone de cisaillement du Lac Tudor**

La ZCLT est une bande large de près d'une dizaine de kilomètres composée majoritairement de gneiss droits porphyroclastiques. Les lithologies associées sont les gneiss granulitiques de Knox et la supersuite de De Pas. La déformation se manifeste par des rubans de quartz grossiers et des porphyroclastes de feldspath ou plus rarement de

pyroxène. Ces derniers sont généralement asymétriques rendant ardue l'identification du sens de cisaillement qui demeure généralement indéterminé. De plus, la linéation d'étirement est difficilement mesurable, puisque les roches montrent surtout des fabriques de tectonites en  $S > L$ .

Les rubans de quartz sont d'ordre millimétrique à centimétrique. Les observations en lames minces montrent que la taille des grains de quartz atteint le même ordre de grandeur. La structure interne des grains de quartz est caractérisée par l'occurrence généralisée d'extinction en forme de jeux d'échecs, alors que leurs bordures sont irrégulières et interdigitées (figures 6b et 6c). Lors de la recristallisation, le quartz et les feldspaths se sont généralement ségrégués de manière efficace, mais certains feldspath sont demeurés en inclusions. Ces grains de feldspath ont la forme de «mica fish» et indiquent un cisaillement dextre (figure 6d). L'ensemble de ces microstructures est associé à la recristallisation dynamique par migration des bordures de grains et à l'activation de glissements le long du prisme  $\langle c \rangle$  (Law *et al.*, 2013). Quant aux grains de feldspath, ils apparaissent souvent sous forme d'une mosaïque équi-granulaire et granoblastique. Certains sont porphyroclastiques avec un manteau recristallisé. Cette microstructure est associée à la recristallisation par rotation des sous-grains des feldspaths. Les pyroxènes sont porphyroclastiques et ont généralement une extinction roulante, indiquant que la déformation est ultérieure au paroxysme métamorphique au faciès des granulites.

### **Pétrofabriques de la Zone de cisaillement du Lac Tudor**

À l'instar des microstructures de la Zone de cisaillement du Lac Tudor, les pétrofabriques sont similaires d'un échantillon à l'autre. Les patrons de distribution sont caractérisés par deux paires de maximums, une première près de  $30^\circ$  et  $210^\circ$  (figure 10). Celle-ci est attribuable au glissement de type basal  $\langle a \rangle$ . La seconde paire a une orientation plus proche de la linéation, vers  $110^\circ$  et  $290^\circ$ , et est reliée au glissement le long du prisme  $\langle c \rangle$  (Schmid et Casey, 1986). Cela est en accord avec l'occurrence généralisée d'extinction en échiquier dans ces roches (Stipp *et al.*, 2002; Law *et al.*, 2014). L'asymétrie des fabriques 4038-A3-2 et 4044-A1-2 indique un sens de cisaillement dextre concordant avec les

observations en lames minces. La fabrication de l'échantillon 4038-A2 est plus difficile à interpréter et ne permet pas de déterminer un sens de cisaillement. L'activation combinée des glissements du prisme <c> et de type basal <a> rend impossible l'emploi du thermomètre de l'angle d'ouverture. Par contre les extinctions en échiquier et les petrofabriques indiquant des glissements du prisme [c] implique une température de déformation entre 600 et 700 °C (Lister and Dornsiepen, 1982; Stipp et al., 2002). Les glissements le long du prisme <c> peuvent être favorisés par l'affaiblissement dû à la présence d'eau durant la déformation (Law *et al.*, 2013; Law, 2014) et donc causer une surestimation de la température de déformation. Un tel problème est écarté pour les présents échantillons puisqu'un métamorphisme au faciès des granulites et la fusion partielle antérieure à la déformation impliquent normalement une quantité d'eau insuffisantes pour provoquer de l'affaiblissement (*e. g.* White et Powell, 2002).

### **Microstructures de la Zone de cisaillement de la Rivière George**

60 lames minces provenant d'échantillons orientés de la ZCRG ont été décrites (tableau 3). Les protolithes sont variés, mais la minéralogie demeure relativement constante. Les roches sont pratiquement toutes composées à plus de 95 % de quartz et de feldspath. De sorte que par l'observation de ces deux minéraux, il est possible d'obtenir un portrait d'ensemble de la ZCRG. À des fins de simplification, les échantillons ont été classés en deux principales catégories soit les mylonites de moyenne température et celles de haute température. La transition entre ces catégories est graduelle. Cette classification est basée sur les microstructures du quartz et du feldspath qui renseignent sur la plage de température de déformation probable (Trouw *et al.*, 2010; Passchier et Trouw, 2005). Il faut toutefois garder à l'esprit que les microstructures enregistrent habituellement la fin de l'évolution d'une roche (Trouw *et al.*, 2010).

#### Mylonite de moyenne température

Les grains de quartz des mylonites associées à une intensité moyenne du métamorphisme montrent généralement peu de tortuosité. En effet, la recristallisation de nouveaux grains de quartz à partir des anciens génère des grains polygonaux. Quant aux vieux grains, leur taille peut être de plusieurs ordres de grandeur supérieure et ils montrent la formation

de sous-grains et d'extinctions ondulantes de forte intensité. Ces types de microstructures sont typiquement associées à la recristallisation dynamique par rotation des sous-grains (figure 6e).

De rares lames minces montrent beaucoup de grains de quartz bombé. Ce bombement peut parfois mener à la cristallisation de nouveaux grains très fins par bourgeonnement, de l'anglais «*bulging*» (figure 7a). Ces microstructures sont observées dans les échantillons préservant des signes de recristallisation par migration des bordures de grains, soit des grains ayant subi moins de recristallisation par bourgeonnement et conservé une forme plus polygonale. Ceux-ci se trouvent dans une zone abritée par un porphyroclaste de feldspath. L'échantillon 2095-B montre aussi ce type de microstructures, mais l'intensité de la déformation est beaucoup plus faible (figure 7b). Dans ce cas-ci, il s'agit de grains interprétés comme ayant d'abord recristallisé par migration des bordures de grains, puis ayant subi une recristallisation statique partielle et finalement une recristallisation dynamique entraînant la formation de bordures suturées, par bourgeonnement précoce.

Les feldspaths de ces roches sont parfois affectés par des macles mécaniques témoignant d'une déformation fragile de ce minéral. En général, ils ont des bordures avec de nombreux bourgeonnements. Ces grains sont porphyroclastiques et partiellement recristallisés par bourgeonnement ou bien par rotation des sous-grains.

#### Mylonite de haute température

Les mylonites de hautes températures sont souvent problématiques pour l'identification des microstructures de recristallisation dynamique, puisqu'elles sont vulnérables à la recristallisation statique post-déformation (Trouw *et al.*, 2010). Dans la ZCRG elles sont caractérisées par la formation de rubans de quartz ou de grains allongés (figure 7c). Ces grains sont souvent dépourvus d'extinction ondulante ou de sous-grains, mais certains ont préservé des extinctions en échiquier. De la même façon, les bordures irrégulières sont dans certains cas préservées (figure 7d). En général, les sous-grains constituent des polygones allongés dont l'orientation varie entre les grains (figure 7e); ces derniers

seraient attribués à une faible intensité de déformation tardive. Les grains de quartz sont plus grossiers que dans le cas des mylonites de température moyenne et contiennent souvent des inclusions de minéraux étrangers. Les bordures de grains ont généralement une tortuosité prononcée, excepté lorsque la roche a subi une recristallisation statique ultérieure. Cette dernière permet au quartz de retrouver une forme partiellement granoblastique et sans dislocations internes, donc dépourvu de sous grains et d'extinction ondulante (figure 7f). Ce phénomène est courant pour les mylonites de moyenne à haute température (Trouw *et al.*, 2010).

Les feldspaths sont porphyroclastiques et montrent pratiquement tous une couronne complète ou partielle composée de nouveaux grains recristallisés. Les vieux grains au cœur ont des extinctions ondulantes et parfois en sous-grains mal définis. Les nouveaux grains sont de taille variable (10  $\mu\text{m}$  à 200  $\mu\text{m}$ ). Les plus fins sont plus rares et leur granulométrie s'approche de celle observée dans les mylonites de moyenne température. Les nouveaux grains forment une mosaïque partiellement granoblastique (figure 8b) alors que ceux plus fins ont des limites irrégulières et semblent avoir recristallisé par bourgeonnement (figure 8c). Ces variations de microstructures sont parfois présentes au sein d'un même échantillon. Les échantillons plus sévèrement déformés montrent une forte ségrégation du quartz et du feldspath.

#### Indicateurs cinématiques

Les indicateurs cinématiques sont peu répandus dans les lames minces de la ZCRG. Leur présence est plus répandue dans les mylonites de moyenne température alors qu'ils sont rares dans les mylonites de haute température (Trouw *et al.*, 2010). La lame mince 2092-A2 présente un ruban de quartz d'un centimètre d'épaisseur dont les grains sont fortement affectés par du renflement et forment une foliation oblique entraînée dans un plan de cisaillement où le BLG est plus intense. La déviation des grains de quartz et un porphyroclaste delta indique un cisaillement dextre (figure 8d). Des cartes élémentaires permettent aussi parfois d'identifier des indicateurs cinématiques, principalement des bandes de cisaillement (figure 8e).



## **Péetrofabriques de la Zone de cisaillement de la Rivière George**

Les fabriques d'axes-c du quartz dans les zones de cisaillement appartiennent à deux types distincts, soit des fabriques plutôt symétriques associées à de la constriction et celles typiques de déformation non-coaxiale qui sont souvent asymétriques.

Les échantillons 2090-A-2, 4075-A-2, 4023-A-1, 4073-A-1, 220-A1-2, 4070-D-2 et 220-B-2 montrent des fabriques de guirlandes croisées de type II ou bien de petits cercles perpendiculaires à la foliation (figure 11 et 12). Ces deux types de distribution se forment par déformation en constriction (Schmid et Casey, 1986). Les angles d'ouvertures de ces fabriques sont entre  $58^{\circ}$  et  $85^{\circ}$ , ce qui est associé à des températures de déformation entre  $448$  et  $635 \pm 50$  °C. Les sections 2090-A-2 et 4075-A-2 ont des fabriques d'axes c clairement distribuées le long de petits cercles. Ce type de fabrique est sujet à sous-estimer l'angle d'ouverture et donc la température de la déformation (Lister et Hobbs, 1980) qui est estimée à  $579 \pm 50$  °C (2090-A-2) et  $600 \pm 50$  °C (4075-A-2). Les échantillons 4023-A-1 et 220-B-2 ont des angles d'ouverture assez bien contraints et des distributions en guirlandes croisées dont les températures de déformation sont estimées respectivement à  $624 \pm 50$  °C et  $635 \pm 50$  °C. Les fabriques des lames minces 220-A1-2 et 4073-A-1 sont plus diffuses, possiblement dû au contenu moindre en quartz de ces roches. Les fabriques diffuses sont plus difficilement associables à des guirlandes croisées de type II ou à de petits cercles; elles semblent se situer entre les deux. Quant aux angles d'ouverture, celui de 220-A1-2 est bien contraint et indique une température de déformation de  $448$  °C  $\pm 50$  °C, alors que l'angle d'ouverture de 4073-A-1 est diffus, mais permet tout de même d'estimer la température de déformation à  $483$  °C  $\pm 50$  °C. L'échantillon 4070-D-2, prélevé dans un gneiss porphyroclastique ayant une forte linéation montre une fabrique complexe à interpréter. Il pourrait s'agir d'une guirlande seule ayant une asymétrie portée à droite, donc générée par un cisaillement dextre. Ce type de fabrique se forme par déformation non-coaxiale à faible température. Une autre possibilité est une fabrique de constriction, où les axes c sont positionnés sur des petits cercles à la manière des échantillons 4075-A-2 et 2092-A-2. Dans ce cas, l'angle d'ouverture est étroit et diffus. Étant donné les microstructures, telles les extinctions en

échiquier, la recristallisation dynamique par migration des bordures de grains et la linéation macroscopique intense, la seconde interprétation est plus probable. L'angle d'ouverture est par contre très étroit et suggère une déformation de faible température. Cependant, tel que mentionné précédemment, la déformation finie dans le champ de la constriction entraîne une sous-estimation de la température de déformation.

Les fabriques 4073-A-1 et 4075-A-2 ont une asymétrie indiquant un sens de cisaillement dextre. L'échantillon 220-B-1 collecté à la jonction de la ZCRG avec la ZCMB montre un sens de cisaillement senestre.

L'analyse des pétrofabriques du quartz d'une migmatite légèrement porphyroclastique (2095-B) a rendue une fabrique diffuse en guirlandes croisées de type indéterminé. L'angle d'ouverture est tout de même identifiable et suggère une température de  $386\text{ °C} \pm 50\text{ °C}$ . Il s'agit de la température de déformation la plus basse de la ZCRG.

Un ruban de quartz centimétrique a été échantillonné à l'affleurement 2092-A2. Les axes de quartz de cet échantillon sont majoritairement concentrés selon une orientation parallèle à la contrainte intermédiaire. Ce type de fabrique est associé à la déformation non-coaxiale (Schmid et Casey, 1986). La distribution en dehors de ce maximum décrit une fabrique en guirlandes croisées semblable à celles décrites précédemment. L'angle d'ouverture est asymétrique et indique un cisaillement dextre. La température de déformation estimée est la plus élevée de la ZCRG, soit près de  $687\text{ °C} \pm 50\text{ °C}$ .

Les sections 4062-C-1 et 7028-A-1 montrent des fabriques où les axes c se concentrent près de la contrainte intermédiaire et définissent une ellipse perpendiculaire à la foliation (figure 13). Ces fabriques sont symétriques, même si elles témoignent de déformation non-coaxiale (Schmid et Casey, 1986). Dans le cas de 4062-C-1, il y a une fabrique C-C' qui indique un sens de cisaillement dextre (figure 13). Les axes c de l'échantillon 4021-A-1 ont une distribution singulière, avec une guirlande partielle parallèle à la foliation.

Plusieurs fabriques produites par la déformation non-coaxiale ne produisent pas d'angle d'ouverture. Toutefois, le type de fabrique obtenu, soit un maximum parallèle à la contrainte intermédiaire, est associé en prédominance à des glissements du prisme  $\langle a \rangle$ .

Ce type de glissement devient prédominant par rapport à ceux basal <a> lorsque la température augmente (Stipp *et al.*, 2002; Faleiros *et al.*, 2016). Ainsi ce type de fabrique se forme lors de déformation non-coaxiale à des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites, ce qui est compatible avec les estimations de température de déformation obtenue sur les autres échantillons.

### **Microstructures du Domaine de Mistinibi-Raude**

Les échantillons provenant du Domaine de Mistinibi-Raude sont des roches intrusives intermédiaires à felsiques et des métasédiments migmatitisés. Les roches plus riches en quartz montrent la recristallisation dynamique du quartz par migration des bordures de grains (tableau 4). Les microstructures de réduction des bordures de grains suggèrent l'occurrence de recristallisation statique dans plusieurs échantillons. Les feldspaths sont partiellement à totalement recristallisés par SGR et BLG. Ils forment une matrice fine lorsque la recristallisation dynamique est complète ou une microstructure de cœur et manteau lorsqu'elle est incomplète (figure 8a).

### **Pétrofabriques du Domaine de Mistinibi-Raude**

Un seul échantillon provenant du Domaine de Mistinibi-Raude a permis d'obtenir une fabrique des axes c concluante. Les axes c de l'échantillon 1003-A sont positionnés le long de petits cercles parallèles à la foliation, indiquant une déformation dans le champ de l'aplatissement (figure 13). L'angle d'ouverture moyen est de  $106,5^\circ$ , et permet d'estimer la température de la déformation à près de  $738^\circ\text{C}$ . À l'opposé des fabriques générées par constriction, celles associées à l'aplatissement sont sujettes à la surestimation de l'angle d'ouverture et donc de la température de la déformation (Lister et Hobbs, 1980). Cet échantillon du Domaine de Mistinibi-Raude est caractérisé par une température de déformation supérieure à celle qui est estimée pour la ZCRG et à une déformation finie en aplatissement, ce qui n'a pas été identifié dans la ZCRG.

Tableau 1: Microstructures de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone de cisaillement de Champdoré

Échantillons	Plan de coupe	roche	microtextures	% de QZ et mécanisme de recristallisation	Tortuosité du quartz	Intensité des sous-grains dans le Quartz	extinction «jeux d'échec»	GBAR	Mécanisme de recristallisation des feldspaths	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	cinématique
2023-A	indéterminé	M4(S3)	CR GR LP	30 aucun	nulle	très rares				BO(12) MV(8)		CL(1)	
2040-A	indéterminé	M4(S3)	CR GR LP	40 aucun	nulle	faible				BO(18) MV(7) GR(1)		CL(3)	
227-A1	XZ	M4(S2)	CR GR FO	40 aucun	nulle	faible				MV(35)		CL(3)	
4000-A-1	YZ	M4(S2)	RU LP GR PJ	40 SGR GBM	faible	moyen				MV(15) TL(tr.)			
4000-A-2	XZ	M4(S2)	RU LP GR PJ	40 SGR GBM						MV(15) TL(tr.)			S
4008-A	XZ	I1B[M3]	LP GR	20 aucun	nulle	nul					BT(4)		
4012-A	XZ	M14	RU PB	25 GBM	faible	fort		X			DP(25)MV(3) AP(1)		
4012-B	indéterminé	I1B	GR	15 indéterminé	faible	faible			BLG			EP(2)SH(1)	
4113-A	XZ	I2G	LP GR PJ	15 indéterminé	nulle	faible			SGR	opx(1)	HB(5) BT(5)	EP(2)	
4016-A-1	YZ	M4(S2)	LP RU GR	20 indéterminé	faible	moyen		X			BT(2)MV(3)		
4016-A-2	XZ	M4(S2)	LP RU GR	20 indéterminé	faible	moyen		X			BT(2)MV(3)		
4016-B-2	XZ	M16	NM	0						opx(15)		HB(70)	
4017-B	YZ	M21[M4]	LP GR	25 indéterminé	faible	moyen		X				BT(5) HB(3)	
4017-C	XZ	M21[M4]	LP RU GR	20 indéterminé	très faible	très faible						BO(15)	
4083-A1-1	YZ	M4(S2)	LP RU PJ	35 GBM SGR	forte	forte	X					MV(8) SM(1)	
4083-A1-2	XZ	M4(S2)	LP RU PJ	35 GBM SGR	forte	forte	X					MV(8) SM(1)	
4083-B	XZ	M4	FO	35 GBM SGR	moyenne	moyenne	X					SM(4)BT(3) MV(3)	D
4084-A3	XZ	M4(S2)	FO	30 SGR GBM	faible	moyenne				MV(12) BT(2)	MV(12) BT(2)		D
4086-A-1	YZ	M4(S2)	LP GR	5 indéterminé	faible	moyenne						BT(4)	
14086-A-2	XZ	M4(S2)	RQ GR	5 GBM	faible	moyenne		X				BT(4) SM(1)	
4086-B	XZ	M16	FO PJ	1 indéterminé								HB(65) BT(30)	
4026-A	indéterminé	M14	PQ GR	0								OL(2) CB(60) MV(3) OX(5)	SP(30)

Tableau 2 : Microstructures de la Zone de cisaillement du Lac Tudor

Échantillons	Plan de coupe	roche	microtextures	% de QZ et mécanisme de recristallisation	Tortuosité du quartz	Sous-grains dans le Quartz	extinction «jeux d'échec»	GBAR	Mécanisme de recristallisation des feldspaths	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	sens
4019-A	YZ	M7	FO RU GR	12 GBM	faible	modéré	X			OX(2) CX(2) BT(2)			
4038-A2	XZ	M7	FO RQ PJ	22 GBM	intense	intense	X			AP(1) OX (1)	BT(5)		
4038-A3-1	YZ	M7	FO RQ PJ	15 GBM	faible	modéré	X		SGR	BT(4) OX(3) HB(2) AP(1)			
4038-A3-2	XZ	M7	RQ FO PJ GR	15 GBM	faible	modéré	X		SGR	BT(3) OX(3) HB(2) AP(1)			D
4038-A4	XZ	M7	RU FO	35 GBM	forte	forte	X			BT(4) HB(5) PX(tr.) AP(1)			non-conclusif
4039-A2	XZ	M7	RU FO	15 GBM	modéré	forte	X			PX(3) AP(tr.)	BT(1)		
4041-A1	YZ	I1S	FO	20 GBM	faible	forte	X		SGR	PX(3) BO(2) HB(3)			
4043-A2	XZ	I1P	FO GR	5 GBM	faible	faible				OX(10) CX(7) (HB)20			
4044-A1-1	YZ	M7	HG RQ	20 GBM	modéré	forte	X	SGR		OX(2) BT(1)			
4044-A1-2	XZ	M7	HG RQ	20 GBM	modéré	forte	X	SGR		OX(2) BT(1)			D
4044-A2-1	YZ	M7	HG FO RU	20 GBM	modéré	forte	X	SGR		OX(4) BT(1)			

Tableau 3 : Microstructures de la Zone de cisaillement de la Rivière George

Échantillons	Plan de coupe	roche	microtextures	% de QZ et mécanisme de recristallisation	Tortuosité du quartz	Sous-grains dans le Quartz	extinction « jeux d'échec »	GBAR	Mécanisme de recristallisation des feldspaths	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	sens
220-A1-1	YZ	I1C	EQ	25 SGR GBM	faible	moyen		X	65 BLG	BO(3)			
220-A1-2	XZ	I1C	FO	25 SGR GBM	faible	moyen		X	65 BLG	BO(3)			
220-A2	XZ	I1M [T2]	FORU PJ	17 GBM	faible	moyen	X	X	60 SGR	BO(12)			
220-B-1	XZ	I1C [T2]	FO PJ	27 GBM SGR	faible	moyen		X	60 SGR	BO(10)			D
220-B-2	YZ	I1C [T2]	FO PJ	27 GBM SGR	faible	moyen		X	60 SGR	BO(14)	BO(1)		
220-C1	indéterminé	I1D	MA	36 SGR	moyenne	moyenne			60 BLG	BO(4)			
220-C2	XZ	I1D	MA PJ	36 SGR BLG	forte	forte			60 BLG	BO(4)			
8071-A	YZ	V1	RU EQ	23 GBM	moyenne	fort			60 SGR	BO(5) HB(5)			
8071-B-1	YZ	V1	FO PJ RU	29 GBM SGR	moyenne	moyen		X	60 BLG	BO(14)	BO(3)		
8071-B-2	XZ	V1	FO PJ RU	30 GBM SGR	faible	moyen		X	60 BLG	BO(14)	BO(3)		
7028-A1	YZ	I1B	PJ RU FO HG	15 SGR GBM	moyenne	fort			70 BLG		EP(4) BO(10)	BO(7)	
7028-A2-1	YZ	I1B	PJ FO	SGR GBM	faible	modéré	X	X	SGR			BO(3) EP(2)	
7028-A2-2	XZ	I2E	PJ FO	15 GBM	faible	modéré	X	X	75 SGR			BO(5) EP(1)	
7028-B	XZ	M16	PJ NM	0					30 SGR	BO(8) HB(70)	HB(65)		
4028-A	XZ	V2	FO PJ cataclase	10 indéterminé	faible	moyen				BO			
4030-A	indéterminé	S4E		30	aucune recristallisation in situ, les quartz détritiques ont été fortement déformée							CB (35) MV(10)	
4031-A	XZ	S2C	LP	25 BLG	moyenne	moyenne					MV (15)		
4032-A	XZ	T2	PJ MN RU	7 SGR	moyenne	forte			BLG	HB(2) BT(1)	TM(4)		
4032-B	YZ	S2		25 BLG	forte	forte			BLG			EP(3)	
2090-A-1	YZ	I1M[T2]	RU FO	17 GBM	faible	moyen				HB(7)			
2090-A-2	XZ	I1M[T2]	RQ	17 GBM	faible	moyen				HB(2)		BO(5)	
2091-A-1	YZ	I1B[T2]	PJ HG	20 SGR	moyenne	forte				BT(1)		CL(1)	
2091-A-2	XZ	I1B[T2]	PJ HG	20 SGR	moyenne	forte				BT(1)		CL(1)	
2092-A1-1	YZ	T2C[I1B]	PJ	12 indéterminée	moyenne	moyen				HB(2) BT(1)		CL(1)	
2092-A1-2	XZ	T2C[I1B]	PJ	12 indéterminée	moyenne	moyen				HB(2) BT(1)		CL(1)	
2092-A2	XZ	T2[I1B]	RQ FO PJ	75 GBM BLG	forte	forte			BLG		CL(tr.) EP(tr.)		D
2092-B-1	YZ	I1B [T2]	FO PJ	15 SGR BLG	forte	forte			BLG	PX(1)		CL(1) EP(1)	
2092-B-2	XZ	I1B [T2]	PJ HG	15 SGR BLG	modérée	forte			BLG	PX(1)		CL(1) EP(1)	
2095-B	YZ	M21 [M4]	RU FO PJ GR	35 BLG GBM	faible	faible	X	X			BT(12) MV(3)		
4061-A-1	XZ	V1 [T2]	HJ RQ HG PJ	15 GBM	faible	moyen						EP(tr.) CL(tr.)	S
4062-C1	XZ	V1 [T2]	PC RQ	25 GBM	faible	moyen			BLG	BO(tr.)		CL(tr.)	D
4063-A-1	YZ	I1C [T2]	PJ RQ	25 GBM	faible	moyen			BLG	HB(1)	BO(2)		
4063-A-2	XZ	I1C [T2]	PJ RQ	25 GBM	faible	moyen			BLG	HB(1)	BO(2)		D
4021-A-1	XZ	I1B [T2] [AE]	RQ PJ	25 BLG GBM	moyenne	moyenne		X	BLG				
4021-A2-2	XZ	I1B [T2] [AE]	RQ PJ	25 BLG GBM	moyenne	moyenne		X	BLG				
4022-A	indéterminé	I2G [T2]	PJ FO	12 indéterminé	faible	faible			BLG	BT(4)			
4022-B-1	YZ	T2[1]	PJ	12 SGR GBM	faible	moyen			BLG				
4022-B-2	XZ	T2[1]	PJ RQ	12 SGR GBM	moyenne	forte			BLG				D

Tableau 3 (Suite) :

Échantillons	Plan de coupe	roche	microtextures	% de QZ et mécanisme de recristallisation	Tortuosité du quartz	Sous-grains dans le Quartz	extinction «jeux d'échec»	GBAR	Mécanisme de recristallisation des feldspaths	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	sens
4023-B-1	YZ	I1B [T2]	PJ HG	30 SGR	moyenne	forte				BT(3)			
4023-B-2	XZ	I1B [T2]	PC RQ HG	30 SGR	moyenne	forte				BT(2)			
4006-A1	YZ	V1	LP GR PJ RQ	25 GBM	nulle	faible		X	SGR		BT(3)	CL(1)	
4006-A2	XZ	V2	LP GR PJ RQ	25 GBM	faible	faible	X			MG(1)	BT(4)		
4007-A-2	XZ	M4	NM LP GR	3 indéterminé	nulle	très faible		X			BO(5) HB(75)		
4002-A1	XZ	M4	FO GR PJ	35 GBM	moyenne	moyenne		X			GR (2) BO(5)	CL(5)	
1106-A-1	YZ	V1	GR PJ FO	15 GBM	nulle	faible		X	SGR	MG (3)	BO(4)		
1106-A-2	XZ	V1	RQ PJ GR FO	15 GBM	nulle	faible		X	SGR	MG (3)	BO(4)		
1129-AE	YZ	I2F [T2A]	RQ PJ GR FO	8 GBM SGR	faible	moyenne		X	SGR	HB (25)			
1129-E	XZ	I2F [T2A]	RU PJ LP	3 indéterminé					SGR	HB(50)	BO(5)		
1130-A	XZ	V1 [T2]	RU PJ	15 GBM	nulle	faible		X	BLG			EP (1)	
2100-A-1	YZ	I1B	RQ FO PJ	23 GBM	faible	moyenne		X	SGR BLG		BO(4) MV(tr.) grunérite		
2100-A-2	XZ	I1B	RQ FO PJ	28 GBM	moyenne	forte	X	X	SGR BLG		BO(4) MV(tr.)		
AG-2101-1	YZ	I2I[M3]	PJ RU LP RQ	8 GBM	faible	moyenne		X	SGR	GR(2) HB(5) PX (tr.)			
AG-2101-2	XZ	I2I[M3]	PJ RU LP RQ	8 GBM	nulle	faible		X	SGR	GR(2) HB(5)	BO(2)		
4073-A-1	XZ	I2I[T2]	PJ RU FO	12 GBM	faible	faible		X	SGR	PX(1) BT(5)			
4073-A-2	YZ	I2I[T2]	PJ RU	12 GBM	faible	faible		X	SGR	PX(1) BT(5)			
4075-A-1	YZ	I1B[T2]	PJ RQ YL	25 GBM	moyenne	moyenne		X	SGR	HB(8) BT(1)			
4075-A-2	XZ	I1B[T2]	PJ RQ YL	25 GBM	moyenne	moyenne	X	X	SGR	HB(8) BT(1)			
4070-D1	YZ	I1B [T2]	PJ RQ YL GR	40 GBM	faible	moyenne		X	SGR	MG(1) MV(tr.)		CL(1)	
4070-D2	XZ	I1B [T2]	PJ RQ YL GR	40 GBM	forte	forte	X		SGR	MG(1)		CL(1)	
4070-AC-1	YZ	I2O [T2C]	PJ GR	7 GBM	nulle	faible		X	SGR	MG(1) BO(2) HB (10)			
4070-AC-2	XZ	I2O [T2C]	PJ GR	5 GBM	nulle	faible		X	SGR	MG(1) BO(2) HB (10)			
4070-B	XZ	M16	PJ FO	3 indéterminé	faible	faible			SGR	HB(40)		BO(4) CB(3)	

Tableau 4 : Microstructures du domaine de Mistinibi-Raude

Échantillons	Plan de coupe	roche	microtextures	% de OZ et mécanisme de recristaliation	Tortuosité du quartz	Sous-grains dans le Quartz	extinction «jeux d'échec»	GBAR	Feldspath	minéraux anté-cinématiques et %	minéraux syn-cinématiques et %	minéraux post-cinématiques et %	sens
4115-A2	XZ	I2I	LP GR PJ	15 indéterminé	nulle	très faible		X	SGR		BO(10) OX(1)	EP(1)	
4115-B2-1	YZ	M4[M20]	LP GR PJ	20 GBM				X	SGR				
4115-B2-2	XZ	M4[M20]	LP GR PJ	20 GBM	faible	faible	X	X	SGR		BT(10) MV(4) PX(1)		
4115-C-1	YZ	I1B [T2]	RQ PJ	40 GBM SGR	modéré	forte	X	X	SGR	MG(1)			
4115-C-2	XZ	I1B [T2]	RQ PJ	40 GBM SGR	modéré	forte	X	X	SGR	MG(1)			
4051-A	XZ	I2C [T2]	PJ FO GR RQ	7 indéterminé	nulle	faible		X	SGR	BT(8) HB(3)			
4054-D-1	XZ	T2C [I2F]	PJ FO GR RQ	5 indéterminé	nulle	nulle		X	SGR	BO(7) GR(tr.) HB(2)			
4054-D-2	XZ	T2C [I2F]	PJ FO GR RQ	5 indéterminé	nulle	nulle		X	SGR	BO(7) GR(tr.) HB(2)		CB(1)	
4055-A-1	XZ	I2F [T2]	PJ FO GR RQ	5 indéterminé	nulle	faible		X	SGR	BT(5) HB(2) MG(1)		CB(1)	
4055-A-2	XZ	I2F [T2]	PC FO	0				X	SGR	BT(5) HB(2) MG(1)		CB(1)	
4055-C-1	YZ	I1B [T2]	RQ GR	35 GBM	modéré	modéré		X				EP(15)	
4055-C-2	XZ	I1B [T2]	RQ GR	35 GBM	modéré	modéré		X				EP(15)	
1003-A	indéterminé	I2I [T2]	FO RQ PJ	22 GBM	forte	forte			SGR		BO(32) GR(3) HB(2)	CL(tr.)	

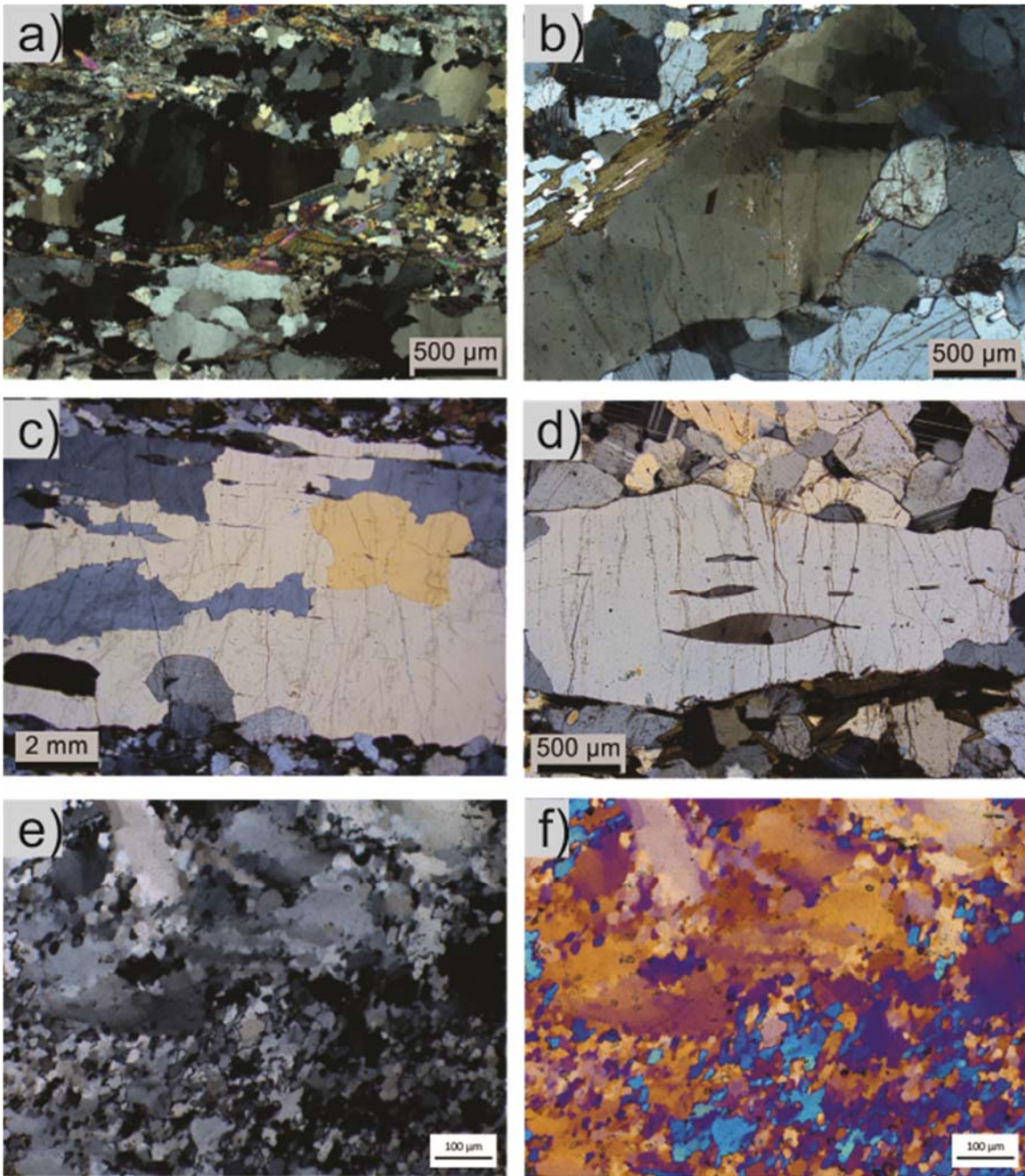


Figure 6 : a) quartz porphyroclastique avec extinction en « jeux d'échecs », les queues sont constituées de grains plus fins recristallisés par SGR; b) extinction en jeux d'échecs; c) ruban de quartz avec boutures irrégulières, recristallisation par GBM; d) « fish » de feldspath indiquant un mouvement dextre; e) quartz recristallisé par SGR, les vieux grains sont grenus et montrent des sous-grains; e) idem avec retardateur, la dominance d'orangé et de bleu indique une orientation préférentielle du quartz.



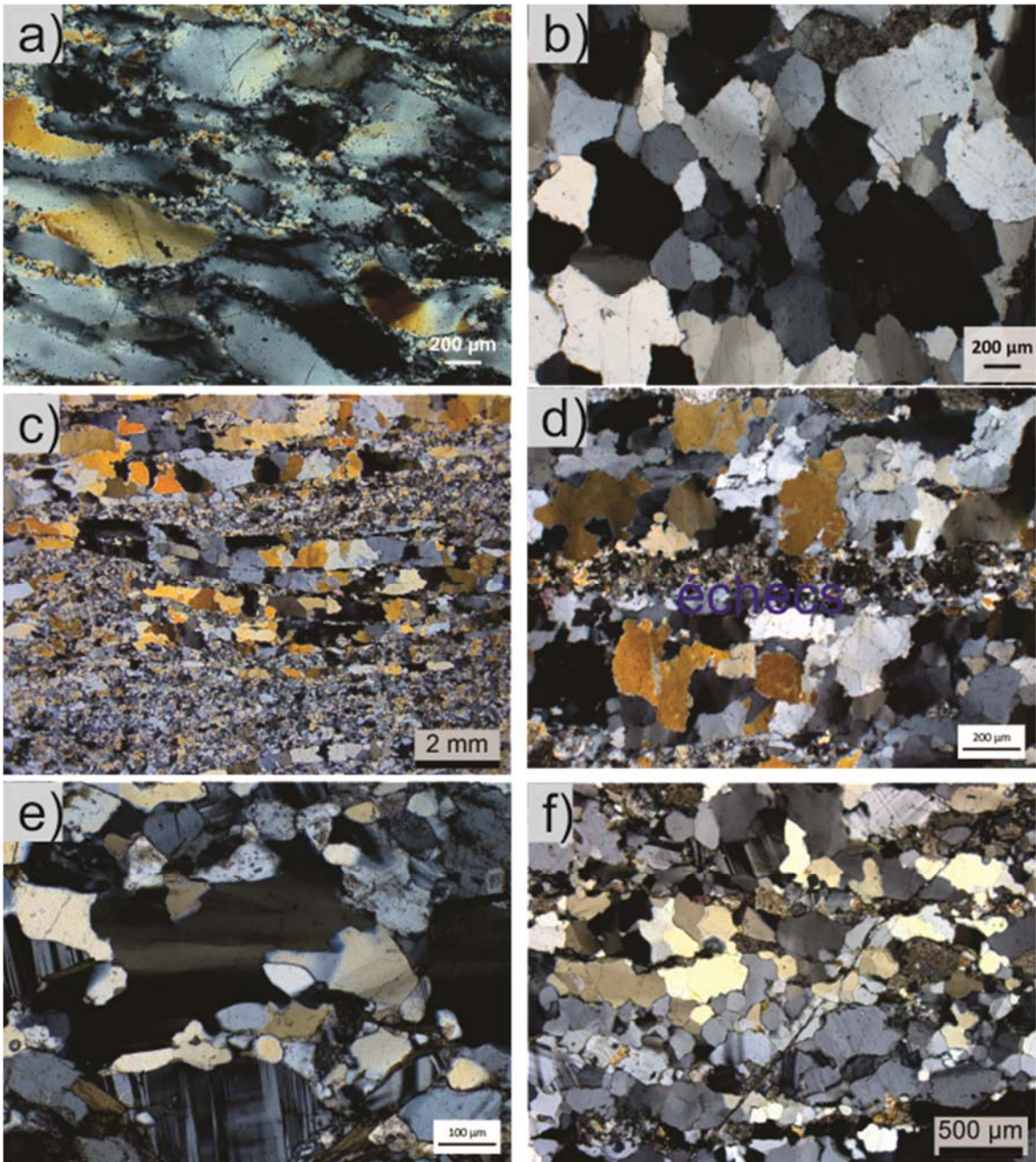


Figure 7 : a) grains néoformés de quartz finement recristallisé par bourgeonnement; b) mosaïque de quartz à bordures suturées, suggérant une recristallisation statique par la suite affectée par du bourgeonnement; c) rubans de quartz à bordures irrégulières en alternance avec ceux de feldspath; d) idem, grains de quartz à bordures irrégulières; e) sous-grains de forme allongée; f) lentille de quartz montrant une microstructure partiellement granoblastique, notez l'absence de sous-grains.

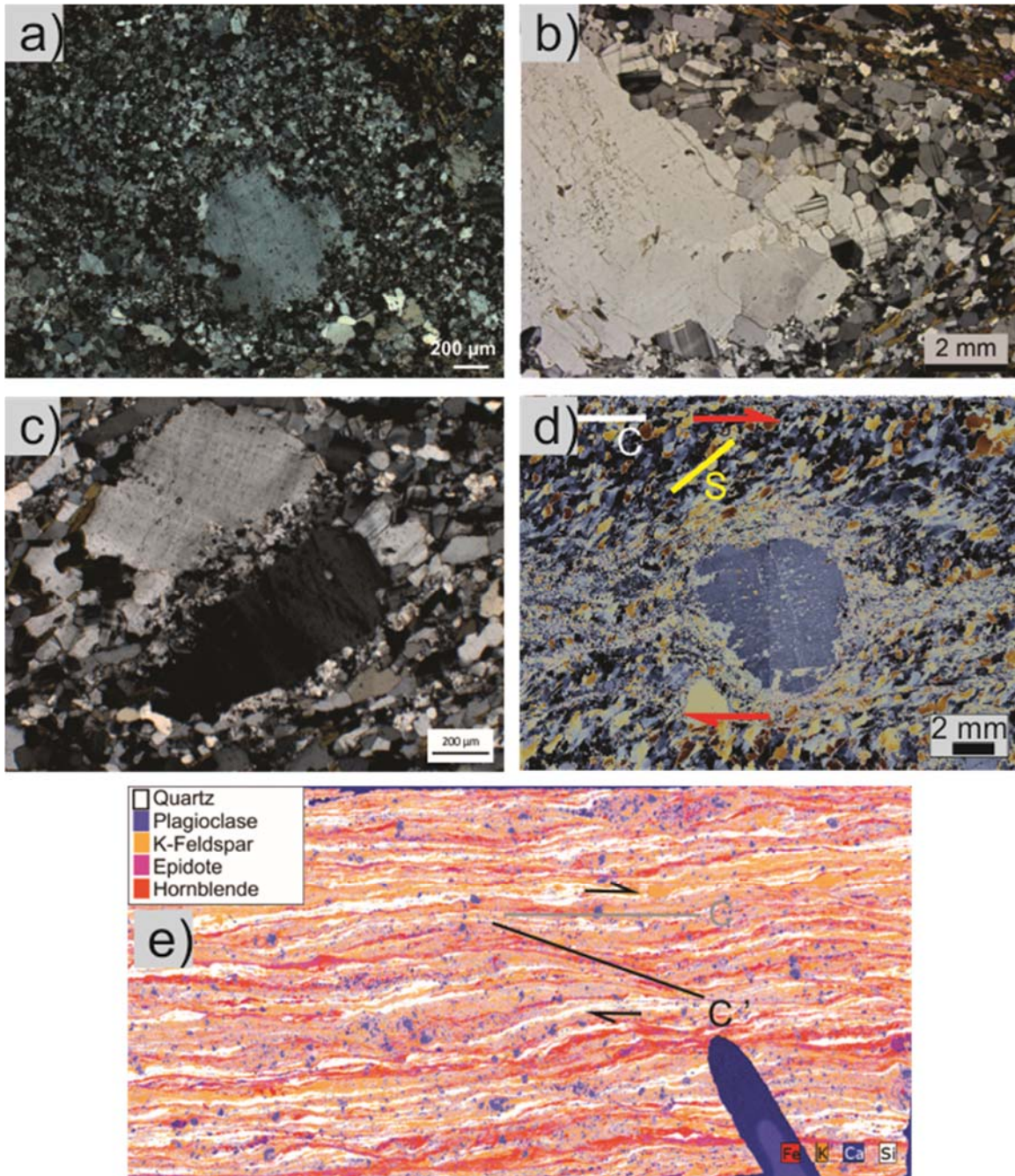


Figure 8 : a) Feldspath avec texture de cœur de cœur et manteau; b) grains de feldspath équi-granulaires recristallisé par SGR; c) feldspath partiellement recristallisé par bougeonnement et rubans de quartz dans le coin supérieur gauche; d) porphyroclaste de type delta et foliation oblique indiquant un cisaillement dextre; e) carte élémentaire montrant une texture C/C' indiquant un mouvement dextre.

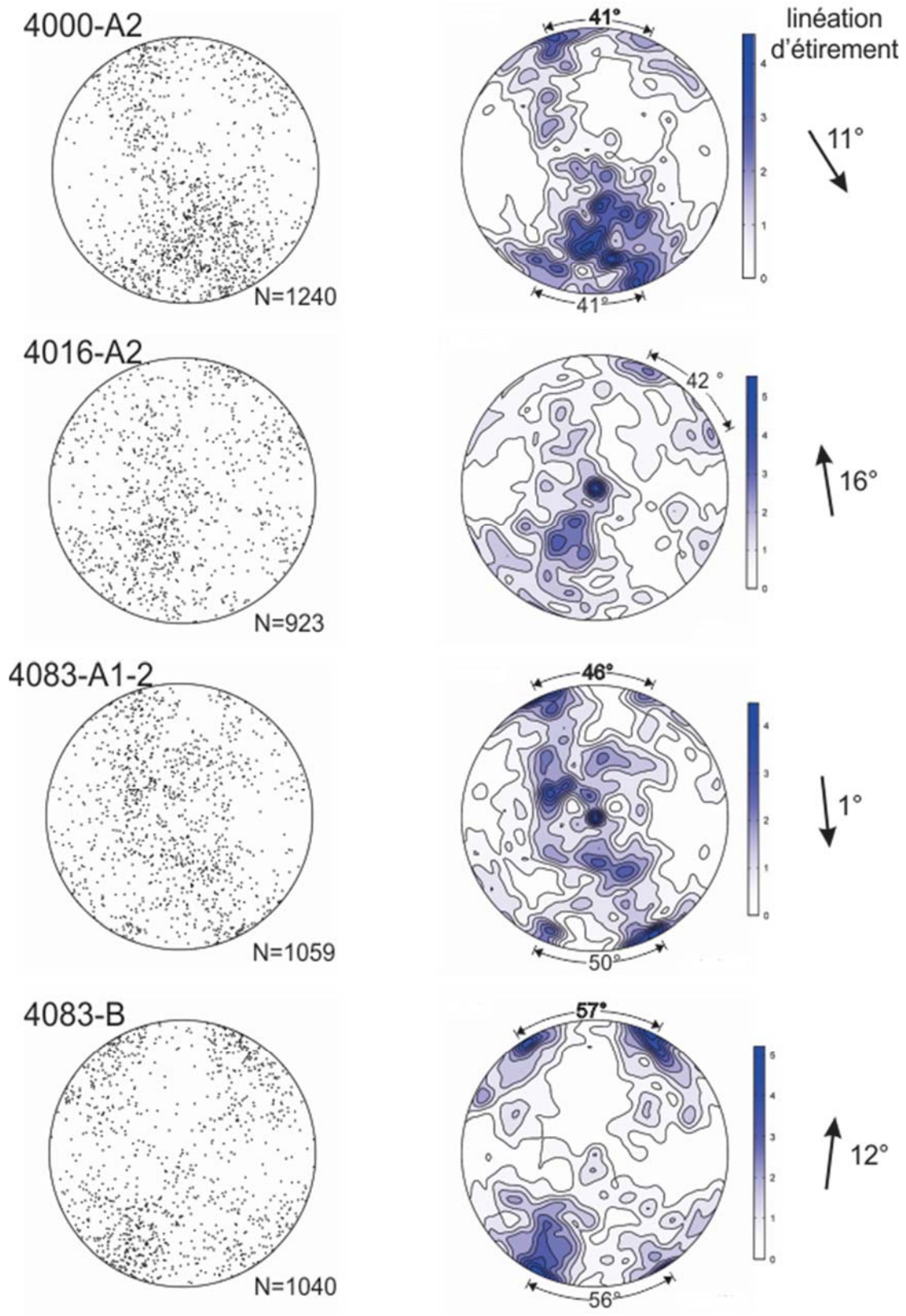


Figure 9 : Pétrofabriques de la ZCC et de la ZCLT

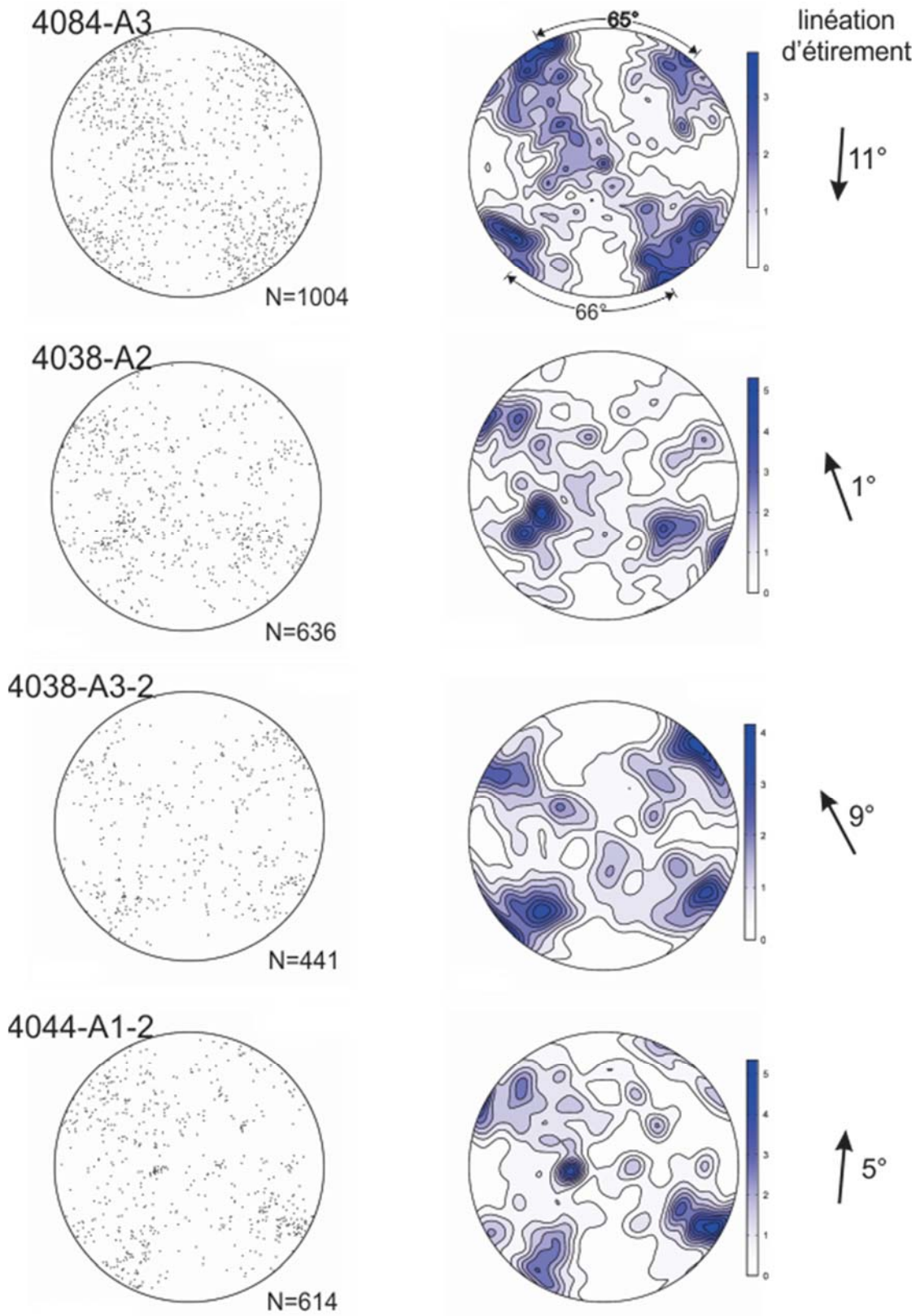


Figure 10 : Péetrofabriques de la ZCC et de la ZCLT

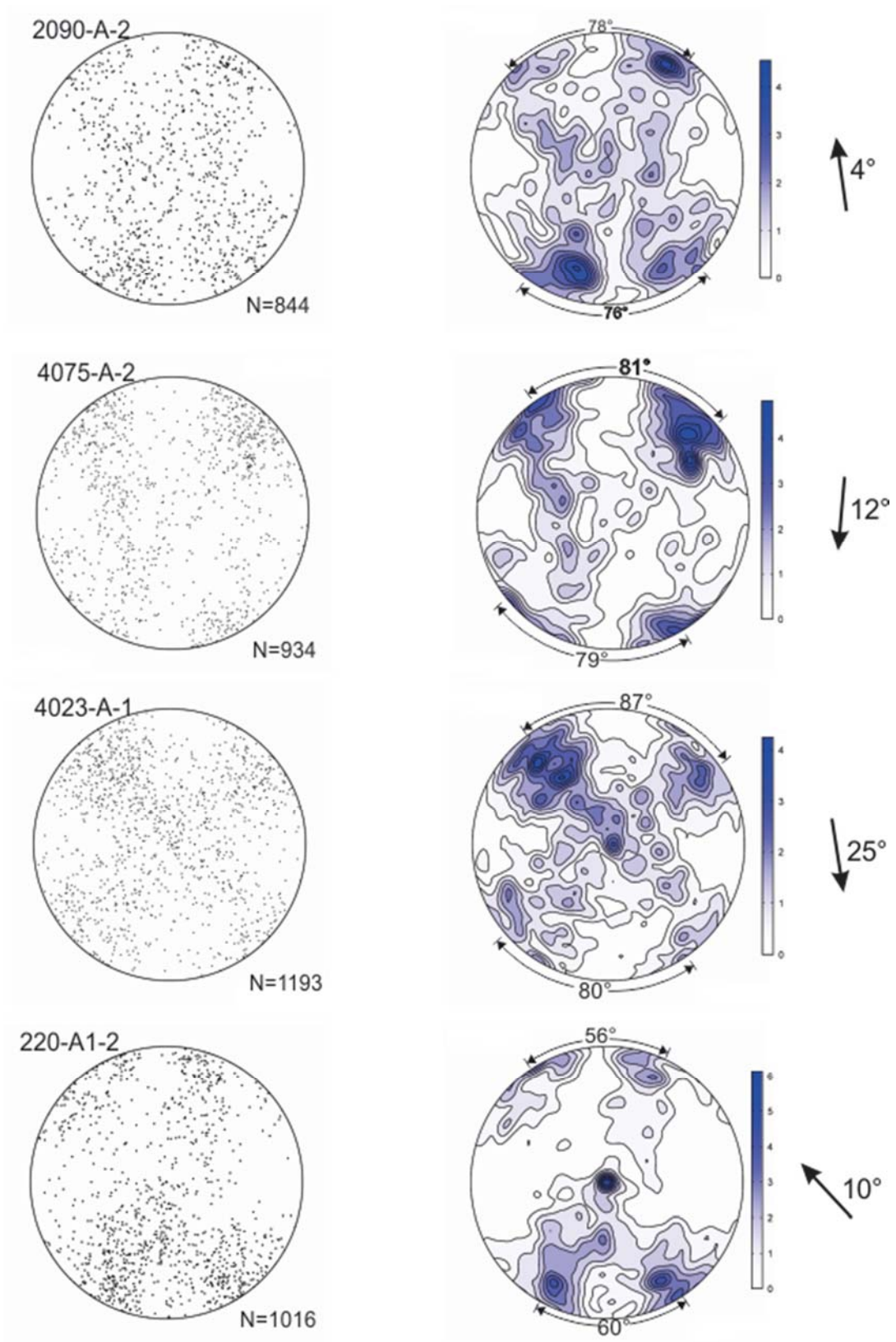


Figure 11 : Pétrofabriques des axes-c du quartz de la ZCRG

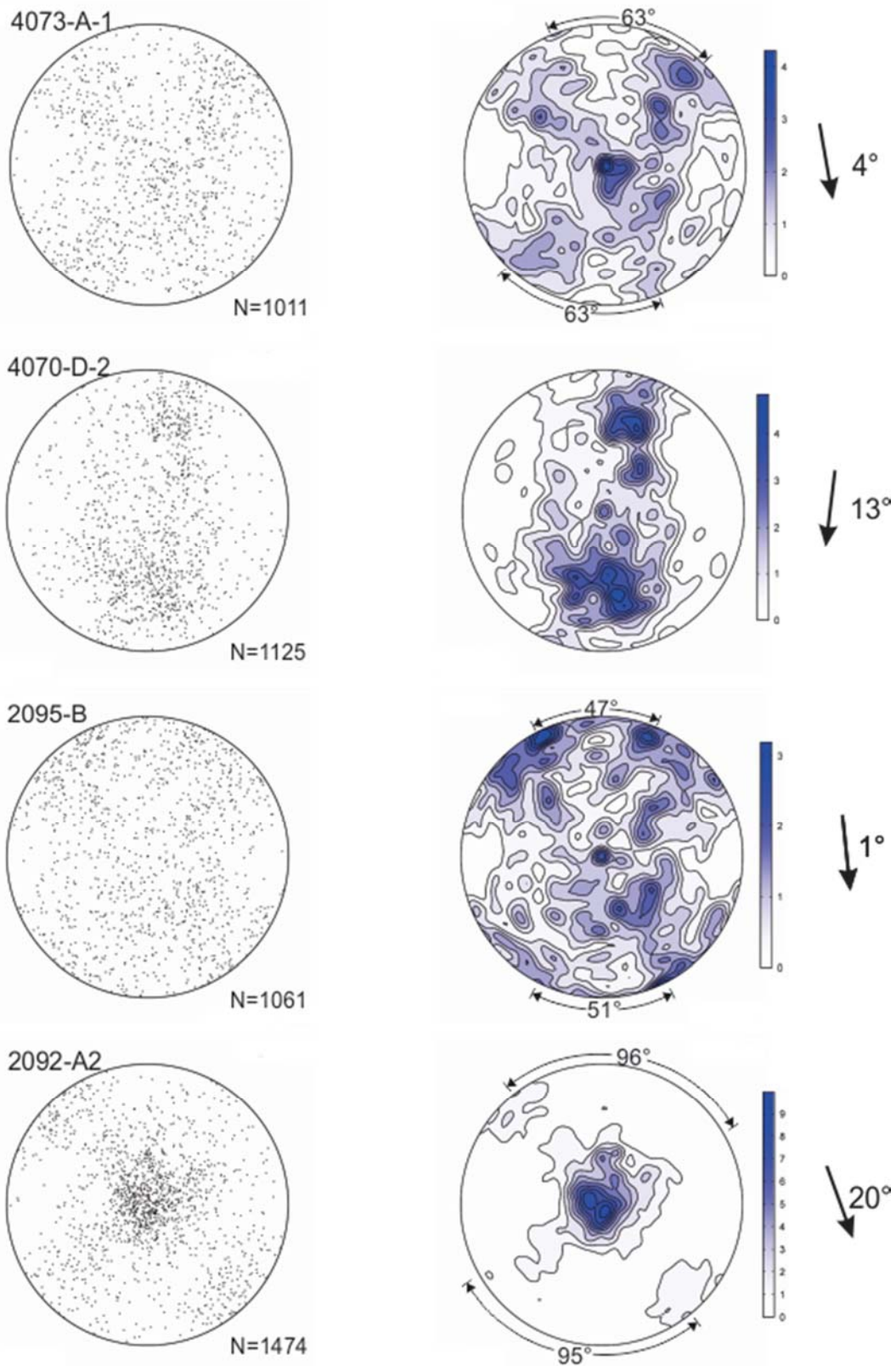


Figure 12 : Pétrofabriques des axes-c du quartz de la ZCRG

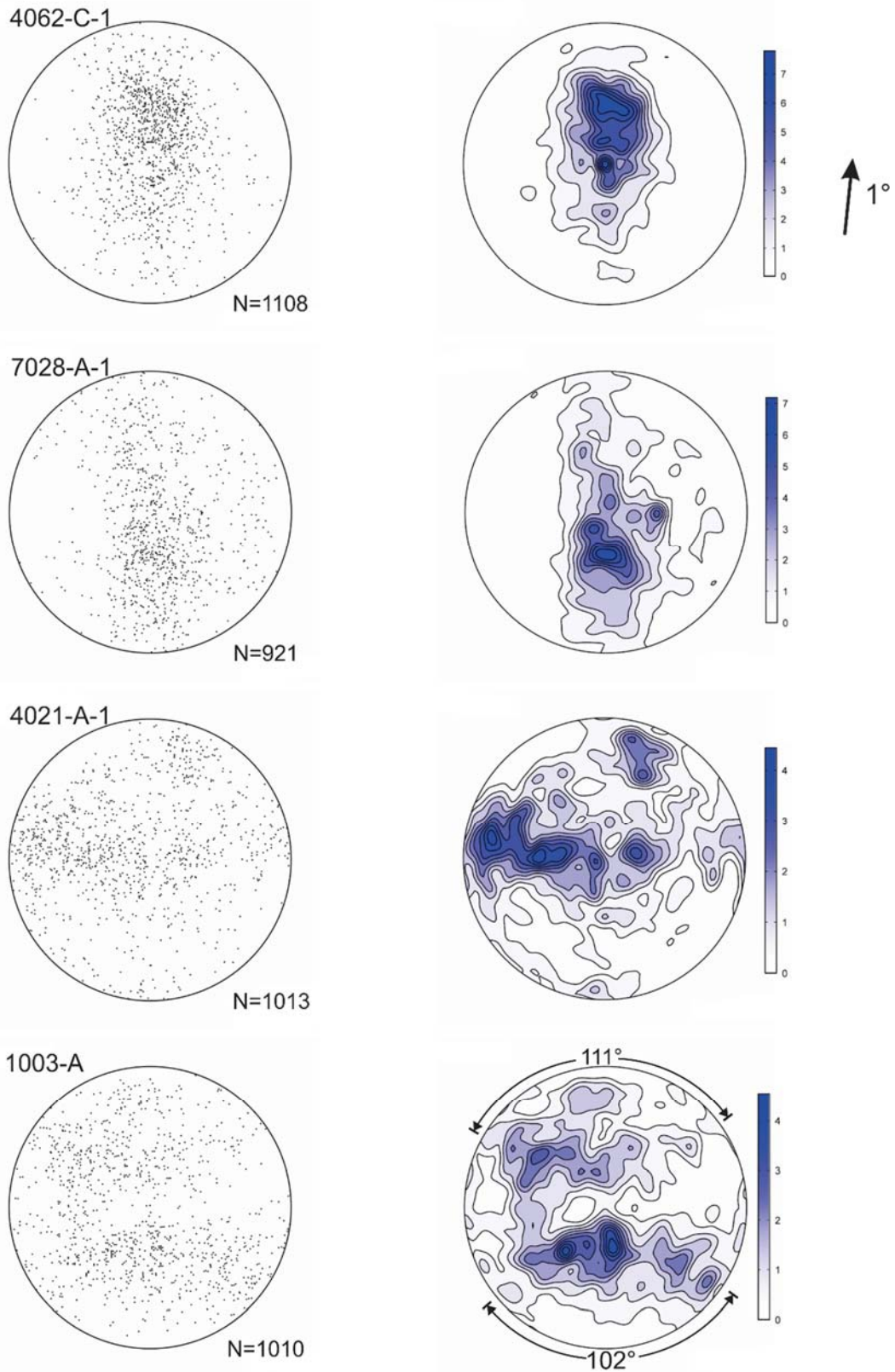


Figure 13 : Pétrofabriques des axes c du quartz de la ZCRG et du Domaine de Mistinibi-Raude

## Discussion

### Réseau de cisaillement en croûte moyenne

L'interprétation régionale des linéaments structuraux et l'analyse structurale mettent en évidence la compatibilité cinématique de la ZCRG avec la ZCM. De plus les linéaments dans la zone de jonction suggèrent une activité synchrone (figures 3 et 5). Ceci a des implications importantes pour l'interprétation du style de déformation de la Zone noyau. En effet, le système George-Moonbase délimite le Domaine de Mistinibi-Raude, dont la forme est grossièrement losangique, et la cinématique entraîne un déplacement du domaine vers le sud-est, soit en direction latérale par rapport à l'axe orogénique du SEPC (figure 5).

L'hypothèse d'une activité synchrone de la ZCRG avec la ZCM remet en question l'hypothèse actuellement mise de l'avant voulant que la ZCM soit antérieure à la ZCRG et cinématiquement liée aux cisaillements senestres de Falcoz et d'Abloviak (Wardle *et al.*, 2002). Toutefois, les contraintes géochronologiques actuelles ne sont pas incompatibles avec un cas où l'ensemble des cisaillements seraient contemporains entre eux. En effet la ZCRG achève son activité autour de 1825 Ma (Dunphy et Skuleski, 1996) alors que le cisaillement d'Abloviak aurait été actif entre 1845 et 1820 Ma (Wardle *et al.*, 2002). Il n'en demeure pas moins qu'il manque cruellement de contraintes géochronologiques pour aboutir à des conclusions satisfaisantes. Entre autres, l'âge minimal de la déformation le long de la ZCM est inconnue. Toutefois la synchronisation des cisaillements de la Zone noyau demeure probable, et ce vaste système correspond bien en terme de géométrie à ce qui est attendu pour la déformation pénétrative d'un orogène chaud avec fluage latéral (Cruden *et al.*, 2006; Chardon *et al.*, 2009; Riller *et al.*, 2011).

Le second élément à vérifier pour valider la compatibilité avec un orogène chaud concerne le niveau crustal de la déformation. La thermométrie de la déformation à l'aide des axes c indique que la plage de température de déformation pour la ZCRG se trouve principalement entre 550 et 650 °C. Quelques échantillons indiquent des températures plus basses localement. Étant donné la déformation par constriction de plusieurs échantillons, les températures sont probablement sous-estimées. Les microstructures les



plus répandues du quartz et des feldspaths sont aussi en accord avec une déformation de moyenne à haute température. Ces températures indiquent que la ZCRG est une zone de cisaillement de croûte orogénique moyenne. Les pétrofabriques sont aussi utiles pour valider les observations macroscopiques confirmant la dominance de cisaillement dextre et de déformation en constriction (figure 2). De son côté, la ZCM n'a pas fait l'objet d'analyse des pétrofabriques du quartz. L'état thermique de la ZCRG est ainsi extrapolé à la ZCM, mais il serait intéressant d'y effectuer des travaux de thermométrie, pour investiguer une possible hausse des températures de déformation vers le cœur de l'Orogène des Torngat. Dans un tel cas, un gradient de terrain proche de celui métamorphique suggérerait que la déformation est contemporaine au métamorphisme.

Le domaine de Mistinibi-Raude a un style structural différent de celui de la ZCRG, surtout en ce qui a trait à l'inclinaison des linéations. De plus, les migmatites qui s'y trouvent sont plus anciennes que la ZCRG (Godet *et al.*, en préparation). Ainsi, il y a absence de fusion partielle dans ce domaine durant la déformation Trans-Hudsonienne et les fabriques présentes peuvent ne pas être reliées au même événement tectonique que la ZCRG. Cela impliquerait que le Domaine de Mistinibi-Raude se comporte comme un corps relativement rigide durant l'activité des ZCRG et ZCM et son extrusion vers le sud-est. Certaines problématiques concernant l'état thermique de la croûte durant l'extrusion demeurent. En effet, les températures de déformation s'approchant de 700 °C dans la ZCRG semblent peu compatibles avec l'absence de migmatisation dans le domaine de Mistinibi-Raude. Deux facteurs pourraient toutefois expliquer cela, i) le caractère restitique du complexe de Mistinibi-Raude (Godet *et al.*, en préparation) ii) un flux de chaleur plus élevé près de la ZCRG associé à l'intrusion de la supersuite de De Pas.

Les présentes données indiquent que la Zone noyau et l'Orogène des Torngat sont des domaines déformés de manière pénétrative composés d'un réseau de zones de cisaillement d'épaisseur décakilométrique. Parmi celles-ci, la ZCRG est effectivement une structure de croûte moyenne. Ceci correspond au style de déformation d'un vaste orogène chaud, de sorte que l'hypothèse d'un contexte général de raccourcissement durant l'OTH dans le SEPC serait plausible. Cette vaste ceinture orogénique semble

caractérisée par l'extrusion de blocs relativement rigides par le biais de cisaillements transpressifs à forte déformation en constriction. De plus, les ZCRG et ZCM n'ont pas joué le rôle de structure d'exhumation des roches métamorphiques de la Zone noyau, puisque les linéations associées sont subhorizontales et l'état thermique de la ZCRG indique que la déformation a eu lieu en grande majorité à haute intensité métamorphique. Le style structural de la Zone noyau et l'âge de la ZCRG suggèrent qu'elle n'est pas nécessairement reliée l'accommodation de la transpression dextre lors de l'Orogène du Nouveau-Québec entre 1,82 et 1,77 Ga (Wardle *et al.*, 2002).

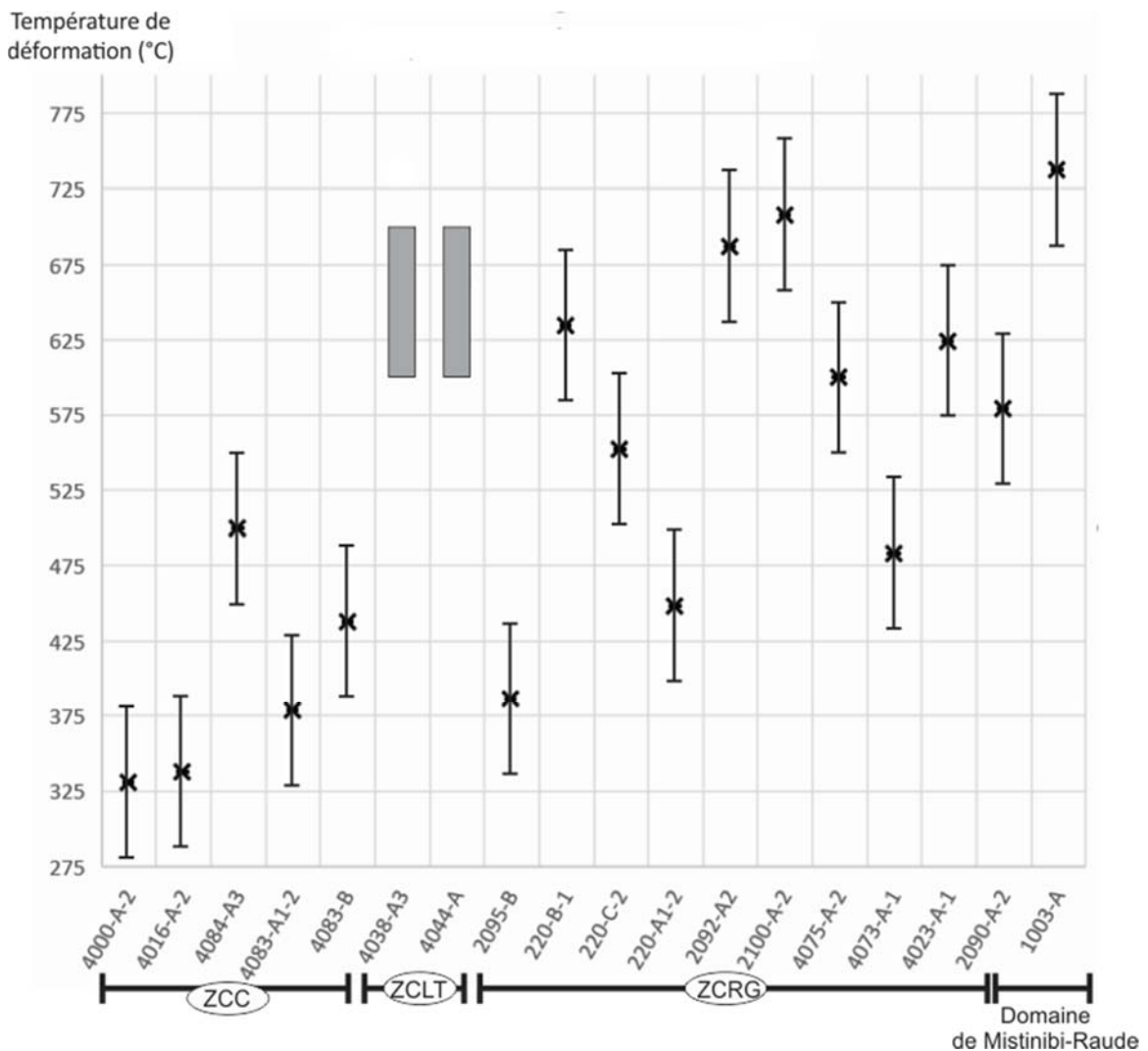


Figure 14 : Graphique des températures de déformations estimées à partir des angles d'ouverture des pétrofabriques des axes c du quartz.

## **Transpression dextre de l'Orogène du Nouveau-Québec**

La ZCLT n'est pas connectée aux autres zones de cisaillement. Ce n'est pas la seule caractéristique qui la distingue par rapport à la ZCRG et la ZCM. La ZCLT ne montre pas d'évidence d'une forte déformation dans le champ de la constriction, et ce, autant à l'échelle macroscopique qu'au niveau des pétrofabriques du quartz. De plus, les travaux en thermométrie de la déformation mettent en relief un contraste prononcé de l'ordre de 200 °C entre la ZCC et la ZCLT. Ce type de variation n'est pas observé dans le secteur de la ZCRG et dans le Domaine de Mistinibi-Raude (figure 2 et 14). Ce saut de la température de déformation peut s'expliquer par des niveaux crustaux différents, ou bien par l'activité magmatique de la supersuite de De Pas qui peut avoir chauffé davantage les roches de la ZCLT étant donnée leur proximité (figure 2). Le premier cas serait toutefois en accord avec des données de quantification métamorphique qui indiquent la présence d'une discontinuité cryptique au nord (Godet *et al.*, 2017b). Ce type d'architecture thermique présentant des contrastes métamorphiques prononcés sur de courtes distances est typiquement associé aux orogènes accréionnaires impliquant une lithosphère compétente (Gapais *et al.*, 2009). L'analyse structurale indiquant la compatibilité des charnières de plis avec les linéations d'étirement dans la ZCC et la ZCLT est en accord avec un contexte transpressif pour cette région tel que précédemment proposé (Van der Leeden *et al.*, 1990). La déformation de haute température de la ZCLT pourrait être expliquée par un environnement de convergence en transpression. L'empreinte à plus basse température observée dans la ZCC demeure énigmatique et est probablement reliée à l'évolution polyphasée de ce secteur tel qu'en témoignent les crénulations courantes et les patrons d'interférence de plis. Des travaux plus détaillés sur cette région seraient nécessaires pour comprendre la géométrie des plis et relater l'évolution structurale.

## **Conclusion**

L'analyse structurale régionale appuyée par des observations de terrain et des levées aéromagnétiques a révélé que la ZCRG et la ZCM sont des couloirs de déformation ductile conjugués dont la cinématique entraîne l'extrusion du domaine de Mistinibi-Raude vers le sud-est. Cela peut expliquer pourquoi ce domaine a échappé à l'empreinte métamorphique Trans-Hudsonien. Les présents résultats soulèvent une hypothèse alternative au modèle d'accrétion oblique successive pour expliquer la configuration des zones de cisaillement de la Zone noyau. En effet, plusieurs arguments mènent à considérer un modèle de raccourcissement inhomogène dans la Zone noyau, accommodé par l'extrusion latérale par rapport à l'axe orogénique principal de du SEPC. Ce style tectonique est rencontré dans les orogènes chauds qui sont fréquents au Paléoprotérozoïque.

## Références

- Bardoux, M., Digonnet, S., Donohue, L., Girard, B., Robillard, M., David, J., Parent, M., et Gariépy, C., 1998, Paleoproterozoic tectonics affecting Archean lower crust of southern Ungava Bay. In Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Report of the 1998 Transect Meeting. Compiled by R. J. Wardle and J. Hall. The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat, Report 68, p. 1-17.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.-P. et Ehlers, C., 2006, Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* v.18, p.72–78.
- Chardon, D., Gapais, D. et Cagnard, F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* v.477, pages 105-118.
- Charette, B., 2016, Long-lived Anatexis in the Exhumed Middle Crust from the Torngat Orogen and Eastern Core Zone: Constraints from Geochronology, Petrochronology, and Phase Equilibria Modeling: University of Waterloo, mémoire de maîtrise, 427 pages.
- Charette, B., Lafrance, I., et Mathieu, G., 2016, Géologie de la région du Lac Jeanin (SNRC 24B): Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; Rapport électronique.
- Clark, T. et Wares, R., 2004, Synthèse Lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 182 pages, 1 plan.
- Commission Géologique du Canada – Geo Data Solutions Inc., 2009, Levé aétomagnétique haute résolution à l'est de Schefferville, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DP 2009-04, 94 pages, 16 plans et autres données numériques
- Condie, K. C., 1998, Episodic continental growth and supercontinents : a mantle avalanche connection?. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 163, p. 97-108.
- Condie, K. C., and O'Neill, C., 2010, The Archean-Proterozoic boundary: 500 My of tectonic transition in Earth history: *American Journal of Science*, v. 310, no. 9, p. 775-790.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, v. 32(10), p.1585-1591.
- Corrigan, D., Pehrsson, S., Wodicka, N., and de Kemp, E., 2009, The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 327, no. 1, p. 457-479.
- Corrigan, D. Wodicka, N. McFarlane, C. Lafrance, I. Bandyayera, D. Bilodeau. C., 2015, Historique de croissance crustale dans la Zone noyau: nouvelles contraintes liées aux datations U-Pb de zircons dans le cadre du projet GEM-II Hudson-Ungava. Dans : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Mines 2015. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2015-05, 71 pages.
- Cruden, A.R., Nasser, M.H.B. et Pysklywec, R., 2006. Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and twodimensional numerical vice models. In: Buiter, S.J.H., Schreurs, G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-scale Processes*. Geol. Soc. Spec. Publ., v. 253, p. 79–104.
- David, J., Moukhsil, A., Clark, T., Hébert, C., Nantel, S., Dion, C. et Sappin, A.-A., 2009, Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et de Churchill en 2006-2007: Ministère des Ressources naturelles, Québec;. RP-2009-03, 32 pages.
- Dunphy, J.M., Skulski, T., 1996, Petrological zonation across the De Pas Batholith: a tilted section through a

- continental arc? Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting, 1996 (Wardle R.J. and Hall, J., editors). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 57, pages 44-58.
- Ellis, S., Beaumont, C., Jamieson, R.A., Quinlan, G., 1998. Continental collision including a weak zone: the vice model and its application to the Newfoundland Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 1323-1346.
- Ellis, S., et Beaumont, C., 1999. Models of convergent boundary tectonics: implications for the interpretation of Lithoprobe data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 36, pages 1711–1741.
- Faleiros F. M., Moraes, R., Paran, M., Campanha, G. A. C., 2016, A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics*, v. 671, p. 173- 182.
- Funck, T., Loudon, k. E., Wardle, R. J., Hall, J., Hobto J. W., Slalisbury H. et Muzzatti, A. M., 2000, Three-dimensional sturcture of the Torngat Orogen (NE Canada) from active seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 23,403-23,420.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P., Mahjoub, Y. et Marquer, D., 1987, Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology* v. 9, p. 635-646.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P. et Ballèvre, M., 2009. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, v. 21, p. 188–194.
- Girard, R., 1992, Le Groupe de la Hutte Sauvage: sédimentation alluvionnaire épi-orogénique dans l'arrière-pays de la fosse du Labrador (Protérozoïque inférieur, Nouveau-Québec): *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, no. 12, p. 2571-2582.
- Girard, R., 1990b, Les cisaillement latéraux dans l'arrière-Pays des orogènes du Nouveau-Québec et de Torngat : Une revue. *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4, p. 301-304.
- Girard, R., 1990a, Évidence d'un magmatism d'arc protérozoïque inférieur (2,3 Ga) sur le plateau de la rivière George. *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4, p. 265-268.
- Godet, A., Guilmette, C., Labrousse, Loïc, Vanier, M-A et Charrette, B., (2017), Caractérisation du gradient métamorphique dans la croûte moyenne de l'Orogène du Nouveau-Québec et relations à la tectonique : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2017-16, 175 pages.
- Godet, A., Guilmette, C., Labrousse, Loïc, Smit, S., Davis, D., Vanier, M-A., Charrette, B et Lafrance, I., 2017b, Enfouissement et pic métamorphique dans la croûte moyenne de l'Orogène du Nouveau-Québec : contraintes pétrochronologiques et évolution P-T-t. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec Mines 2017, no. G26.
- Godet, A., Vanier, M-A., Guilmette, C., Labrousse, Loïc, Charrette, B et Lafrance, I., En préparation, Chemins PT et style d'exhumation du Complexe de Mistinibi, Province du Churchill Sud-Est, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.
- Goulet, N., 1995, Étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Gouvernement du Québec Ministère des Ressources naturelles Secteur des mines, MB 95-36, 35 pages.
- Hall, J., Wardle, R.J., Gower, C.F., Kerr, A., Coflin, K., Keen, C.E., et Carroll, 1995. Proterozoic orogens of the northeastern Canadian Shield: new information from the Lithoprobe ECSOOT crustal reflection seismic survey. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 1119-1131.
- Hall, J., Loudon, E. K., Funck, T., and Deemer, S., 2002, Geophysical characteristics of the continental crust along the Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT): a review: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 569-587.
- Hammouche, H., Legoux, C., Goutier, J., et Dion, C., 2012, Géologie de la région du lac Zeni: Ministère des Ressources naturelles, Québec, 35 pages, 31 plans.

- Hammouche, H., Legoux, C., Goutier, J., Dion, C., et Petrella, L., 2011, Géologie de la région du lac Bonaventure.: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, v. RG 2011-03, 37 pages, 31 plans.
- Hoffman, P. F., 1988, United Plates of America, the birth of a craton-Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 543-603.
- Hoffman, P. F., 1990, Dynamics of the tectonic assembly of northeast Laurentia in geon 18 (1.9-1.8 Ga). *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4, p. 222-226.
- Isles, D., J., Rankin, L., R., 2013, Geological interpretation of aeromagnetic data, The Australian Society of Exploration Geophysicists, Perth, 357 pages.
- Intissar, R., Benahmed, S. et D'Amours, I., 2014, Levé magnétique et spectrométrie aéroporté dans le secteur nord de la rivière Georges, partie sud-est de la Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DP 2014-02, 9 pages, 160 plans et autres données numériques.
- James, D., Connelly, J., Wasteneys, H., and Kilfoil, G., 1996, Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, no. 2, p. 216-230.
- James, D. T., and Dunning, G. R., 2000, U–Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the core zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia: *Precambrian Research*, v. 103, no. 1, p. 31-54.
- Kruhl, J.H., 1998, Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*. V. 16, p. 142-146.
- Law, R. D., D. W. Stahr, M. K. Francis, K. T. Ashley, B. Grasemann, and T. Ahmad (2013), Deformation temperatures and flow vorticities near the base of the Greater Himalayan Series, Sutlej Valley and Shimla Klippe, NW India, *Journal of Structural. Geology*, v. 54, p. 21–53.
- Law, R. D. 2014, Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, p. 129–161.
- Lafrance, I., Simard, M., and Bandyera, D., 2014, Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G et 24F): Ministère des Ressources naturelles, Québec, v. RG-2014-02, 49 pages.
- Lafrance, I., Bandyera, D. et Bilodeau, Carl., 2015, Géologie de la région du lac Henrietta (SNRC 24H): Ministère des Ressources naturelles, Québec, v. RG-2015-01, 60 pages.
- Lafrance, I. Bandyera, D. Charette, B. Bilodeau, C. David, J., 2016, Géologie de la région du lac Brisson (SNRC 24A). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2016-05; 61 pages.
- Lafrance, I., Mathieu, G., and Charette, B., 2017, Synthèse du sud-est de la Province de Churchill (SEPC). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec Mines 2017, no. G27-G28.
- Leloup, P. H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer U., Dali, Z., Xiaoham, L., Liangshang, Z., Shaocheng, J. et Trinh, P. T., 1995, The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, v. 195, p. 3-84.
- Lister, G. S. et B. E. Hobbs B. E., 1980, The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history, *Journal of Structural. Geology*, v. 2, p. 355–370.
- Machado, N., Goulet, N., and Gariépy, C., 1989, U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, no. 1, p. 1-15.
- Machado, N. Perreault, S. Hynes, A., 1988., Timing of the continental collision in the northern Labrador Trough, Quebec : Evidence from U-Pb geochronology. Geological Association of Canada and

- Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting; Program and Abstracts, volume 13, p. 76.
- Martelain, J. Chenevoy, M. Bélanger, M., 1998, Le batholite de De Pas, Nouveau-Québec : infrastructure composite d'un arc magmatique protérozoïque. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; v. 35, p. 1-15.
- Morgan, S., et Law R. D., (2004), Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley-Joshua Flat-Beer Creek pluton, California: A case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics*, v. 384, p. 209–231.
- Miller H. G., Singh, V., 1994, Potential field tilt-a new concept for location of potential sources. *Journal of Applied Geophysics*, v. 32, p. 213-217.
- Ministère des Ressources naturelles, 2017, Lexique stratigraphique Complexe d'Advance, (page consultée en mars 2018), repéré à <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-de-churchill/complexe-advance/>.
- Ministère des Ressources naturelles, 2017, Lexique stratigraphique Suite granitique de De Pas, (page consultée en mars 2018), repéré à <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-de-churchill/suite-granitique-de-de-pas/>.
- Ministère des Ressources naturelles, 2017, Lexique stratigraphique Complexe d'Ungava, (page consultée en mars 2018), repéré à <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-de-churchill/complexe-ungava/>.
- Nunn, G. A. G., Heaman, L. M., Krogh, T. E., 1990, U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (easterns Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador: *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4, p. 259-265.
- Passchier, C. W. et Trouw, R. A., 2005, *Microtectonics* : Springer-Verlag Berlin. 366 pages.
- Poirier, G., 1995, Rapport du permis 1, Projet De Pas. SOQUEM. Rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53445, 96 pages, 11 plans.
- Ramsay, J. G. et Huber, M. I., 1987, *The Thecnics of Mofern Structural Geology* Volume 2: Folds and fractures: Academic Press inc. Londres. 700 pages.
- Riller, U., Cruden, A. R., Boutelier, D. et Schrank, 2012, The causes of sinuous crustal-scale deformation patterns in hot orogens: Evidence from scaled analogue experiments and the southern Central Andes. *Journal of structural Geology*, v. 37, p. 65-74.
- Rivers, T., Mengel, F., Scott, D. J., Campbell, L., M., et Goulet N., 1996, Torngat Orogen – a Paleoproterozoic example of a narrow doubly vergent collisional orogen. *Geological society, London, Special Publications*, v. 112, p. 117-136.
- Ross, G. M., Mikkereit, B., Eaton, D., Whithe, D., Ernest, R., K., et Burianyk, M., 1995, *Geology*, v. 23, no. 3, p. 195-199.
- Ryan, B. (compilateur), Krogh, T.E., Heaman, L., Schärer, U., Philippe, S., and Oliver, G. 1991, On recent geochronological studies in the Nain Province, Churchill Province and Nain Plutonic Suite, north-central Labrador. In *Current research. Geological Survey, Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 91-1*, p. 257–261.
- Sandborn-Barrie, M., 2016, Refining lithological and structural understanding of the southern Core Zone, northern Quebec and Labrador in support of mineral resource assessment. *Geological Survey of Canada, Open file 7965*, 39 pages.
- Schmid, S. M., et Casey M., 1986, Complete fabric analysis of some commonly obserbed quartz c-axis patterns, in *Mineral and Rock Deformation, Laboratory Studies. Geophys. Monogr. Ser.*, v. 36, edited by B. E. Hobbs and H. C. Heard, p. 263–286.



- Scott, D.J., 1998, An overview of the U-Pb geochronology of Paleoproterozoic Torngat Orogen, Northeastern Canada. *Precambrian Research*; volume 91, pages 91-107.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S. M., 2002, The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884.
- Searl M. P., 2006, Role of the Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia. *Journal of the Geological Society, London*, v. 163 p. 1025-1036.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S. M., 2002, The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884.
- St-Onge, M. R., Wodicka, N., and Ijewliw, O., 2006, Polymetamorphic Evolution of the Trans-Hudson Orogen, Baffin Island, Canada: Integration of Petrological, Structural and Geochronological Data: *Journal of Petrology*, v. 48, no. 2, p. 271-302.
- Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P.H., Schärer, U., Zhong Dalai, Wu Haiwei, Liu Xiaohan, Ji Shaocheng, Zhang Lianshang, Zhong Jiayou, 1990, The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, volume 343, page 431 – 437.
- Taylor, F. C., 1979, Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories, Geological Survey of Canada.
- Tikoff, B., and Greene, D., 1997, Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 29-39.
- Vanier, M-A., Guilmette, C., Harris, L., Godet, A., Cleven, N., Charrette, B. et Lafrance, I., (2017), Analyse structurale et microstructures des cisaillements de la Rivière George et du Lac Tudor. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2017-12, 45 pages.
- Van der Leeden, J., 1986, Géologie de la région du Lac Mistinibi, Nouveau-Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, no. DP 86-12.
- Van der Leeden, J., Bélanger, M., Danis, D., Girard, R., and Martelain, J., 1990, The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., & MacKenzie, C., 2004, New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, v. 23(2), p. 116-119.
- Vollmer, F.W., 2018. Orient: Spherical projection and orientation data analysis software.  
[www.frederickvollmer.com](http://www.frederickvollmer.com)
- Vollmer, F., W., 1995, C program for automatic contouring of spherical orientation data using a modified Kamb method. *Computers and Geosciences*, v. 21, no. 1, p. 31-49.
- Wardle, R.J. Ryan, B. Nunn, G.A.G. Mengel, F.C., 1990, Labrador segment of the Trans-Hudson Orogen: crustal development through oblique convergence and collision. In: *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America* (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 353-369.
- Wardle, R. J. et Van Kranendonk, M. J., 1996, The Paleoproterozoic southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation *In Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region. Edited by T.S. Brewer. Geological Society Special Publication, London, n. 112, p. 137-155.*
- Wardle, R. J., James, D. T., Scott, D. J., and Hall, J., 2002, The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, no. 5, p. 639-663.

- Wares, R., Goutier, J., 1990, Deformational style in the foreland of the Northern New Québec Orogen. *Geoscience Canada*; volume 17, p. 244-249.
- Wilson, C. J. L., Russell-Head, D. S., Kunze, K. et Viola G. 2007, The analysis of quartz c-axis fabrics using a modified optical microscope, *J. Microsc. Oxford*, v. 227, p. 30–41.
- White, R. W. et Powell, R., 2002, Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages, *J. Metamorph. Geol.*, v. 20, p. 621–632