



Reconstruire l'architecture de l'ouest de la Province de Grenville, Québec : Résultats préliminaires de la cartographie géologique le long de la route 117

Christopher Lambert, Félix Gervais et Abdelali Moukhsil

MB 2018-08



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.

Reconstruire l'architecture de l'ouest de la Province de Grenville, Québec: Résultats préliminaires de la cartographie géologique le long de la route 117

Rapport préliminaire



Christopher Lambert¹, Félix Gervais¹, Abdelali Moukhsil²

¹ Polytechnique Montreal, Montréal, Canada

² Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN), Québec, Canada.

RÉSUMÉ

La compilation d'un large éventail de données à l'échelle de la Province de Grenville a mené à l'élaboration d'un modèle tectonique conceptuel considérant l'Orogène grenvillien comme étant de type large et chaud. Selon ce modèle, une première phase de fluage chenalisé sous un plateau développé au cœur de l'orogène épaissi aurait été suivie d'une phase d'effondrement gravitationnel précédant le renouvellement de la convergence qui aurait enfoui le craton Laurentien lors de la dernière phase de l'Orogénie grenvillienne. Ce modèle et ses variations nécessitent d'être testé par des méthodes modernes d'analyse structurale, métamorphique et géochronologique solidement appuyées par des études de terrain.

La Zone de charriage de l'Allochtone ou *Allochton Boundary Thrust* (ABT) forme une frontière tectonique à l'échelle de l'orogène. Elle sépare les roches exotiques à péricratoniques de la Ceinture allochtone des roches archéennes de la Province du Supérieur et sa couverture sédimentaire protérozoïque. Ainsi, l'ABT a joué un rôle majeur dans la structuration de l'orogène et son étude est primordiale à la compréhension de l'accommodation du raccourcissement associé à la convergence dans cet orogène ancien. Par contre, le long du transect perpendiculaire à l'orogène offert par la route 117 dans l'ouest du Québec, l'ABT n'a pu être identifiée et l'étendue de la déformation grenvillienne au sein du socle demeure un sujet de débat.

Les travaux de terrain effectués en 2017 le long de la route 117 nous ont amenés à distinguer et caractériser plusieurs domaines et sous-domaines et à développer une série d'hypothèses à tester pour la suite de ce projet de doctorat. Ainsi du nord-ouest vers le sud-est, les domaines rencontrés sont : (1) la Zone tectonique du Front du Grenville, caractérisée par un accroissement du métamorphisme dans les roches de la Province du Supérieur qui passe du faciès des amphibolites à grenat dans le sous-domaine du Lac à la Puce au faciès des granulites dans le sous-domaine X. Ces sous-domaines sont séparés par la Zone de chevauchement de McLaurin. Une autre zone marquée par un haut magnétique, nommée ici « écaille tectonique », est caractérisée par l'imbrication de gneiss amphibolitiques et granulitiques et se trouve dans le mur du Détachement Dorval; (2) le Terrane du Réservoir Dozois est composé de gneiss granitiques à granodioritiques migmatitiques et

riches en hornblende. Ce domaine est caractérisé par susceptibilité magnétique uniforme de faible intensité. Il présente également des gneiss droits tonalitiques contenant des enclaves décamétriques de roches mafiques granulitiques complètement isolées montrant des évidences de cisaillement. Ces zones pourraient correspondre à une (des) zone(s) de cisaillement importante(s); (3) le Terrane de Renzy est formé de roches mafiques à grenat-clinopyroxène qui montrent un degré de déformation variable. Ce domaine pourrait former une klippe tectonique surmontant le Terrane du Réservoir Dozois, ce qui impliquerait que l'ABT se trouverait au contact entre les deux; (4) le Promontoire de Baskatong coïncide avec une zone de forte susceptibilité magnétique caractérisée par des gneiss à hornblende et des gneiss charnockitiques montrant des évidences de rétrogression. La présence commune de plis en fourreau et d'enclaves mafiques isolées dans des migmatites à fabrique planaire subhorizontale semble indiquer une très faible viscosité associée à une forte déformation, ce qui est l'une des caractéristiques fondamentales du fluage chenalisé. Enfin, une zone de très fort magnétisme et riche en grenat a été identifiée au sud-est du Promontoire de Baskatong et à l'est de la route 117. Nous interprétons ces roches comme faisant partie du Terrane du Lac Dumoine, à l'ouest de la zone d'étude. Si cette hypothèse s'avérait juste, l'ABT pourrait être tracée dans ce secteur.

TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION	5
1.1 Localisation de la zone d'étude	5
2. GÉOLOGIE RÉGIONALE	6
2.1 Contexte tectonique.....	6
2.2 Géologie de la Province de Grenville dans la partie ouest du Québec	7
3. RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DE LA CAMPAGNE DE CARTOGRAPHIE DE 2017	9
3.1 Province du Supérieur	9
3.2 GFTZ.....	9
3.3 Terrane du Réservoir-Dozois	13
3.4 Terrane de Renzy.....	17
3.5 Promontoire de Baskatong.....	19
3.6 Terrane du Lac Dumoine	23
3.7 Couverture orogénique (terrane de Mont-Laurier et de Cabonga).....	24
4. CONCLUSIONS	24
5. HYPOTHÈSES ET TRAVAUX FUTURS	26
6. RÉFÉRENCES	28
7. FIGURES	31

1. INTRODUCTION

Les nouveaux modèles de convergence considèrent que la formation des orogènes débute par une phase de prisme orogénique, contrôlée par les forces tectoniques et gravitationnelles, puis évolue vers une phase de grands orogènes chauds. Au cours de cette phase, lorsque le degré de fusion partielle abaisse la viscosité d'une couche kilométrique, cette couche se découple de sa couverture orogénique et de sa base et peut fluer le long de gradients de pression lithostatique (Beaumont et al., 2001; Vanderhaeghe et al., 2003; Gervais et Ranalli, 2017). Par la suite, à la fin de la phase de raccourcissement crustal, l'orogène s'effondre par gravité. Cet effondrement conduit à la formation de complexes à noyau métamorphique (Rey et al., 2001 ; Rivers, 2012) ou à un fluage de la croûte moyenne ductile vers l'avant-pays (Jamieson et al., 2010). Plusieurs variantes de ces modèles ont été récemment proposées pour l'orogénèse grenvillienne d'âge Protérozoïque (Jamieson et al., 2007, 2010; Rivers, 2008, 2009, 2012). Toutefois, ces modèles doivent être validés par des observations de terrain combinées à des études métamorphiques et géochronologiques modernes.

Le secteur d'étude fait l'objet de deux problématiques. La première vise la localisation de la Zone de charriage de l'Allochtone, frontière tectonique majeure entre les ceintures paraautochtone et allochtone. En effet, bien qu'elle s'étende sur toute la longueur de la Province de Grenville, cette frontière reste à être identifiée dans le Grenville occidental. La deuxième problématique concerne l'importance du remaniement grenvillien dans le socle laurentien composant la Ceinture paraautochtone.

Ce rapport présente les résultats préliminaires obtenus suite à une campagne de cartographie, réalisée le long de la route 117 dans le Grenville occidental québécois. Les variations lithologiques et caractéristiques structurales et métamorphiques des différentes unités ont permis de subdiviser la zone d'étude en plusieurs domaines tectono-métamorphiques. Ce travail servira de base aux études ultérieures visant à tester si les nouveaux modèles de convergence peuvent s'appliquer à l'orogénèse grenvillienne.

1.1 Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude est située dans le Grenville occidental, entre Louvicourt et Grand-Remous, dans la partie ouest du Québec. Elle couvre le feuillet SNRC (à l'échelle 1/250 000) 31N et le coin nord-est du feuillet 31K. Les travaux de cartographie se sont concentrés le long de la route 117,

traversant la zone d'étude. Les nombreux affleurements, exposés presque continus, le long de cette route ont permis la réalisation d'une coupe perpendiculaire à l'orogène (Fig. 1 et 2).

2. GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1 Contexte tectonique

La Province de Grenville est une ceinture de roches métamorphiques qui affleure, au Canada, sur une largeur d'environ de 600 km. Elle est composée de roches archéennes et mésoprotérozoïques, déformées et métamorphisées à divers degrés, et mises en place sur la marge sud-est de Laurentia durant l'orogénèse grenvillienne d'âge Mésoprotérozoïque à Néoprotérozoïque (Hoffman, 1989, 1991 ; Rivers, 2008, 2009, 2012).

La distribution spatio-temporelle des roches métamorphiques de la Province de Grenville a conduit à la subdivision de cette province en deux domaines tectono-métamorphiques distincts: la Ceinture allochtone et la Ceinture parautochtone. Ces deux ceintures sont séparées par la Zone de charriage de l'Allochton (*Allochton Boundary Thrust = ABT*) et forment, respectivement, le toit et le mur de cette zone de faille (Rivers, 1989).

La Ceinture allochtone est formée de roches protérozoïques péri-cratoniques à exotiques. Elle est composée de segments de croûte, correspondant à un niveau structural inférieur, déformés et métamorphisés à haut grade pendant la phase Ottawan (1090-1020 Ma) de l'Orogénèse grenvillienne (Wynne-Edwards, 1972; Rivers; 1989, 2009), et de segments de croûte, correspondant à un niveau structural supérieur, ayant largement échappé à cet événement de haut degré de métamorphisme et formant une couverture orogénique (White et al., 2000; Rivers et al., 2002; Rivers, 2008).

La Ceinture parautochtone est formée de roches archéennes remaniées provenant de la Province du Supérieur, métamorphisées et déformées pendant la phase Rigolet (1010 - 950 Ma) de l'Orogénèse grenvillienne.

La limite entre la Province de Grenville et la Province du Supérieur au nord est marquée par le Front de Grenville, qui correspond à la limite de la déformation grenvillienne (Rivers, 1989).

La subdivision et les caractéristiques des ceintures parautochtone et allochtone varient dans l'ensemble de la Province de Grenville. Ces ceintures sont, toutefois, abondamment documentées en Ontario et dans l'est du Québec (Rivers, 2015).

2.2 Géologie de la Province de Grenville dans la partie ouest du Québec

La Province de Grenville dans la partie ouest du Québec est représentée par les segments gneissiques, documentés par Wynne-Edwards (1972). Plus récemment, ce secteur a été subdivisé en différents domaines lithotectoniques (Indares et Martignole, 1989, 1990a, b ; Rivers, 1989, 2012 ; Kellett Guo et Dickin, 1996 ; Ludden et Hynes, 2000 ; Montreuil et Constantin, 2010). Ces derniers comprennent, du Nord-Ouest vers le Sud-Est :

- (1) La Zone tectonique du Front de Grenville (GFTZ), constituée de segments de roches archéennes remaniées et tectoniquement imbriqués. La GFTZ comprend les schistes à muscovite-sillimanite métamorphisés au faciès amphibolite caractérisant le Terrane¹ du Lac Témiscamingue et des charnockites et orthogneiss migmatitiques caractérisant le terrane X (Indares et Martignole, 1989, 1990a, b ; Martignole et al., 2000; Martignole et Martelat, 2005). Des dykes mafiques recoupant les roches de la GFTZ (et correspondant à l'essaim de dykes mafiques de Senneterre-Preissac et de l'Abitibi dans la Province du Supérieur) enregistrent des conditions de pression et température du métamorphisme grenvillien de l'ordre de 0,9 GPa et 700°C dans le Terrane du lac Témiscamingue et de 1,2 - 1,5 GPa et 800°C dans le Terrane X (Martignole et Martelat, 2005)
- (2) Le Terrane du Réservoir Dozois (RD) est considéré comme faisant partie de la CP. Ce terrane repose sur la GFTZ et forme le toit du détachement Dorval. Le Terrane du Réservoir Dozois est composé de gneiss quartzofeldspathiques et tonalitiques migmatitiques à biotite et/ou hornblende (Rivers, 1989 ; Martignole, 2000) d'âge Archéen (Doig, 1977 ; Guo et Dicken, 1996). Ces gneiss auraient enregistré un événement métamorphique daté à 1,0 Ga (Childe et al., 1993). Les assemblages à kyanite-sillimanite observés dans les gneiss alumineux et ceux à grenat-orthopyroxène observés dans les roches mafiques indiquent des conditions de pression

¹ Il faut noter que, par définition, le terme "terrane" se réfère à des blocs tectoniques bien individualisés au sein d'un orogène. Ceci n'est toutefois pas implicite dans la partie ouest de la Province de Grenville. Cependant, cette terminologie est retenue dans la présente étude et le terme «domaine» est utilisé en parallèle pour éviter toute connotation génétique.

et température du métamorphisme grenvillien de l'ordre de 0,75 - 0,85 GPa et 750°C (Indares et Martignole, 1990a ; Martignole et Martelat, 2005).

- (3) Le Terrane de Renzy (RT) est composé de gneiss mafiques à ultramafiques, de gneiss alumineux, de charnockites et localement d'un mélange tectonique (Indares et Martignole, 1990a ; Montreuil et Constantin, 2010). Ce terrane constitue une klippe de roches mésoprotérozoïques caractérisant une croûte juvénile, reposant sur les roches archéennes du terrane du Réservoir Dozois. Localement, les gneiss définissent une zone de cisaillement à fort pendage, appelé cisaillement de Renzy, active entre 1070 - 1040 Ma et 1003 Ma (Rivers, 2012). Une étude géothermobarométrique indique que le pic du métamorphisme aurait atteint des conditions de pression et température de l'ordre de 0,975 GPa et de 745° C (Indares et Martignole, 1990a). Childe et al. (1993) ont daté ce métamorphisme à 1,072 Ga.
- (4) Le Promontoire de Baskatong (BP), situé au Sud-Est du terrane de Renzy, est interprété comme la limite sud-est de la Ceinture parautochtone (Guo et Dickin, 1996 ; Martignole et al., 2000; Rivers et al., 2002, 2009; Constantin, 2010). La distribution des âges modèles Sm-Nd (Guo et Dickin, 1996) dans le PB suggère qu'il se subdivise en deux sous-domaines ; l'un d'âge Archéen (2,2 - 2,8 Ga) et l'autre d'âge Paléoprotérozoïque (1,6 – 1,9 Ga) (voir Fig. 2 dans Montreuil et Constantin, 2010; Fig. 2).
- (5) Le Terrane de Mont-Laurier (constituant la partie nord de la Ceinture métasédimentaires Centrale; Wynne-Edwards, 1972) se situe structuralement au-dessus de la rampe Lac Dumoine - Baskatong (Guo et Dickin, 1996; Corriveau et Morin, 2000). Le Terrane de Mont-Laurier comprend deux domaines de roches supracrustales séparés par la zone de cisaillement de Heaney ; un domaine riche en marbres métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites, et un domaine riche en quartzites métamorphisées au faciès des granulites. Ces deux domaines sont situés respectivement à l'ouest et à l'est de cette zone de cisaillement (Corriveau et Morin, 2000; Schneider et al., 2012).
- (6) Le Terrane de Cabonga (Indare et Martignole, 1984) affleure en continuité avec le Terrane de Mont-Laurier, et présente des unités lithologiques et des assemblages métamorphiques similaires (Martignole et Pouget, 1993). Ce terrane forme une mince écaille tectonique, reposant structuralement au-dessus du terrane du Réservoir Dozois (Martignole et Pouget, 1994; Rivers, 2012). Les terranes de Mont-Laurier et de Cabonga correspondent à la couverture

orogénique grenvillienne (Rivers, 1989) qui n'a pas enregistré le métamorphisme grenvillien (Schneider et al., 2012; Rivers, 2012).

3. RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DE LA CAMPAGNE DE CARTOGRAPHIE DE 2017

Les travaux de cartographie préliminaires réalisés le long d'un transect à travers l'orogène, ont permis de revoir les subdivisions de la partie ouest de la Province de Grenville. Les caractéristiques lithologiques (figure 2) et structurales (figure 3) des différents domaines traversés (du NO vers le SE) sont décrites dans les sections suivantes.

3.1 Province du Supérieur

Lithologies

Les roches de la Province du Supérieur, situé au nord du Front du Grenville, comprennent du métawacke aphanitique à muscovite-épidote-chlorite métamorphisé au faciès schiste vert, une unité homogène de métadiorite à biotite-hornblende, à grain moyen à grossier et du metabasalte andésitique (figure 4A, 4B; SIGEOM, 2017). L'apparition de leucosome granitique dans les unités de métawacke et de métadiorite marque la limite du Front du Grenville.

Structures

Les gneiss de la Province du Supérieur présentent une fabrique archéenne peu développée. Cependant, la limite supposée du Front du Grenville est définie par une zone de cisaillement (> 10 m de largeur) caractérisée par une fabrique SO-NE à pendage modéré à fort.

3.2 GFTZ

Sous-domaine du Lac à la Puce

Lithologies

Du gneiss dioritique, similaire en terme de protolithe aux métadiorites de la Province du Supérieur, affleure au sud du Front du Grenville. Ce gneiss contient un mode variable de grenat, formant des grains de 0,5 cm de diamètre (figure 5A, 5C) et 5-10% de leucosome granitique. Deux générations sont observées ; l'une est à grenat et l'autre est dépourvue de grenat. La génération sans grenat se présente sous la forme de d'amas ou de veines discontinues et plissées alors que la génération de leucosome à grenat forme des veines continues et concordantes à la gneissosité. La répartition du grenat dans la diorite semble corrélée à l'emplacement et au volume du leucosome à grenat. Le

gneiss dioritique est localement recoupé par des intrusions de tonalites ou d'aplite (voir SIGEOM, 2017) de 20 m de large, recoupées par un réseau de dykes de pegmatite granitique déformée (figure 5B). Vers le sud, la proportion de leucosome augmente progressivement à 20%, la taille des grains des gneiss diminue et leur texture devient granoblastique. Cette texture granoblastique (figure 5c) oblitère la fabrique des gneiss. Toutefois, lorsqu'elle est observée, la gneissosité est parallèle aux plans axiaux des plis définis par les leucosomes sans grenat. Dans la mesure où le gneiss dioritique est associé à un protolithe igné plutôt qu'aux métasédiments décrits antérieurement dans le Terrane du Lac Témiscamingue (ex., Indares et Martignole, 1990a), nous avons regroupé ce type de gneiss dans un sous-domaine, nommé Lac à la Puce. Une gneissosité de direction NE-SO et à pendage fort à sub-vertical est observée dans ce sous-domaine (figure 3LP).

Structures

La déformation augmente en s'approchant de la faille de chevauchement de McLaurin, qui sépare le sous-domaine Lac à la Puce des lambeaux de granulite du domaine X (Indares et Martignole, 1990a). Le mur du chevauchement est caractérisé par une zone de cisaillement mylonitique (figure 5E), d'épaisseur métrique, à pendage modéré vers l'ESE dans laquelle une rotation de la fabrique des gneiss et leur plissement en des attitudes quasi-couchés sont observés. Les charnières des plis plongent vers le NE et l'ESE, mais les points sont dispersés sur les projections stéréographiques (figure 3LP). Les charnières de plis plongeant vers l'ESE sont parallèles aux linéations d'étirement. La géométrie des plis indique à la fois un sens normal et un sens inverse du mouvement. Toutefois, les indicateurs cinématiques suggèrent un mouvement du bloc supérieur vers le NO (figure 5E). Ces indicateurs cinématiques étant plus fiables que ceux associés aux plis (Hanmer et Passchier, 1991), les zones de cisaillement ont été associées à un mouvement de faille inverse vers le NO.

Lambeau de granulite - Terrane-X

Lithologies

L'emplacement du premier affleurement situé au sud de la faille de chevauchement de McLaurin se situe 8 à 9 km par rapport à la trace de la faille indiquée sur la carte. Cet affleurement marque l'apparition de l'orthopyroxène dans les gneiss dioritiques (figures 6A à 6D) ayant le même protolithe que celui des gneiss observés au nord de la faille de chevauchement. Bien qu'abondant, l'orthopyroxène n'est pas toujours visible à l'œil nu sur les affleurements mais les gneiss de ce

domaine présentent toujours une couleur gris-verdâtre caractéristique. Une augmentation significative de la proportion de leucosome stromatitique (jusqu'à 30%) est observée. Les leucosomes sont recristallisés et contiennent des cristaux automorphe d'orthopyroxène, issus d'une fusion péritectitique (figure 6A, 6B). Les autres types de roches incluent du gneiss dioritique migmatitique à quartz-orthopyroxène, de la méta-tonalite à orthopyroxène et localement des boudins de métagabbro montrant des contacts ignés bien préservés (figure 6C). Le grenat est présent dans tous les types de roches, il est plus abondant et sa taille est plus importante avec des grains allant jusqu'à 2 cm de diamètre (figure 6C, 6D), comparativement aux roches situées au nord de la faille de chevauchement de McLaurin. La présence d'orthopyroxène dans les leucosomes implique que le métamorphisme a atteint le faciès des granulites. Pour cette raison, le Terrane-X a également été nommé «lambeau de granulite» par Martignole et Martelat (2005).

Structures

La fabrique ductile dans les roches de ce domaine est mieux développée que dans celles du sous-domaine du Lac à la Puce. Les foliations des gneiss sont soulignées par du rubanement compositionnel, défini par l'alternance de niveaux gneissiques mafiques et granitiques (correspondant aux leucosomes à grenat) ou par des agrégats de grenats allongés dans des migmatites stromatiques (figure 6D). Les foliations de plan axial ne sont pas facilement identifiables dans les gneiss dioritiques plissés et les fabriques pénétratives sont oblitérées par la texture granoblastique. La gneissosité a un pendage modéré vers l'E et le SE mais les points sont dispersés sur les projections stéréographiques (figure 3X). Localement, la gneissosité a un pendage plus fort vers le N (figure 3X). Une fabrique plus jeune s'est développée à l'intérieur des gneiss sous la forme de zones de cisaillement (<60 cm de large) ou de gneiss droits observables à l'échelle mésoscopique. Ces zones de cisaillement mylonitiques sont semblables à celles observées au nord de la faille de chevauchement de McLaurin, avec une tendance générale NE-SO à pendage modéré (figure 3X) et une cinématique montrant un mouvement du bloc supérieur vers le nord-ouest. Les linéations minérales sont définies par la biotite et localement par des agrégats de grenat étirés et plongent vers l'ESE, mais les points sont dispersés sur les projections stéréographiques (figure 3X). La linéation d'étirement du plagioclase, observée sur les plans de cisaillement, plonge vers le SE. Les charnières de plis plongent vers l'ENE à E, ce qui suggère que les axes des plis sont parallèles à la fabrique des gneiss (figure 3).

Écaille tectonique

Nous avons identifié un sous-domaine avec des caractéristiques lithologiques et structurales propres que nous avons appelé «écaille tectonique». Sur la carte du champ magnétique total, ce sous-domaine est caractérisé par une zone d'anomalies magnétiques élevées de forme triangulaire ou de biseau (figure 2). Ce sous-domaine est situé entre une zone de cisaillement basal recristallisée et le détachement Dorval.

Lithologies

Le gneiss dioritique à grenat-orthopyroxène constitue la lithologie principale (figure 7A, 7B) de ce sous-domaine. Il est associé à du gneiss granitique à granodioritique migmatitique à hornblende, sans orthopyroxène (figure 7D). Les données de terrain n'ont pas permis de déterminer si les variations des assemblages minéralogiques étaient dues à la différence de composition des protolithes lors du métamorphisme ou à une juxtaposition, par des processus tectoniques, d'ensembles rocheux ayant des histoires tectono-métamorphiques distinctes. Les gneiss granodioritiques contiennent communément des enclaves mafiques. L'apparition de ces roches mafiques marque la première apparition significative de migmatite à hornblende, mais sans grenat, au sud du Front du Grenville. De la syénite faiblement déformée (figure 7F) se présente sous la forme de corps isolés comprenant des enclaves mafiques et des grains grossiers (2 cm) de clinopyroxène automorphes. Des dykes mafiques, associés à ceux recoupant la Province du Supérieur au nord-ouest du Front du Grenville (Martignole et Martelat, 2005), ont été observés dans ce sous-domaine. Ils postdatent la fabrique des gneiss (figure 7E) mais sont cependant recoupés par des dykes de pegmatite syn-cisaillement.

Structures

L'écaille tectonique se distingue principalement par ses caractéristiques structurales. La gneissosité a un pendage modéré à fort vers le SO et le SE, mais les points sont dispersés sur les projections stéréographiques (figure 3ET). Les plis à vergence N-NE sont communs et ont généralement les flancs nord à pendage plus fort. La linéation minérale est définie par les principaux minéraux métamorphiques et plonge vers l'E, mais les points sont dispersés sur les projections stéréographiques (figure 3ET). Le long de la bordure nord de l'écaille, la linéation d'étirement est très inclinée et montre une distribution en forme d'éventail SO-NE. Bien que la discontinuité des affleurements ne permette pas de le confirmer, les assemblages lithologiques de

ce domaine (figures 7A à 7F) semblent être juxtaposés tectoniquement entre une série de zones de cisaillement mylonitiques orientées NE à pendage modéré (figure 7C). Les linéations d'étirement plongent vers ESE, mais les points sont dispersés sur les projections stéréographiques (figure 3ET). Des indicateurs cinématiques, montrant à la fois un mouvement normal et inverse, ont été observés dans ces zones de cisaillement. L'abondance de ces zones de cisaillement caractérise ce sous-domaine. Vers le détachement Dorval, la déformation qualitative augmente et les roches migmatitiques deviennent plus abondantes.

3.3 Terrane du Réservoir-Dozois

Le détachement Dorval est considérée comme la frontière tectonique entre le Terrane du Réservoir-Dozois et la GFTZ (ex. Martignole et Martelat, 2005). Cependant, l'absence de continuité des affleurements n'a pas permis d'observer les contacts entre les roches du toit et du mur de cette zone de cisaillement. La localisation du détachement Dorval a donc été déduite par la présence d'un gneiss à biotite-grenat très déformé et contenant des rubans de quartz (figure 8A), séparant les gneiss à orthopyroxène de la GFTZ, des gneiss sans orthopyroxène du Terrane du Réservoir-Dozois.

Lithologies

Le Terrane du Réservoir-Dozois est hétérogène et comprend des gneiss quartzofeldspathiques de composition tonalitique et granodioritiques migmatitiques et en plus faible proportion, du gneiss granitique et du gneiss mafique (métagabbro?) (figures 8B à 8K). Tous les gneiss de ce domaine contiennent une quantité variable de biotite et de hornblende. Du grenat est aussi présent localement. L'origine du grenat dans les gneiss est actuellement incertaine. Les gneiss à grenat pourraient représenter un isograde «grenat +» dans ce terrane, ou encore des roches provenant d'un domaine de plus haut-grade, telle que celles de l'Allochtone ou des niveaux inférieurs du Parautochtone. En raison de la composition granodioritique des gneiss, de la présence de hornblende qui est un minéral indicateur de protolithe igné, et de l'absence de minéraux alumineux caractérisant les métasédiments (ex., sillimanite, staurotide, cordiérite), les gneiss du terrane du Réservoir-Dozois ont été interprétés comme étant d'origine ignée (voir aussi Ludden et Hynes, 2000).

Les roches mafiques affleurent sous la forme de lentilles (dykes lenticulaires?) ou de boudins de métagabbro, déformés à divers degrés, à l'échelle centimétrique à métrique. Ces lentilles et

boudins de métagabbro recoupent la gneissosité mais sont plissés avec la gneissosité par une phase de déformation plus jeune. Le métagabbro est composé principalement de hornblende et de plagioclase. Cet assemblage minéralogique indique que le métamorphisme a atteint le faciès des amphibolites. Cependant, la hornblende apparaît souvent comme un minéral rétrograde, dérivant du clinopyroxène. Localement, les roches mafiques peuvent former des enclaves métriques à décimétriques, sub-arrondies ou ayant subi une rotation (figure 8H). Les gneiss mafiques composant ces enclaves contiennent du grenat entouré d'une couronne de plagioclase (texture de décompression de HP?). De plus, dans de rares affleurements isolés et composés uniquement de gneiss mafiques, les roches présentent un assemblage minéralogique à orthopyroxène et clinopyroxène, diagnostique d'un métamorphisme au faciès des granulites. De ce fait, il est probable que tout le domaine ait été métamorphisé au faciès des granulites avant d'avoir enregistré un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites.

En raison de l'hétérogénéité du Terrane du Réservoir-Dozois, nous proposons de le subdiviser en différents ensembles lithologiques (figure 2) :

- Un premier ensemble lithologique (RD1, figure 2) est composé de gneiss granodioritiques migmatitiques à biotite-hornblende contenant une quantité variable de grenat (figure 8D). Il est situé à ~ 10 km au sud-est du détachement Dorval. Les roches de cet ensemble forment des empilements d'une même lithologie; l'imbrication de ces lithologies n'étant visible que par la troncature des leucosomes plissés (généralement des veines granitiques et à grenat dans les gneiss migmatitiques relativement homogènes ; figure 8E).
- Un deuxième ensemble lithologique (RD2, figure 2) est composé de gneiss quartzofeldspathiques de composition tonalitique. Ces gneiss contiennent de grandes lentilles boudinées ou des méga-enclaves de métagabbro (figure 8H) contenant de la hornblende rétrograde (clinopyroxène → hornblende). Ils présentent une texture granoblastique qui oblitère leurs structures (figures 8F à 8H). Les enclaves et lentilles de métagabbro sont communément recoupées et entourées de leucosome riche en plagioclase. Ces relations suggèrent que des zones de moindre pression se sont développées autour de ces corps compétents et ont piégé le mobilisat.

- En raison de la répartition hétérogène des lithologies le long du transect, la majorité des affleurements ne peuvent pas être cartographiés à l'échelle de cette étude et il a été nécessaire de regrouper toutes les lithologies qui ne sont pas contenues dans les ensembles RD1 et RD2 dans un «groupe général». Ce regroupement constitue un ensemble non différencié de gneiss migmatitiques, hétérogènes, à biotite-hornblende, (RD3, figure 2). Il comprend, en plus des gneiss des deux ensembles définis ci-dessus (RD1, RD2), des gneiss granitiques avec des niveaux de syénite (figure 8B) et du gneiss à biotite-hornblende présentant un mode variable de quartz et feldspath et des leucosomes à hornblende (figure 8B à 8D).
- Les gneiss non différenciés (RD3) du Terrane du Réservoir-Dozois renferment des affleurements composés de diverses lithologies, mélangées par plissement intense, cisaillement et/ou répétition tectonique. Cet ensemble lithologique (RD4, figure 2) se distingue des autres par son hétérogénéité et de sa complexité structurale et forme des zones de mélange. Les lithologies contenues dans cet ensemble ne sont pas faciles à identifier en raison de la complexité structurale de l'ensemble. Cependant, on considère que cet ensemble est composé d'un mélange de gneiss felsiques et mafiques, de gneiss migmatitiques gris et de gneiss granitiques déformés, contenant des niveaux de syénite rose fortement plissés (figures 8B, 8I à 8K).
- Du paragneiss à biotite-grenat-sillimanite, recoupé par du gneiss granitique faiblement déformé, a aussi été identifié dans le Terrane du Réservoir-Dozois (KP, figure 2). Contrairement aux unités gneissiques adjacentes, les contacts ignés avec le gneiss granitique sont bien préservés dans le paragneiss (figure 8J). Ce dernier présente aussi peu de leucosomes. Les deux types de gneiss sont faiblement déformés. Ils définissent un pli ouvert déjeté vers le nord. En raison de ses caractéristiques lithologiques et structurales distinctes, cet ensemble pourrait représenter une klippe tectonique d'un domaine adjacent, comme le Terrane de Cabonga. Toutefois, le contact avec les gneiss adjacents n'a pas été observé.

Structures

Dans le Terrane du Réservoir-Dozois, les gneiss sont plissés, suivant des plis dysharmoniques d'échelle mésostructurale, et ont une fabrique planaire subhorizontale, légèrement ondulée. De ce

fait, l'identification des niveaux structuraux sur le terrain était ardue et il est possible que le transect ait recoupé plusieurs fois les mêmes niveaux structuraux supérieurs et inférieurs.

En général, la distinction entre les différentes générations de fabriques planaires dans ce terrain était problématique. Localement, les plis intrafoliaux du rubanement gneissique (figure 8M) suggèrent que la fabrique planaire pénétrative en est une de transposition (S_T ; Williams, 1983; Williams et Jiang, 2005). Une fabrique planaire secondaire non pénétrative est fréquemment observée (S_{T+1}) et définit une fabrique à pendage faible à subhorizontale, d'échelle centimétrique à métrique (figures 8E, 8K, 8M à 8O). Localement, la fabrique planaire s'apparente à un clivage de crénulation, mais elle s'est développée à un haut grade métamorphique, comme en témoigne la présence de leucosomes trondhjémitiques (figure 8K, 8O).

Les linéations minérales sont définies par l'orientation des axes longs de la hornblende, alors que les linéations d'étirements sont définies par la recristallisation orientée d'agrégats de biotite ou de plagioclase. Ces linéations plongent faiblement suivant deux directions ; l'une vers le NE et l'autre vers le ESE (110°). Une crénulation tardive définit des linéations parallèles à l'orientation des deux linéations minérales.

Dans le mur du détachement Dorval, les linéations plongent vers l'ESE et les indicateurs cinématiques indiquent un sens de cisaillement normal. Dans les gneiss à biotite-grenat cisailés, la foliation mylonitique a un pendage modéré vers le SE et porte des linéations d'étirement qui plongent de 20° vers l'E. Une deuxième linéation minérale orientée vers SE avec une plongée de 40° est également observée. Les indicateurs macroscopiques ne sont pas faciles à identifier et une étude microscopique est en cours.

L'orientation de la foliation S_T varie sur le transect et est décrite ci-dessous du NO vers SE (figure 3):

- Dans le premier ensemble lithologique (RD1), correspondant au mur du détachement Dorval, S_T a un pendage faible ($10-30^\circ$) vers le SE (figure 3A) tandis que S_{T+1} a un pendage faible ($<20^\circ$) vers l'E et le SE (points dispersés). Les linéations sont généralement à plongée aval-pendage vers le SE ou oblique vers l'E. Les axes de plis sont généralement parallèles aux linéations. Entre 10 et 20 km au sud du détachement Dorval (figure 3B), S_T a une tendance générale NO-SE et un pendage faible à modéré vers le NE et le SO (environ

10-60°) ce qui définit un pli plongeant vers le SE, similaire aux mesures d'axes de plis (figure 3B). Entre 25 et 40 km du détachement Dorval (figure 3C), des linéaments magnétiques définissent une antiforme à l'échelle régionale (RD2, figure 2). Ce pli expose principalement les gneiss droits tonalitiques (RD2). Sur les projections stéréographiques, les pôles des foliations S_T forment deux nuages de points caractérisant un flanc peu incliné vers le NNO et un flanc SE plus penté. Ces pôles sont alignés sur un grand cercle dont le pôle plonge vers le NE (figure 3C). Dans la charnière du pli, les linéations minérales et de crénulation plongent vers le NE, tandis que de part et d'autre de la charnière, les linéations ont des orientations perpendiculaires. Sur le flanc nord du pli, les paragneiss à biotite-grenat-sillimanite (KP, figure 2) montrent des fabriques planaires et linéaires de même orientation. Ils sont également caractérisés par des plis asymétriques renversés à tendance NE-SO. Ces plis ne sont pas observés ailleurs.

- Entre 40 et 70 km du détachement Dorval (figure 3D), les pôles des foliations S_T ne s'alignent pas bien sur un grand cercle, mais occupent principalement les quadrants SO à ONO des projections stéréographiques, indiquant des plans à pendage modéré vers le NE au SE. Des foliations mylonitiques se sont développées localement dans des cisaillements, de 20 à 40 cm de large, qui tronquent la foliation S_T des gneiss de la zone de mélange (RD4). Ces foliations mylonitiques ont un pendage vers le NE et l'E (figure 3D). Les axes de plis, les linéations de crénulation et les linéations minérales de ce secteur sont orientés dans trois directions principales et plongent faiblement à modérément vers le NO, le NE et le SE. Les attitudes à la fois planaires et linéaires dans cette région du Terrane du Réservoir-Dozois suggèrent un patron d'interférence de plis en dôme et de bassin ; les plis couchés N-S interférant avec les plis droits ESE-ONO. L'analyse cinématique de la zone de mélange tectonique (RD4) est problématique puisque des indicateurs normaux toit-vers-le SE et inverses toit-vers-le-SW ont été observés.
- À environ 75 km du détachement Dorval, S_T est définie par des pendages subhorizontaux à faibles vers le NO et le SE (figure 2). Les linéations d'allongement des minéraux et de crénulation définissent une linéation minérale plongeant faiblement vers ESE.

3.4 Terrane de Renzy

Lithologies

Le Terrane de Renzy consiste en deux régions de formes lobées composé de gneiss mafiques à ultramafiques cisailés à rubanés et localement, de lentilles charnockitiques et de gneiss alumineux à grenat (figures 9A-F). Les gneiss mafiques du terrane de Renzy sont magnétiques et présentent un mode variable de grenat, clinopyroxène et orthopyroxène. Leur composition, déterminée à partir de données chimiques, varie de gabbroïque à gabbronoritique (à hyperstène ; Fig. 9A à 9C) à ultramafique. Ces gneiss sont collectivement désignés, dans cette étude, comme les gneiss mafiques de Renzy.

Le long de la route 117, des gneiss quartzofeldspathiques sont spatialement associés au Terrane de Renzy. Ils n'ont pas de forte susceptibilité magnétique, sont hétérogènes et ils renferment des plis dysharmoniques, des leucosomes contenant de la hornblende issue d'une fusion péritectique, des niveaux syénitiques et enclaves ou boudins mafiques démembrés et métamorphisés au faciès des granulites (Fig. 9G). Bien qu'aucun contact n'ait été observé, la structure subhorizontale plissée documentée dans le Terrane du Réservoir Dozois au nord suggère que ces gneiss font partie de ce terrane et seraient donc situées structurellement au-dessous du Terrane de Renzy. Nous avons donc associé ces gneiss aux subdivisions RD1, RD2 et RD3 selon leurs caractéristiques respectives (figure 2). Les âges modèles archéens, déterminés par Dicken et al. (2014) pour les gneiss intermédiaires pauvres en grenat situés à la base de la klippe, confirment leur appartenance au Terrane du Réservoir-Dozois.

D'autres gneiss quartzofeldspathique de composition intermédiaire, mais contenant du grenat et laminés, sont aussi spatialement associés aux roches mafiques du Terrane de Renzy. L'affleurement 17CL60120 (figure 3) présente un boudin décimétrique de métagabbro démembré par une intrusion granitique dont les contacts lobés indiquent que les deux phases étaient co-magmatiques (figure 9D). Il est situé sur les gneiss interprétés comme faisant partie du Réservoir-Dozois (bien qu'ils puissent faire partie du Promontoire de Baskatong situé à proximité) et sous les gneiss intermédiaires laminés à grenat. À l'intérieur du boudin, les roches gabbroïques sont magnétiques et présentent des assemblages de haute pression à grenat-clinopyroxène (figure 9I), ce qui suggère qu'ils font partie du Terrane de Renzy et que, par conséquent, les gneiss supérieurs laminés à grenat en feraient aussi partie. Ainsi, le contact inférieur serait l'ABT.

Structures

Dans le Terrane de Renzy, la fabrique planaire pénétrative est définie par du rubanement gneissique ou tectonique (Fig. 9 A, 9E, 9F). Cette fabrique est souvent oblitérée par la recristallisation des gneiss droits mafiques (figures 9B, 9E). Les linéations d'étirement des gneiss mafiques sont définies par la recristallisation du plagioclase et les linéations minérales par l'alignement du clinopyroxène. De la crénulation, observée macroscopiquement, définit également une fabrique linéaire.

Différents styles de plis ont été observés dans le Terrane de Renzy. Les plis ouverts et cylindriques observés localement semblent être confirmés dans les projections stéréographiques (figure 3E) par la distribution des pôles des fabriques planaires à pendage faible vers ESE et à pendage plus fort vers le NO – ONO. D'autres plis non-cylindriques à géométrie complexes ont aussi été observés. Les linéations plongent faiblement vers SO-O et bien qu'elles ne forment pas des nuages de points bien définis dans les projections stéréographiques, leur orientation se distingue des tendances ESE du Terrane du Réservoir-Dozois.

La bordure sud du Terrane de Renzy est marquée par la zone de cisaillement de Renzy d'environ >1 km de large (ex. Montreuil et Constantin, 2010; figure 3F). Cette zone est caractérisée par la transposition des structures plissées en une fabrique mylonitique ayant un pendage subvertical à fortement incliné vers le NO (Fig. 9E à 9F). Les linéations d'étirements et les charnières de plis sont subhorizontales ou plongent faiblement vers le SO (F, figure 3). Les porphyroclastes asymétriques de plagioclase et de grenat indiquent un sens senestre du cisaillement.

Les gneiss quartzofeldspathiques situés entre les deux lobes du Terrane de Renzy présentent des caractéristiques structurales différentes. La gneissosité est subhorizontale ou à pendage faible (<20°) vers le N et montre aussi, à l'échelle mésoscopique, de légers plis droits de direction NE-SO. De plus, les linéations minérales montrent des tendances bimodales en plongeant faiblement vers l'O et l'E. Ainsi, les caractéristiques structurales de ces gneiss intermédiaires sans grenat ne sont pas similaires celles du Terrane de Renzy sus-jacent, et supporte l'hypothèse qu'il constitue une klippe tectonique.

3.5 Promontoire de Baskatong

Dans cette étude, nous avons choisi de conserver la subdivision proposée par Guo et Dickin (1996 ; voir la partie «Géologie Régionale»), séparant le Promontoire de Baskatong en deux sous-domaines d'âges respectivement archéens et paléoprotérozoïques (figure 2).

Sous-domaine d'âge modèle archéen (BP1, BP2, BP3)

Lithologies

Le sous-domaine d'âge modèle archéen renferme des gneiss non différenciés (BP1; figure 2) comprenant du gneiss granitique à hornblende migmatitique renfermant des niveaux de syénite, du gneiss granodioritique et du gneiss de composition quartzofeldspathique. Ce sous-domaine renferme aussi un ensemble de roches magnétiques mélangées (mélange de type BP2), composé d'un mélange tectonique d'unités rubanées mafiques-felsiques migmatitiques (figures 8M, 8N, 10A, 10B, 10F), de syénogranite (figure 10D) et de gneiss granodioritiques (figure 10E). Cet ensemble montre des similitudes avec l'ensemble de zones de mélange (RD4) du Terrane du Réservoir Dozois, de par son hétérogénéité et sa complexité structurale et lithologique. Dans cet ensemble, les roches mafiques affleurent dans des boudins métriques, de composition gabbroïque, dans de la diatexite (figure 10B) ou en lentilles centimétriques à métriques plissées d'amphibolite (figure 9G, 10G-H). Localement, des boudins mafiques, de plus grande taille (> 1 m), présentent des assemblages à grenat-clinopyroxène. Un affleurement d'orthogneiss charnockitique (BP3 dans figure 2; figure 10I-M), d'une longueur d'un kilomètre, est exposé en bordure de la route 117, dans cet ensemble gneiss mélangés (BP2). Ce gneiss renferme des enclaves mafiques et un réseau d'intrusions granitiques concordantes (figure 10I-J). Cet ensemble est mélangé à des zones riches en hornblende rétrograde (Indares and Martignole, 1985) et dépourvues d'orthopyroxène visible, mais dans lesquelles des cristaux de clinopyroxène sont préservés et entourés de hornblende (figure 10K). Dans ce sous-domaine, le grenat est uniquement observé en inclusion dans les cœurs des prophyroblastes d'orthopyroxène présents dans les gneiss charnockitiques. La limite conceptuelle du Promontoire de Baskatong correspond à la limite nord-ouest de ce sous-domaine et à sa frontière avec le Terrane du Réservoir Dozois (figure 2; d'après Guo et Dickin, 1996; Montreuil et Consantin, 2010). La localisation de cette limite, le long de la route 117, a été confirmée dans cette étude, par la présence d'un mélange tectonique de gneiss magnétiques associés à des roches mafiques plissées discordantes, affleurant entre les deux klippen du Terrane de Renzy (figure 9G).

Pour l'instant, nous n'avons pas pu confirmer la limite sud de ce sous-domaine. Cette dernière a été associée au dernier affleurement de l'ensemble des gneiss mélangés (BP2) qui correspond, approximativement, à la localisation de la limite de l'âge modèle (Guo et Dickin, 1996). Dans cette étude, l'ensemble BP2 a été associé uniquement au sous-domaine archéen, mais il pourrait être reclassé lorsque la position de la limite sud de ce sous-domaine sera confirmée.

Structures

La caractérisation structurale des divers éléments des fabriques des roches du sous-domaine archéen est généralement entravée par la nature chaotique et la migmatisation important des ensembles gneissiques, particulièrement celui des gneiss mélangés (BP2). Cependant, au SE du Terrane de Renzy, les pôles de la gneissosité des gneiss non différenciés (BP1) sont regroupés sur les quadrants NO et SE des projections stéréographiques et montrent des pendages modérés (I sur la figure 3). Cette répartition bimodale souligne aussi la dominance des attitudes à pendage vers le SE, par rapport à celles à pendage vers le NO, qui représentent les flancs de plis mésoscopiques à vergence NO du Promontoire de Baskatong. Les intrusions granitiques dans les gneiss charnockitiques définissent, à l'échelle de l'affleurement, le style de plis ouvert à faiblement incliné de ce sous-domaine (figure 10I, 10J). De plus, le développement de plusieurs fabriques linéaires dans ce sous-domaine est mis en évidence dans les gneiss charnockitiques (BP3) où deux linéations minérales sont observées (figures 10L, 10M). La première linéation est orientée ESE et est définie par l'allongement de l'orthopyroxène. La deuxième linéation (plus jeune) est définie par l'alignement de la hornblende le long des bordures. Elle est oblique par rapport à la linéation définie par l'orthopyroxène et est orientée ENE. Éclaircir la signification de ces linéations pourrait fournir de précieuses pistes de solutions pour la compréhension de l'évolution tectonique de cette zone.

Sous-domaine d'âge modèle paléoprotérozoïque

Lithologies

Nous avons défini dans le sous-domaine d'âge paléoprotérozoïque, un ensemble de gneiss non différenciés (BP4 dans la figure 2) ainsi que deux autres ensembles gneissiques (BP5 et BP6; figure 2) que nous avons différenciés, dans cette étude, sur la base de leurs caractéristiques structurales (discutées ci-après). Nous considérons que les gneiss non différenciés (BP4) comprennent des gneiss intermédiaires à hornblende, similaires à ceux du sous-domaine archéen, ainsi que des

roches calco-silicatées et du paragneiss à biotite (d'après Guo et Dickin, 1996; Montreuil et Constantin, 2010, SIGEOM, 2017).

En bordure de route 117, un affleurement de mélange tectonique de gneiss de composition dioritique à granitique et de fabrique subhorizontale (figure 10P-R) a été observé. Les gneiss de cet affleurement semblent avoir enregistré une déformation ductile, qualitativement plus élevée que celle affectant les gneiss adjacents, et c'est pourquoi nous les avons regroupés dans un ensemble séparé (BP5). Cet affleurement est caractérisé par de multiples plis en fourreau, d'échelle centimétrique à métrique (figure 10Q-R) et par des boudins métriques symétriques et arrondis de roches mafiques qui ont été démembrés et qui ont tournés par cisaillement dans les gneiss intermédiaires (figure 10P). Sur cet affleurement, les gneiss intermédiaires sont dépourvus de grenat, mais ce dernier est observé dans certains des plus grands blocs mafiques. Dans ce sous-domaine, la gneissosité est subhorizontale ou a un pendage faible vers le NNO et le SSE, et est définie par des nuages de points (correspondants aux pôles des plans) sur les projections stéréographiques (K sur la figure 3). L'orientation des rares linéations minérales présentes dans ce domaines sont dispersées dans les quadrants NE, SO et SE. Lorsqu'ils sont observés, les indicateurs cinématiques indiquent des mouvements de cisaillement de sens normal vers le SE ou de sens inverse vers le NO. Les structures observées dans ce sous-domaine ne sont pas encore bien comprises au niveau de la tectonique régionale mais, en se basant sur l'existence de plis en fourreau et des attitudes subhorizontales des gneiss, nous suggérons que ce sous-domaine pourrait représenter les parties les plus déformées d'une zone de cisaillement d'échelle crustale (Cobbold et Quinquis, 1980) comme le serait une région soumise à un fluage ductile (Dumond et al., 2010). Les linéations et les axes de plis perpendiculaires ainsi que la dispersion des données sur les projections stéréographiques indiquent, en revanche, un faible niveau de déformation à l'état solide.

Un troisième ensemble de roches (BP6) est défini vers la marge sud-est du Promontoire de Baskatong, le long de la route 117. Dans cet ensemble, les gneiss ont des attitudes plus pentées (L sur la figure 3), et définissent une zone de plis isoclinaux subverticaux, orientée NE-SO et exposée sur une longueur de 2 km. Les gneiss de cet ensemble ont des compositions granitiques à granodioritiques et gabbroïques. Ils comprennent du gneiss charnockitique oeilé grenatifère de composition granodioritique (figure 10N), et sont traversés par de nombreux dykes de syénite.

Dans cet ensemble, la déformation augmente progressivement vers le sud-est, en transposant les différents types de roches (figure 10S, 10T), jusqu'à une zone de cisaillement étroite (> 15 m de large) (figure 10T) où les protolithes ne sont plus reconnaissables et les textures phylliteuses dominantes. Au SE, le toit de cette zone de cisaillement est constitué de gneiss granitiques similaires, mais contenant en plus un isograde de grenat plissé. Les linéations minérales de cette zone subverticale sont orientées vers le NE avec des plongées subhorizontales à faibles (H sur la figure 3). Dans la zone de cisaillement phylliteuse, les linéations d'étirement sont subhorizontales et de plongée NE-SO. Les indicateurs cinématiques n'ont pas été déterminés et le sens du mouvement est provisoirement interprété comme dextre à partir de la déviation des linéaments magnétiques sur les ensembles de données géophysiques.

Distinction avec le Terrane du Réservoir Dozois

Ainsi, certaines caractéristiques lithologiques, géophysiques et structurales permettent de différencier le Promontoire de Baskatong du Terrane du Réservoir Dozois. Premièrement, la proportion de leucosome est plus élevée dans le premier jusqu'à perdre la cohérence structurale (diatexites; figures 10A, 10B). Les roches du promontoire sont aussi magnétiques et forme un domaine de haut magnétisme sur la carte du champ magnétique total (encadré de la figure 2). Enfin, les linéations minérales et d'étirement ne sont pas réparties radialement comme cela est le cas dans le Terrane du Réservoir-Dozois, mais sont parallèles avec une tendance générale NE-SW et un plongement faible à subhorizontal (comparez les carrés noir des figures 3D et 3H).

3.6 Terrane du Lac Dumoine

Lithologies et structures

Dans ce rapport, le Terrane du Lac Dumoine comprend : 1) les roches situées entre les gneiss à fabriques subverticales du Promontoire de Baskatong et les marbres bréchiques du Terrane de Mont-Laurier; et 2) les roches à fabriques NO-SE situées entre la route 117 et le Terrane de Cabonga.

Le premier ensemble est situé sur un haut magnétique (figure 2). Seuls deux affleurements ont été visités dans cette zone. Les lithologies sont des gneiss quartzofeldspathiques avec ou sans grenat ne contenant pas de hornblende, mais contenant de la biotite (figure 11A). La gneissosité est de direction NE-SO et déformée en plis ouverts droits.

Le deuxième ensemble comprend la zone de haut magnétique situé dans le toit de failles de chevauchement de direction NO-SE identifié structuralement sous le Terrane de Cabonga (figure 2) par Kellet (1995). Les lithologies de cet ensemble est similaire à celles du premier (figure 11B), mais contiennent également du leucosome granitique (figure 11C). La fabrique planaire de cet ensemble pente faiblement vers le NE.

3.7 Couverture orogénique (terrane de Mont-Laurier et de Cabonga)

Les seules roches du Terrane de Mont-Laurier observées lors de cette étude sont les marbres bréchiques contenant des dykes de gabbro démembrés en enclaves dispersées de façon hétérogènes dans le marbre (figure 12A). D'autre part, un affleurement situé à l'est du Lac Marin (figure 2) est interprété comme faisant partie du Terrane de Cabonga puisque constitué de schistes à grenat-biotite (figure 12B).

Intrusions de syénite

Des intrusions de syénite sont présentes dans plusieurs des domaines décrits ci-dessus. Dans la GFTZ et le Terrane du Réservoir Dozois, les dykes de syénite recoupe la fabrique ductile la plus jeune et ne sont que faiblement déformés (figure 13A). Près du Lac Marin, des massifs kilométriques peu déformés sont présents. Plus à l'est, vers le Terrane de Cabonga, des corps de syénite bien foliés, de géométrie inconnue et dont les contacts avec l'encaissant n'ont pas été observés sont présents. Ces roches sont situées à 8 km d'intrusion de syénite dans les marbres bréchiques du Terrane de Cabonga datées à 1171 Ma (Hudon et al., 2006).

4. CONCLUSIONS

Les données récoltées lors de notre première campagne de terrain en 2017 dans la Province de Grenville occidentale, nous ont permis de subdiviser les roches affleurant le long de la route 117 en Abitibi (ouest du Québec) en différentes terranes et sous-domaines. Ces subdivisions se basent sur les différences lithologiques, structurales et géophysiques.

- La **Zone tectonique du Front de Grenville (GFTZ)** est caractérisée par un gradient métamorphique croissant vers le SE, passant du faciès schiste vert dans la Province du

Supérieur au faciès des amphibolites à grenat dans le suddomaine du Lac à la Puce (figures 5A-E) jusqu'au faciès des granulites dans le Terrane-X (figures 6A-D). Ces deux ensembles tectonométamorphiques sont séparés par le chevauchement McLaurin (figure 2). Sur la carte du champ magnétique total, la susceptibilité magnétique diminue progressivement du Front de Grenville vers le SE, mais un haut magnétique en forme de « coin » correspond à une écaille tectonique où les roches aux faciès des granulites sont imbriqués avec des roches aux faciès des amphibolites dans le mur du détachement Dorval (figures 5E, 7C). La GFTZ présente une gneissosité à pendage relativement constant et modéré vers le SE et, par contraste avec les autres domaines, une linéation pervasive (figures 6B, 7A) qui est dispersée entre une plongée modérée vers le NE à SE (figures 3LP, 3X, 3ET). Cette fabrique est recoupée par des zones de cisaillement mylonitique montrant un sens inverse du toit vers le NO (figures 5E, 7C).

- Le **Terrane du Réservoir Dozois** est dominé par un assemblage hétérogène de gneiss quartzofeldspathique migmatitiques riches en hornblende (figures 8B-J), donc au faciès des amphibolites. Malgré l'hétérogénéité régionale de ce domaine, nous l'avons subdivisé en plusieurs ensembles sur des bases lithologiques et structurales, notamment un mélange tectonique de gneiss (figures 8I, 8J) et des gneiss droits tonalitiques contenant des boudins de gabbro granulitiques de tailles décamétriques (figures 8F, 8H). Les gneiss de ce terrane ne contiennent habituellement pas de grenat, mais le transect semble intersecter un isograde grenat + (figure 3). D'un point de vu géophysique, le Terrane de Dozois est caractérisé par une faible susceptibilité magnétique relativement uniforme du détachement Dorval jusqu'au Terrane de Renzy (figure 2). Enfin, la fabrique planaire (figure 8K) de ce terrane est généralement faiblement pentée et plissée en des plis à vergence NE (figure 3B-D).
- Le **Promontoire de Baskatong** est composé de gneiss quartzofeldspathiques migmatitiques similaires à ceux du Terrane du Réservoir Dozois. Il s'en distingue par sa haute susceptibilité magnétique, mais surtout par ses structures ductiles hétérogènes. Ainsi, la fabrique planaire composite est faiblement pentée (figure 10P), est régulièrement obscurcie par une migmatisation bien développée (figures 8N-O, 10C), contient localement de nombreux plis en fourreau (figures 10Q-R) et de nombreuses enclaves mafiques

démembrés et isolés dans des gneiss hôtes montrant des évidences de déformation à l'état supra-solidus (figures 10A-D et 10G-H).

- Le **Terrane de Renzy** composée de gabbro, gabbronorite et autres gneiss intermédiaires laminés à grenat. Les gneiss mafiques sont magnétiques et présentent un mode variable de grenat, clinopyroxène et orthopyroxène. Elles sont plissées avec les roches du Terrane du Réservoir Dozois et possiblement du Promontoire de Baskatong, de sorte que ce terrane forme deux klippes tectoniques qui devraient avoir l'ABT comme frontière tectonique inférieure.

5. HYPOTHÈSES ET TRAVAUX FUTURS

Les résultats préliminaires présentés dans ce rapport ont amené à l'élaboration de plusieurs hypothèses de travail qui seront testées lors du reste de ce projet.

- Dans la GFTZ, le gradient métamorphique croissant graduellement vers le SE, le recoupement de gneissosité par des dykes mafiques interprétés comme étant pré-grenvilliens (Martignole et Martelat, 2005) et les résultats préliminaires d'une analyse géochronologique d'un leucosome tardif nous amènes à supposer que la fabrique gneissique pénétrative serait archéenne, tel que proposé précédemment (Indares et Martignole, 1990; Berclaz et al., 1995; Martignole et Martelat, 2005), alors que les zones de cisaillement mylonitiques (figure 5E) seraient grenvilliennes. Des analyses géochronologiques sont en cours afin de tester cette hypothèse.
- Les gneiss droits de composition tonalitique contenant les spectaculaires enclaves formant des indicateurs cinématiques décamétrique (figure 8H) dans le Terrane du Réservoir Dozois constituent fort probablement une ou des zones de cisaillement importante et pourrait même être l'ABT. À cet égard, il sera important de déterminer l'appartenance (Renzy, dykes pré-grenvillien, autres?) de ces enclaves mafiques granulitiques par des analyses géochimiques et/ou isotopiques.
- Les linéations dans le Terrane du Réservoir Dozois et le Promontoire de Baskatong sont parfois composites et comportant deux générations (figures 8L-M), mais généralement peu développées, malgré la présence de plis en fourreau (figures 10P-R) ou d'enclaves mafiques isolées formant des indicateurs cinématiques décamétriques (figure 8H) indiquant une

déformation élevée. Cette caractéristique complique l'analyse cinématique. Une analyse microstructurale plus poussée sera entreprise afin de mieux comprendre le phénomène.

- Les fabriques planaires dans le Terrane du Réservoir Dozois et le Promontoire de Baskatong sont aussi généralement composites et contiennent plusieurs générations (figures 8K, 8N, 8O), mais l'âge de ces fabriques est inconnu.
- Les caractéristiques structurales du Promontoire de Baskatong indiquent une faible viscosité lors de la déformation, des conditions requises pour les modèles de fluage chenalisé (Gervais et Ranalli, 2017; Jannin et al., 2017). Cette hypothèse est intéressante puisqu'elle indiquerait la même subdivision de la croûte orogénique grenvillienne proposée dans le modèle conceptuel de Rivers (2008) et les modèles numériques (Jamieson et al., 2007, 2010). Ainsi, il y aurait des roches ayant fait partie d'un chenal orogénique ottawan, ici une partie des roches du Promontoire de Baskatong, entre la Ceinture parautochtone et la couverture orogénique, ici le Terrane de Mont-Laurier. Il faudrait, par contre, démontrer que l'âge de la déformation ductile est Ottawan avant de tester cette hypothèse plus en profondeur.
- Une autre hypothèse de travail est que les gneiss magnétiques à grenat observés au sud-est du Promontoire de Baskatong et à l'est de la route 117 pourraient être reliés au Terrane du Lac Dumoine. Cette hypothèse permettrait de relier l'ABT cartographiée à l'est du Terrane de Cabonga dans la région de Clova (Gervais et Moukhsil, 2016) à l'ABT cartographiée à l'ouest de la région d'étude. Ainsi, dans la région de Clova, l'ABT passerait possiblement par la base de la Suite intrusive de Bouchette pour ensuite adopter une orientation NO-SE parallèle à la marge ouest du Terrane de Cabonga et à la route 117 pour bifurquer en une direction NE-SO quelque part dans le Promontoire de Baskatong et finalement relier l'ABT bordant le Terrane du Lac Dumoine. La figure 2 présente la trace proposée de l'ABT. Puisque la fabrique planaire est subhorizontale dans le Terrane du Réservoir Dozois il est possible que cet ABT proposée soit intersectée à quelques endroits le long de la route 117. Ainsi, les paragneiss à grenat-sillimanite, qui sont anormaux dans le Terrane du Réservoir Dozois (figure 8I), pourraient former une klippe tectonique du Terrane de Cabonga (figure 2).

Tester la plupart de ces hypothèses nécessitera l'utilisation de méthodes modernes d'analyses permettant de lier la déformation à des chemins pression-température-temps. Les analyses microstructurales de pointes seront donc couplées à des analyses géochronologiques alliant haute résolution et haute précision (voir Jannin et al., 2018) pour respectivement distinguer les déformations archéennes et grenvilliennes, et Ottawan et Rigolet. Les chemins P-T seront étudiés à l'aide de techniques de pointe métamorphiques telle que la modélisation d'équilibre de phases, la géothermobarométrie à éléments simples (ex. Zr-in rutile) ou encore la modélisation de la diffusion dans les minéraux zonés chimiquement. En testant les modèles conceptuels proposés pour l'Orogénie grenvillienne (ex. Rivers, 2008), les résultats de cette étude nous renseigneront sur l'accommodation de la convergence dans les orogènes chauds à longue durée et permettront de comparer les orogènes récents et anciens.

6. RÉFÉRENCES

- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. and Lee, B. 2001. Mid-crustal channel flow in large hot orogens: Results from coupled thermal–mechanical models. In: Slave–Northern Cordillera Lithospheric Evolution (SNORCLE) and Cordilleran Tectonics Workshop. Lithoprobe Report 79, 112–170.
- Beaumont, C., Nguyen, M.H., Jamieson, R.A. and Ellis, S. 2006. Crustal flow modes in large hot orogens. In: Law, R.D., Searle, M.P., Godin, L. (Eds.), Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society of London Special Publication 268, 91–145.
- Berclaz, A., Hébert and Rocheleau, M. 1995. La zone tectonique du front de Grenville à l'est de Louvicourt, Québec : exhumation de la croûte archéenne pendant l'orogénie grenvillienne. Canadian Journal of Earth Sciences 32, 1899–1920.
- Cobbold P.R. and Quinquis H. - 1980. Development of sheath folds in shear regimes. Journal of Structural Geology 2, 119-126.
- Corriveau, L. and Clark, T., 2005. Introduction to the Grenville Province: a geological and mineral resources perspective derived from government and academic research. Canadian Journal of Earth Science. 42, 1637-1642.
- Corriveau, L. and Morin, D., 2000. Modelling 3D architecture of western Grenville from surface geology, xenoliths, styles of magma emplacement and Lithoprobe reflectors. Canadian Journal of Earth Sciences 37, 235–251.
- Davidson, A. 1990. Evidence for eclogite metamorphism in the southwestern Grenville Province. Geological Survey of Canada, 90–1C, 113–118.
- Doig, R. 1977. Rb–Sr geochronology and evolution of the Grenville Province in northwestern Quebec, Canada. Geological Society of America Bulletin 88, 1843–1856.
- Dumond, G., Gonclaves, P., Williams, M.L. and Jercinovic, M.J. 2010. Subhorizontal fabric in exhumed lower crust and implications for lower crustal flow: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. Tectonics 29, TC2006.

- Gervais, F. and Moukhsil, A. 2016. Analyse structural préliminaire de trois secteurs clés de la région de Clova dans le Haut-Saint Maurice, Province de Grenville centrale. Report, Énergie et Ressources naturelles, Québec, MB2016-02, pp 26.
- Gervais, F. and Ranalli, G. 2017. The effects of lateral density gradients, slopes and buoyancy on channel flow: 1D analytical solutions and applications to the SE Canadian Cordillera. *Tectonophysics* 712-713, 578-588.
- Guo, A. and Dickin, A.P., 1996. The southern limit of Archean crust and significance of rocks with Paleoproterozoic model ages: Nd model age mapping in the Grenville Province of western Quebec. *Precambrian Research* 77, 231–241.
- Hoffman, P. F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: Bally, A. W. and Palmer, A. R. (eds) *The Geology of North America – an overview*. Geological Society of America, *Decade of North American Geology*, A, 447–512.
- Hoffman, P.F., 1991, Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science* 252, 1409–1412.
- Indares, A. and Martignole, J. 1984. Evolution of P–T conditions during a high-grade metamorphic event in the Maniwaki area. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 853–863.
- Indares, A. and Martignole, J. 1989. The Grenville Front south of Val d’Or. *Tectonophysics*, 157, 221–239.
- Indares, A. and Martignole, J. 1990a. Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the parautochthonous and allochthonous polycyclic belts, Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 357–370.
- Indares, A. and Martignole, J. 1990b. Metamorphic constraints on the tectonic evolution of the allochthonous monocyclic belt, Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 371–386.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M.H., and Culshaw, N.G., 2007. Syn-convergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville Province. *Tectonics* 26.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C.J., Warren, C.J., and Nguyen, M.H., 2010, The Grenville orogen explained? Applications and limitations of integrating numerical models with geological and geophysical data: *Canadian Journal of Earth Sciences* 47, 517–539.
- Jannin S. 2017. Exhumation de la Ceinture parautochtone par fluage chenalisé tardi-grenvillien (réservoir Manicouagan, Province de Grenville central) : identification et rôle de la structuration du socle. (Ph. D. Thesis, Polytechnique Montréal, Montréal, QC)
- Ketchum, J.W.F. and Davidson, A. 2000. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 217–234.
- Kellett, R.L. 1995. New constraints on the geometry of the Lac Bouchette gabbro - anorthosite from magnetotellurics and magnetics. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1365-1377.
- Ludden, J. and Hynes, A., 2000. The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 459–476.
- Martignole, J., A., J., Calvert, R., Friedman, and Reynolds, P. 2000. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 291-306.

- Martignole, J. and Martelat, J., E.. 2005. Proterozoic mafic dykes as monitors of HP granulite facies metamorphism in the Grenville Front tectonic zone (western Quebec). *Precambrian Research* 138, 183-207.
- Martignole, J. and Pouget, P. 1994. A two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province): evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 1714–1726.
- Montreuil J.F. and Constantin. M. 2010: The geochemistry of mafic gneisses from the Renzy terrane, western Grenville Province, Quebec: Implications for the geodynamic setting of the early Mesoproterozoic Laurentian margin. *Precambrian Research*. 181, 150-166.
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S., Augland, L-E. and David, J. 2015. Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (Partie ouest du Grenville). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, RG 2015-04, pp 62.
- Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A. and Hynes, S, A. 2002. The High-Pressure Belt in the Grenville Province: architecture, timing and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 867–893.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. and Davidson, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian shield. *Tectonics* 8, 63–84.
- Rivers, T., 2008. Assembly and preservation of the lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province-Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research* 167, 237-259.
- Rivers, T., 2009. The Grenville Province as a large hot long-duration collisional orogen - insights from the spatial and thermal evolution of its thermal fronts. Geological Society, London: Special Publications 327, 405-444.
- Rivers, T., 2012, Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49, 1–42,
- Rivers, T. 2015. Tectonic Setting and Evolution of the Grenville Orogen: An Assessment of Progress over the Last 40 years. *Geoscience Canada* 42, 77-124.
- SIGEOM, 2017: Système d'information géominière of Québec: Geological vector and static online database, MERN (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles). Accessed 25 October, 2017.
- Schnieder. D., A., Cope. N, and Holm, D. K. 2012. Thermochronology of the Mont Laurier terrane, southern Canadian Grenville Province, and its bearing on defining orogenic architecture. *Precambrian Research*, 226, 43-58.
- Thériault, R. and Beauséjour, S., 2012 – Carte géologique du Québec (Édition 2012). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06.
- White, D.J., Forsyth, D.A., Asudeh, I., Carr, S.D., Wu, H., Easton, R.M., and Mereu, R.F. 2000. A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 183–192.
- Wynne-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province, *in* Price, R.A., and Douglas, R.J.W., *eds.*, Variations in Tectonic Styles in Canada: Geological Association of Canada, Special Paper 11, 263–334.

7. FIGURES

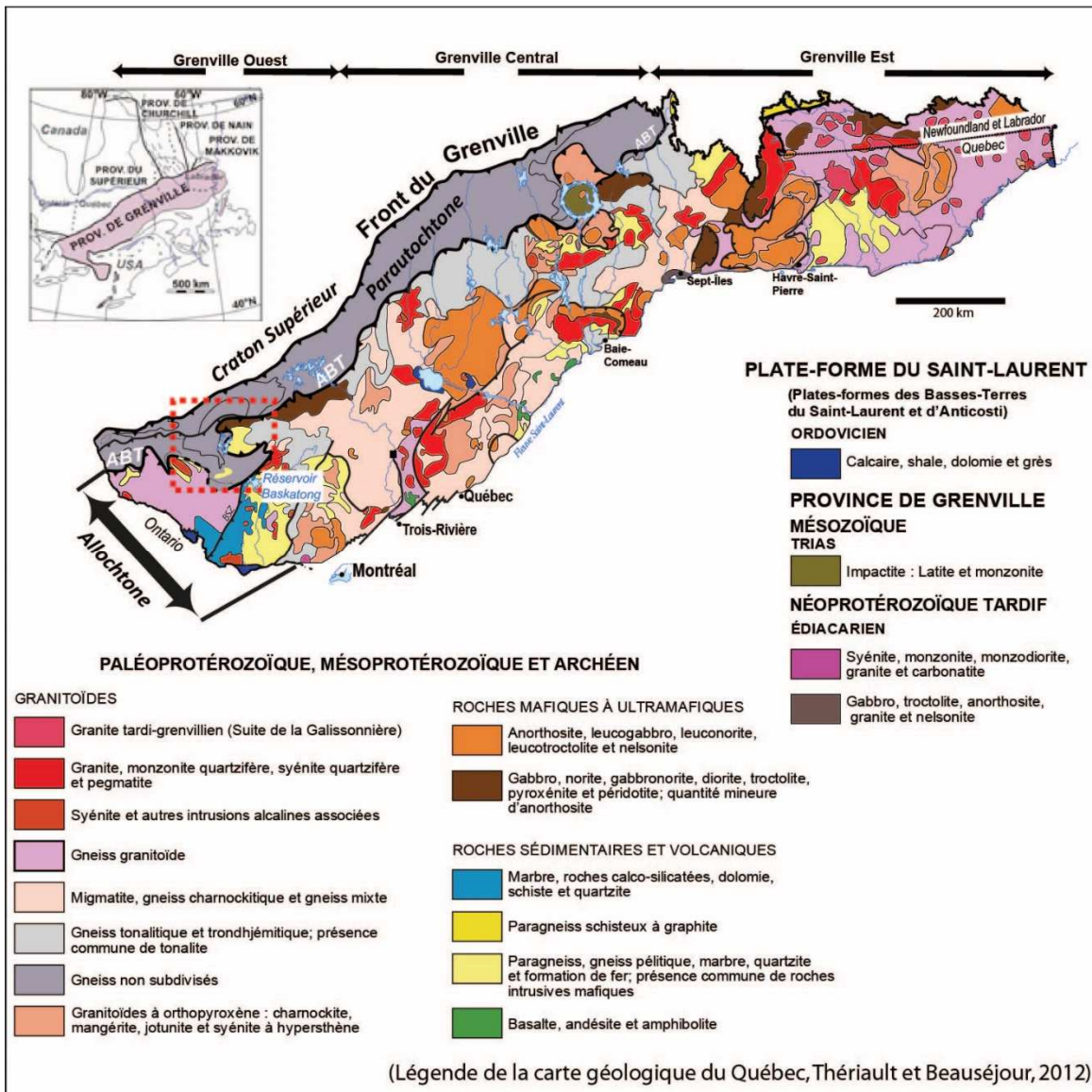


Figure 1. Carte géologique de la Province de Grenville et localisation du secteur d'étude (encadré rouge)

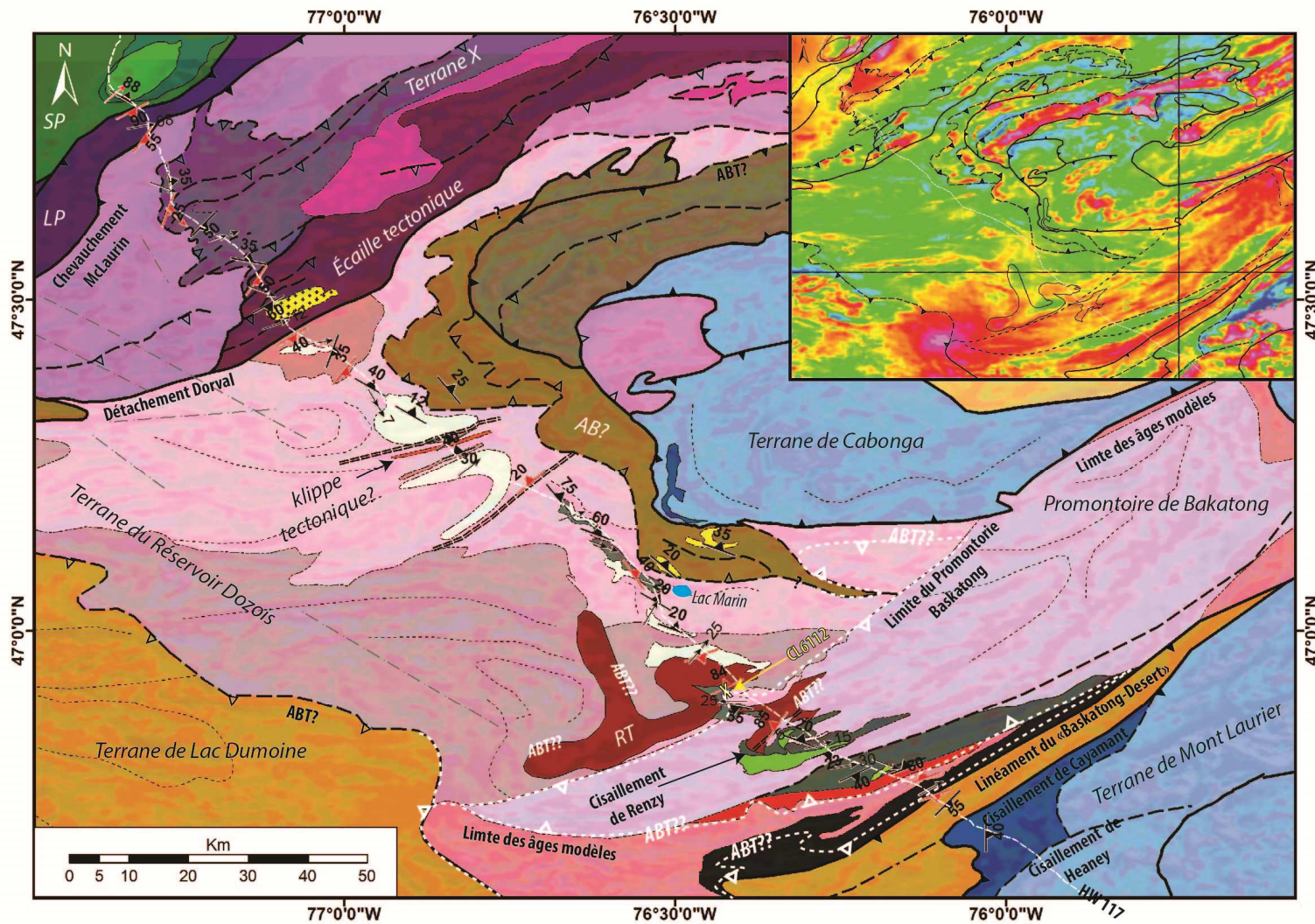
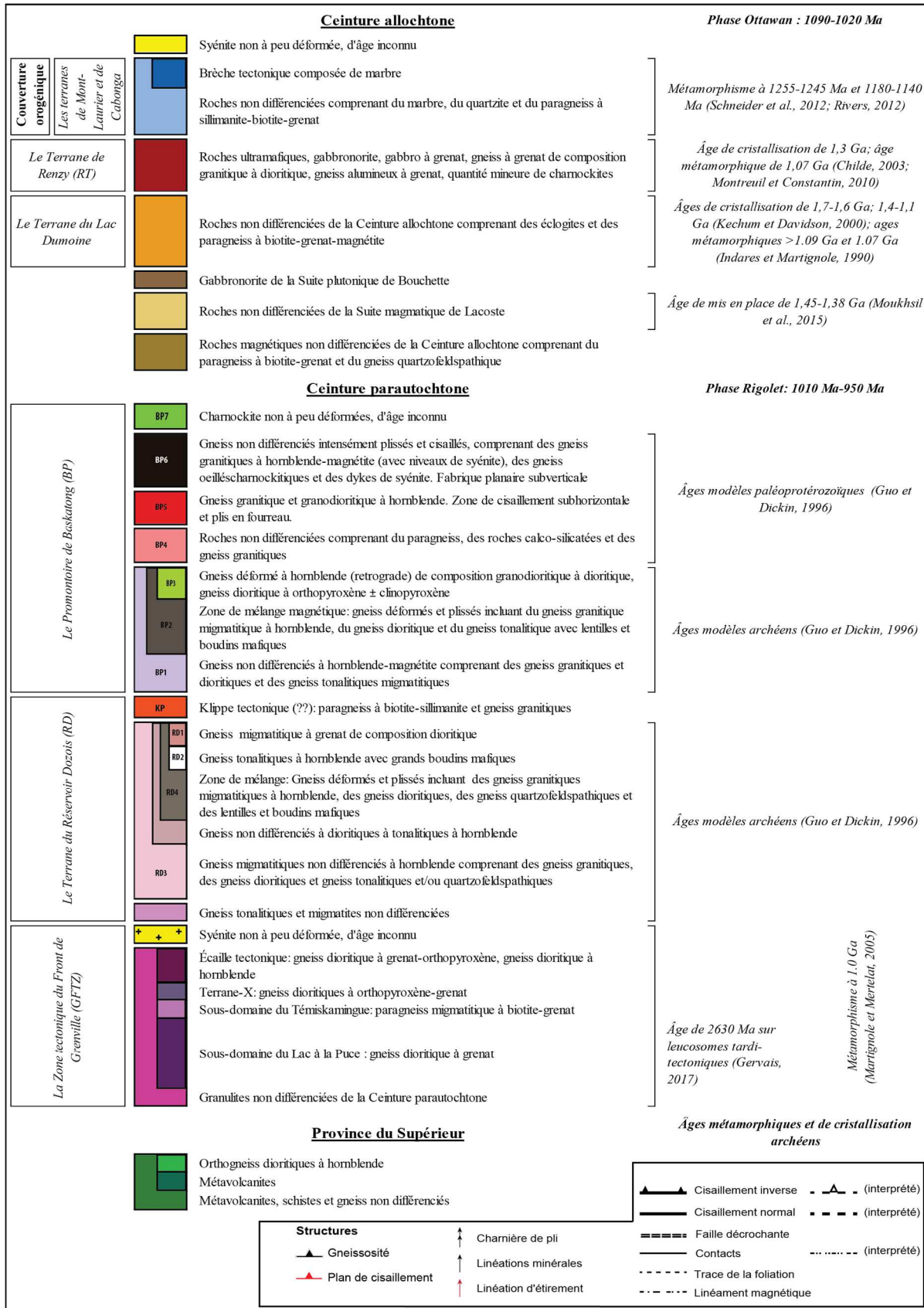


Figure 2. Carte géologique et légende du secteur d'étude situé dans la Province de Grenville occidentale. Modifié de Kellett, 1995; Guo et Dickin, 1996; Martignole et al., 2000; Martignole et Martelat 2005; Corriveau et Clark, 2005; Rivers, 2008, 2012; Montreuil et Constantin, 2010; Gervais et Moukhsil, 2016; base de données SIGEOM, 2017. Nous avons conservé la subdivision en ceintures allochtone et parautochtone par cohérence avec les classifications publiées même si d'autres analyses sont requises pour le démontrer.



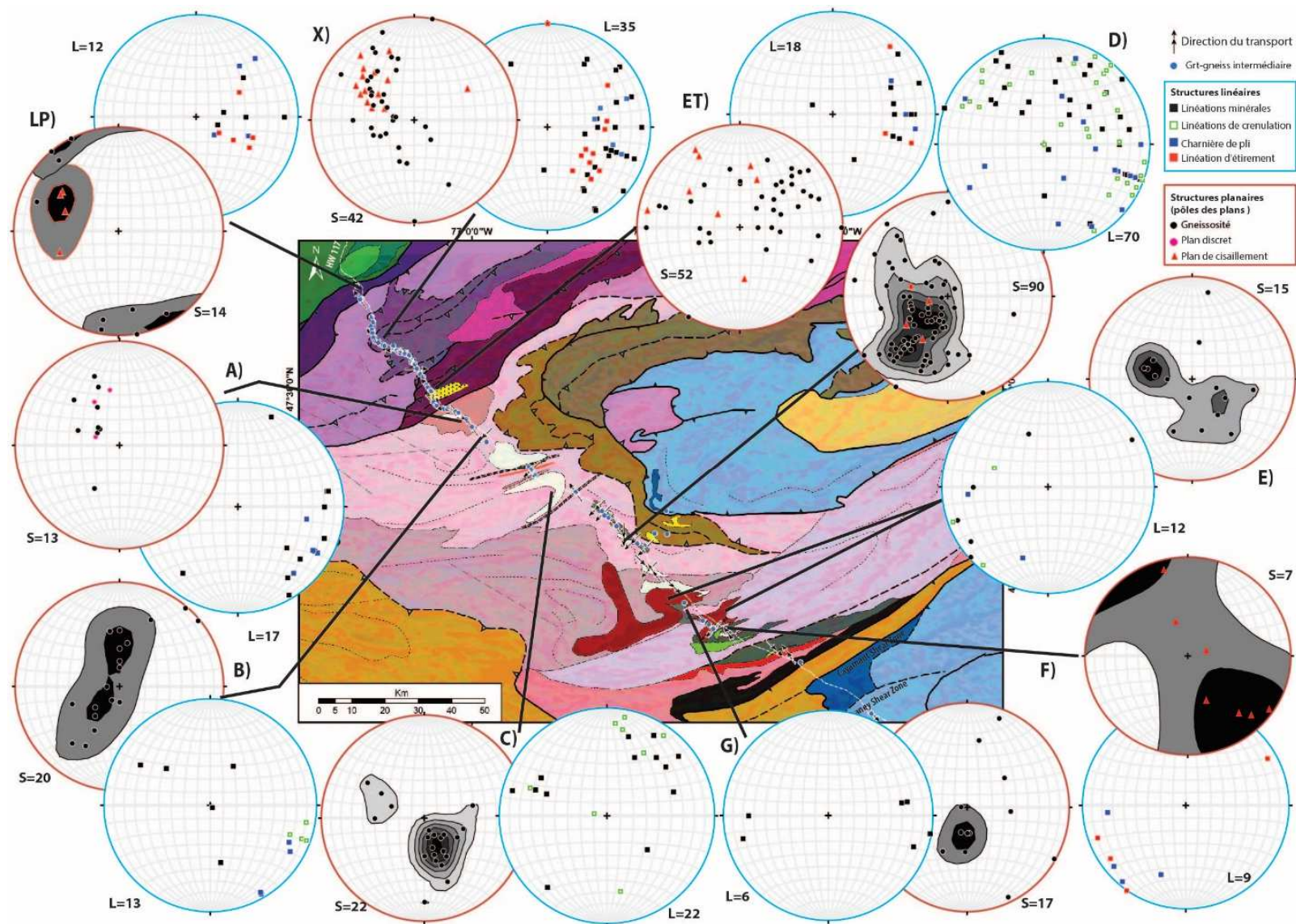


Figure 3. Projections stéréographiques des fabriques linéaires (projections entourées d'un cercle bleu) et planaires (projections entourées d'un cercle rouge) des différents domaines identifiés dans la Ceinture parautochtone.

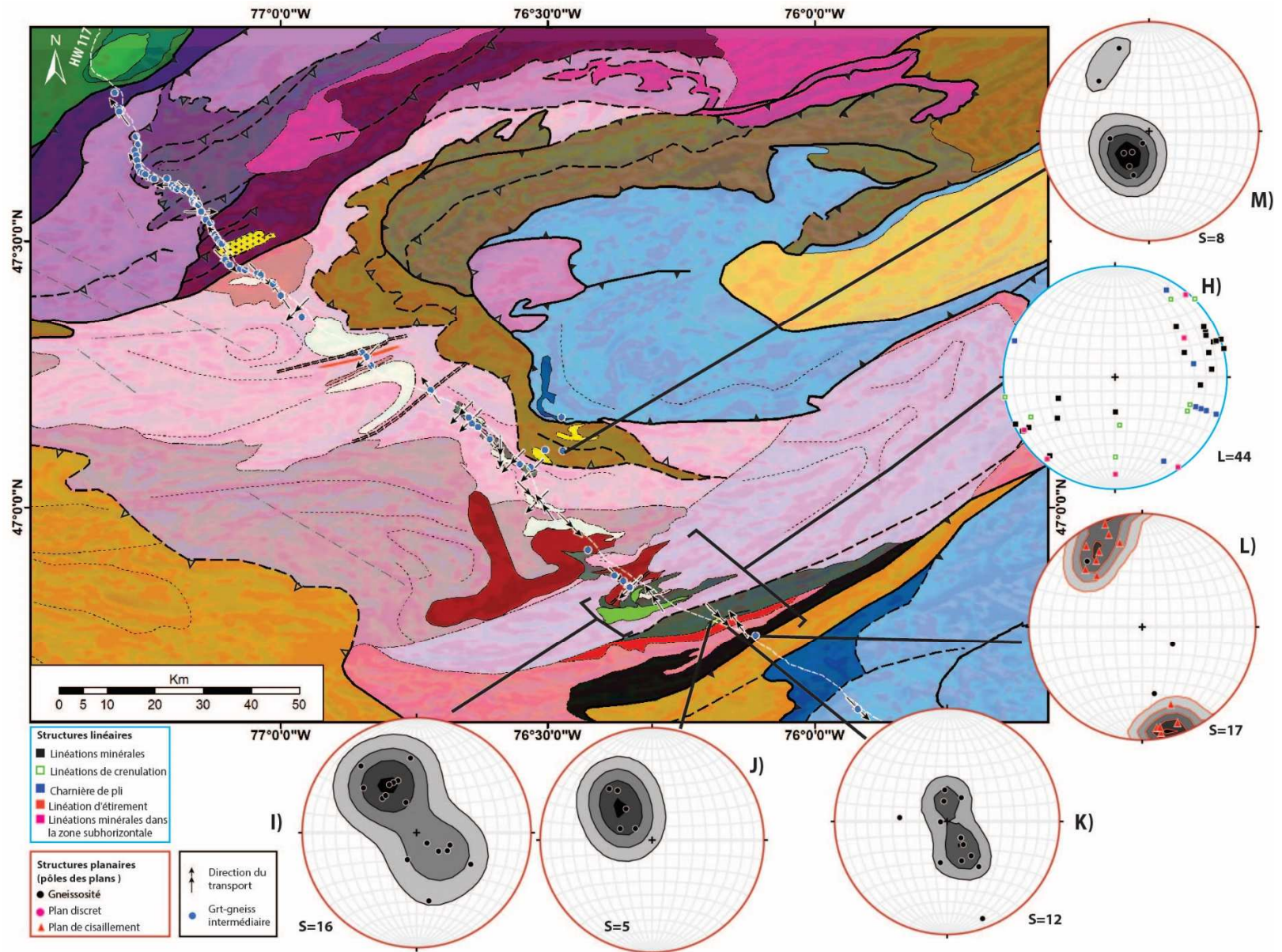




Figure 4A. Schiste micacé de la Province du Supérieur. 17CL6001.



Figure 4B. Méta-diorite d'âge archéen avec enclave mafique (indiqué par la flèche). 17CL6001.



Figure 5A. Grenat rose (devant la pointe du crayon) dans un gneiss à grain fin à moyen. 17CL6005.



Figure 5B. Métadiorite contenant des veines de pegmatite plissées (à droite) recoupée par de la tonalite grise (à gauche). 17CL6005.



Figure 5C. Texture granoblastique d'une métadiorite à grenat rose-rouge (en bas à gauche) et à leucosome recristallisé. 17CL6006



Figure 5D. Zone de cisaillement mylonitique métrique. La foliation entraînée dans le cisaillement indique un sens normal du mouvement. 17CL6006



Figure 5E. Zones de cisaillement mylonitique à ultramylonitique montrant un sens inverse du mouvement (bloc supérieur vers le NO). 17CL6007.



Figure 6A. Diorite migmatitique à orthopyroxène du Lambeau de granulite (Terrane-X) montrant une texture stromatitique. 17CL6008.



Figure 6B. Leucosome à Opx automorphe, issu d'une fusion péritectitique, dans un gneiss dioritique. 17CL6025.

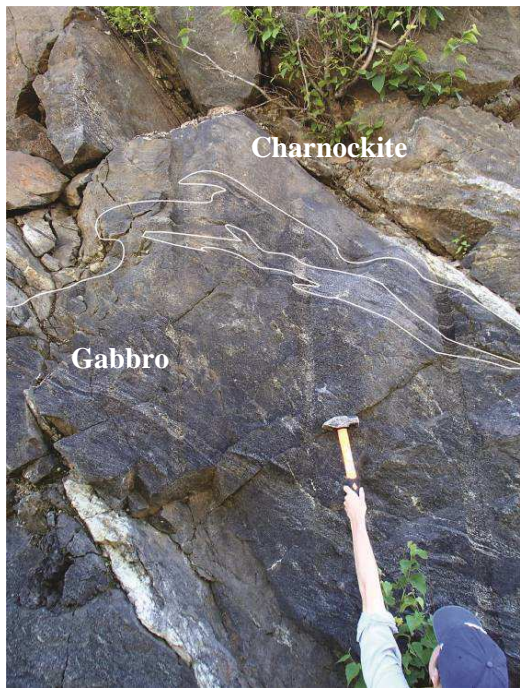


Figure 6C. Contact intrusif entre un dyke de métagabbro et le gneiss dioritique charnockitique (en haut). 17CL6032



Figure 6D. Gneissosité définie par des agrégats de grenats allongés dans les leucosomes de migmatites stromatitiques. 17CL6034



Figure 7A. Gneiss dioritique déformé avec ruban de quartz allongé impliquant une forte déformation à l'état solide. 17CL6013



Figure. 7B Orthopyroxène entouré d'une couronne de grenat dans un leucosome d'un gneiss dioritique charnockitique. 17CL6013



Figure 7C. Zone de cisaillement ductile de sens normal séparant la métadiorite à grenat-orthopyroxène du mur et la métagranodiorite à grenat-hornblende du toit. 17CL6013



Figure 7D. Orthogneiss à hornblende dans le mur d'une zone de cisaillement de sens normal, possiblement de plus bas grade métamorphique. 17CL6013



Figure 7E. Dyke mafique possiblement associé aux essaims de dykes pré-grenvilliens observés dans la Province du Supérieur (Martelat et Martignole, 2005) recoupant la gneissosité. 17CL6013.



Figure 7F. Syénite peu déformée avec cristal subautomorphe de clinopyroxène. 17CL6050.



Figure 8A. Gneiss à biotite-grenat, contenant des rubans de quartz, observé au niveau du détachement Dorval. 17CL6052



Figure 8B. Gneiss granitique avec couches de syénite plissées. 17CL6086.



Figure 8C. Migmatite stromatitique à biotite-hornblende-grenat. 17CL6057.



Figure 8D. Migmatite nébulitique dans un gneiss dioritique à biotite-hornblende. Notez les leucosomes à hornblende. 17CL6118.

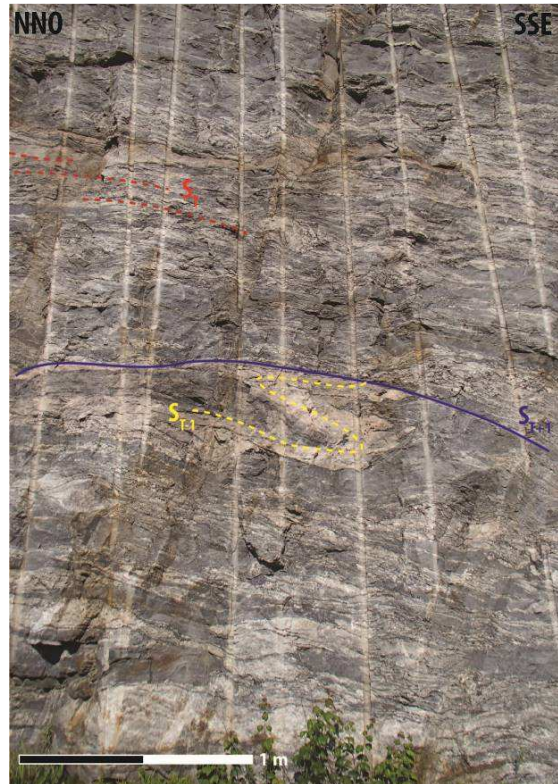


Figure 8E. Gneiss dioritique migmatitique à grenat montrant une fabrique planaire composite comportant une foliation de transposition (en rouge, S_T) et une deuxième fabrique planaire non pénétrative (en bleu, S_{T+1}) qui tronque les leucosomes et veines granitiques foliées (en jaune). 17CL6058.



Figure 8F. Gneiss droit de composition tonalitique présentant une texture granoblatique qui oblitère la foliation primaire. 17CL6106



Figure 8G. Migmatite stromatitique plissé dans un gneiss tonalitique CL6109.



Figure 8H. Gneiss droit de composition tonalitique intensément déformé, renfermant une enclave métrique de roche gabbroïque ayant la forme d'un prophyroclaste de type delta, indiquant un mouvement du toit vers le NO (senestre sur la figure). 17CL6106.



Figure 8I. Mélange tectonique de gneiss dioritiques à granodioritiques à hornblende-biotite, déformés et plissés. 17CL6080.



Figure 8J. Mélange tectonique de gneiss granodioritique à hornblende-biotite et de métagabbro, déformés et plissés. 17CL6090.



Figure 8K. Fabrique planaire composite comprenant une fabrique planaire subhorizontale (en bleu, S_{T+1}) transposant une foliation stromatitique de transposition pénétrative précoce (S_T). 17CL6092.



Figure 8L. Contact intrusif bien préservés entre des gneiss granitiques (droite) et des paragneiss à biotite-sillimanite (à gauche). 17CL6023.

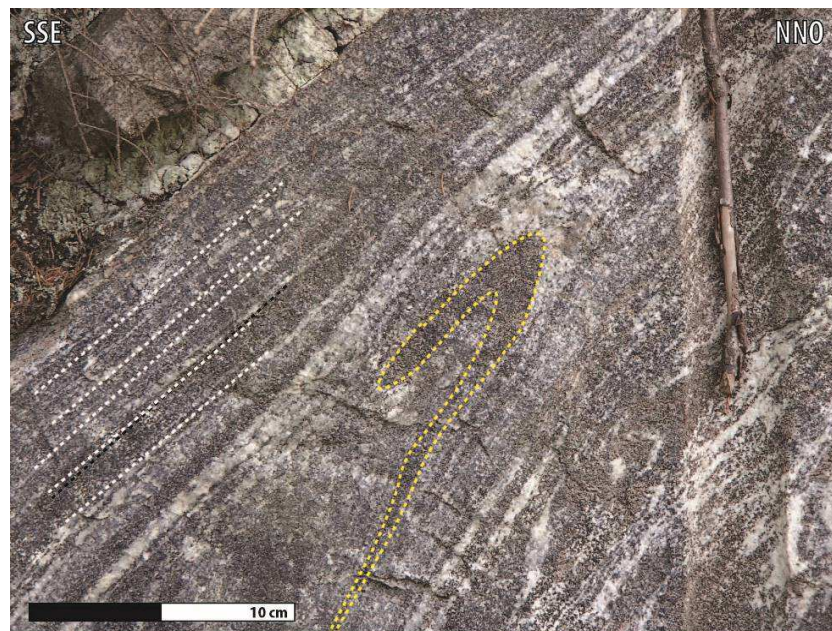


Figure 8M. Plis intrafoliaux du rubanement gneissique dans les gneiss du Promontoire de Baskatong. Placé ici car des structures similaires ont été observées dans le Terrane du Réservoir Dozois. 17CL6127.

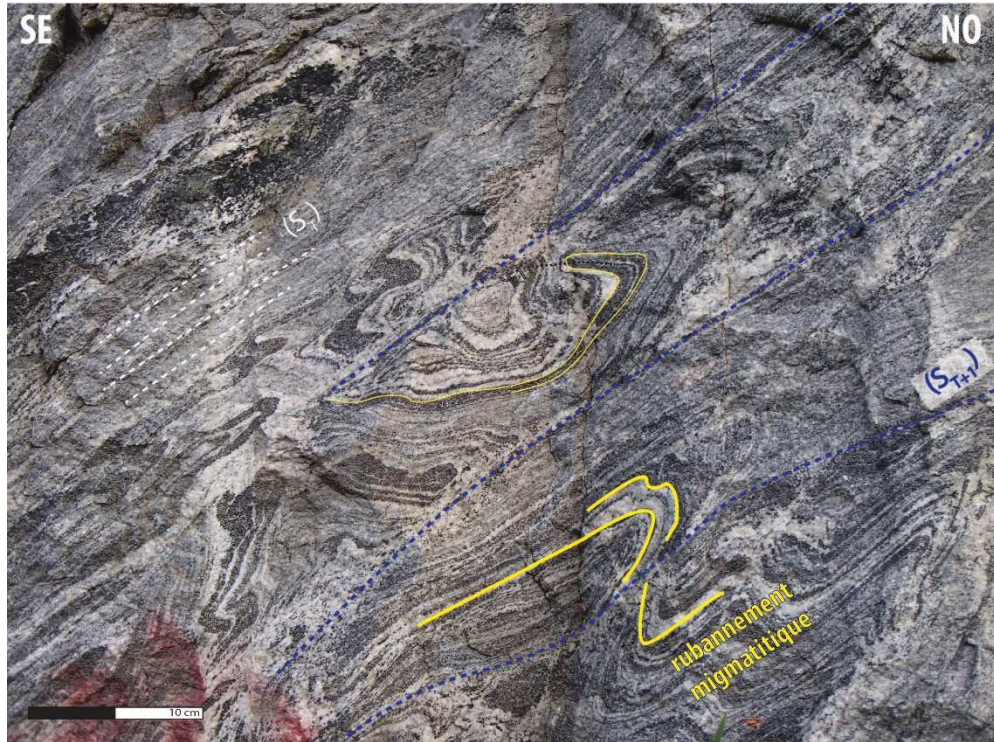


Figure 8N. Fabrique planaire composite dans des gneiss dioritiques comprenant une première génération d'un **rubanement migmatitique** (jaune) parfois diatexitique transposé par une gneissosité de transposition (S_T) en haut de la photo (ligne blanche tiretée), les deux recoupés par une fabrique planaire non pénétrative S_{T+1} (bleu) dans laquelle se trouve du leucosome. Photo prise dans Promontoire de Baskatong pour illustrer des structures similaires qui ont été observées dans le Terrane du Réservoir Dozois. 17CL6127.

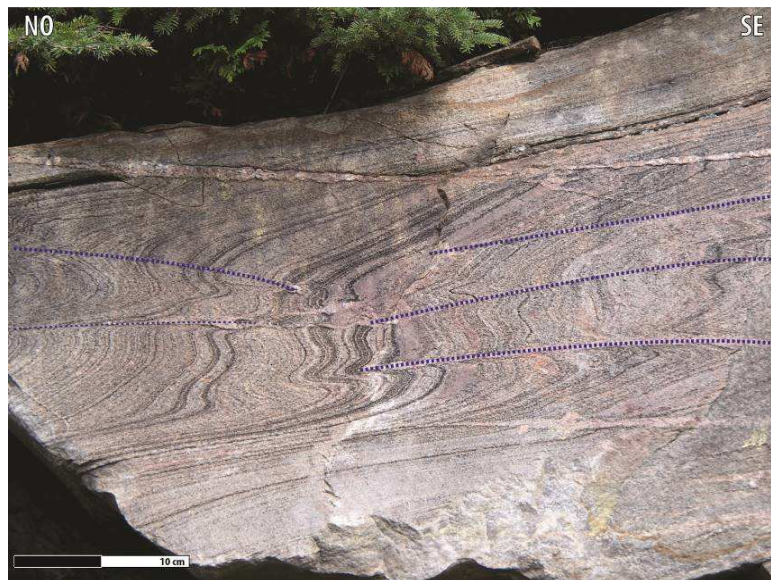


Figure 8O. Fabrique planaire composite avec un rubanement gneissique plissé recoupé par une fabrique planaire subhorizontale non-pénétrative (S_{T+1} ; bleu) dans laquelle se trouve du leucosome. 17CL6136



Figure 9A. Gneiss gabbroïque fortement déformé dans le Terrane de Renzy. 17CL6120.



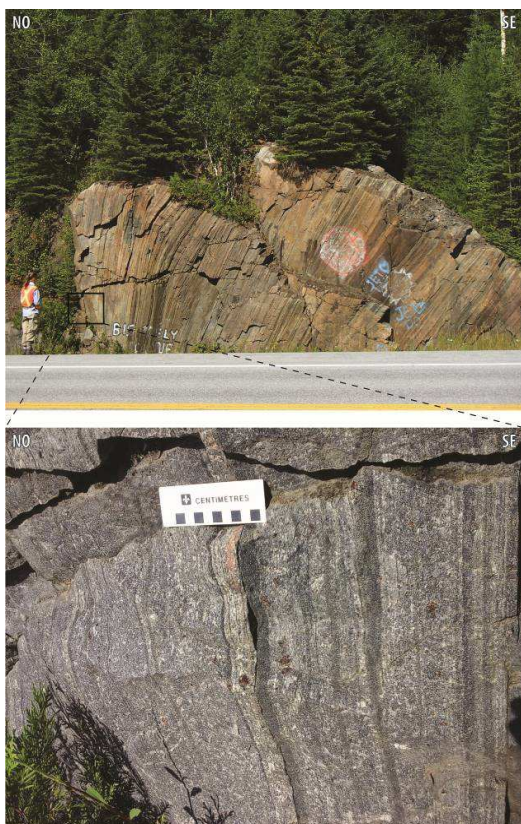
Figure 9B. Antiforme ouvert droit à la marge nord du Terrane de Renzy. 17CL6111.



Figure 9C. Linéation pénétrative typique des gneiss mafiques du Terrane de Renzy. 17CL6111.



Figure 9D. Gneiss granitique migmatitique à grenat situé structurellement au-dessus des gneiss mafiques du Terrane de Renzy. 17CL6112.



Figures 9E (en haut) et **9F** (en bas). Mélange tectonique de gneiss mafiques et gneiss laminés à grenat dans la zone de cisaillement de Renzy. 17CL6121.



Figure 9G. Diatexite plissée contenant des enclaves mafiques démembrées isolées. Structuralement sous le Terrane de Renzy. 17CL6117.



Figure 9H. Gneiss granitique à granodioritique à hornblende situé structuralement sous des gneiss granulitiques de haute pression interprétés comme faisant partie du Terrane de Renzy. Ces gneiss à hornblende feraient donc partie du Terrane du Réservoir Dozois. 17CL60112.



Figure 9I. Paragenèse de haute pression à grenat-orthopyroxène-clinopyroxène dans le boudin mafique montré à la figure 9J. 17CL6112.



Figure 9J. Boudin mafique décimétrique montrant des textures co-magmatiques avec un granite le bréchifiant. Ce boudin forme une écaïlle entre des gneiss à grenat au-dessus et à hornblende sans grenat en dessous (figure 9H). La ligne jaune montre l'isograde grenat+. Ce contact est interprété comme la base de la klippe du Terrane de Renzy et serait donc l'ABT.17CL6112



Figure 10A. Enclaves mafiques démembrées dans une diatexite du Promontoire de Baskatong. 17CL6124.



Figure 10B. Enclaves mafiques démembrées dans une diatexite du Promontoire de Baskatong. 17CL6125.



Figure 10C. Gneiss avec fabrique planaire composite oblitérée par la migmatisation. 17CL6127.

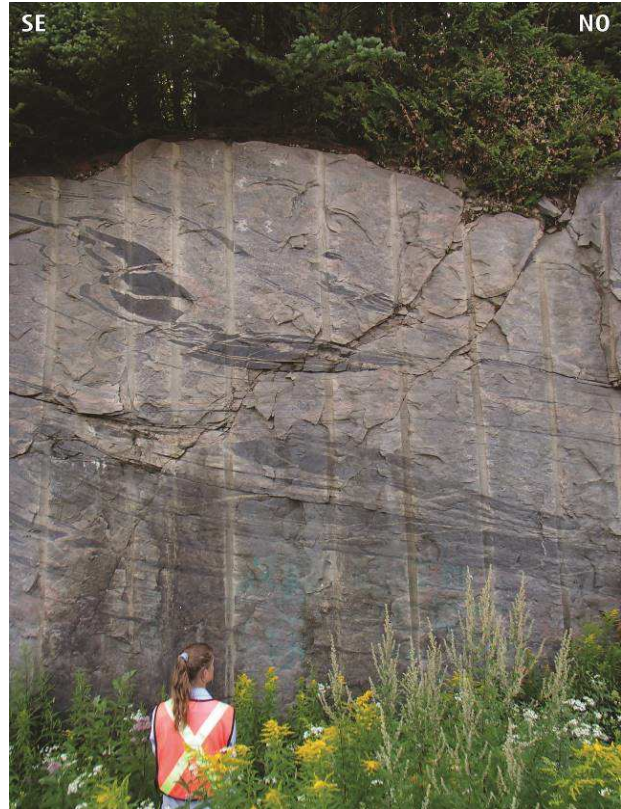


Figure 10D. Gneiss granodioritique (en dessous) intrudé par un gneiss syénitique contenant des enclaves mafiques (au-dessus). Le contact intrusif est transposé. 17CL6138.



Figure 10E. Mélange tectonique de gneiss contenant des enclaves mafiques. 17CL6129.



Figure 10F. Migmatite nébulitique à hornblende. 17CL6126.



Figure 10G. Rubans d'amphibolite boudinés et plissés. Ruban discordant à la fabrique gneissique de la roche encaissante. 17CL6127.

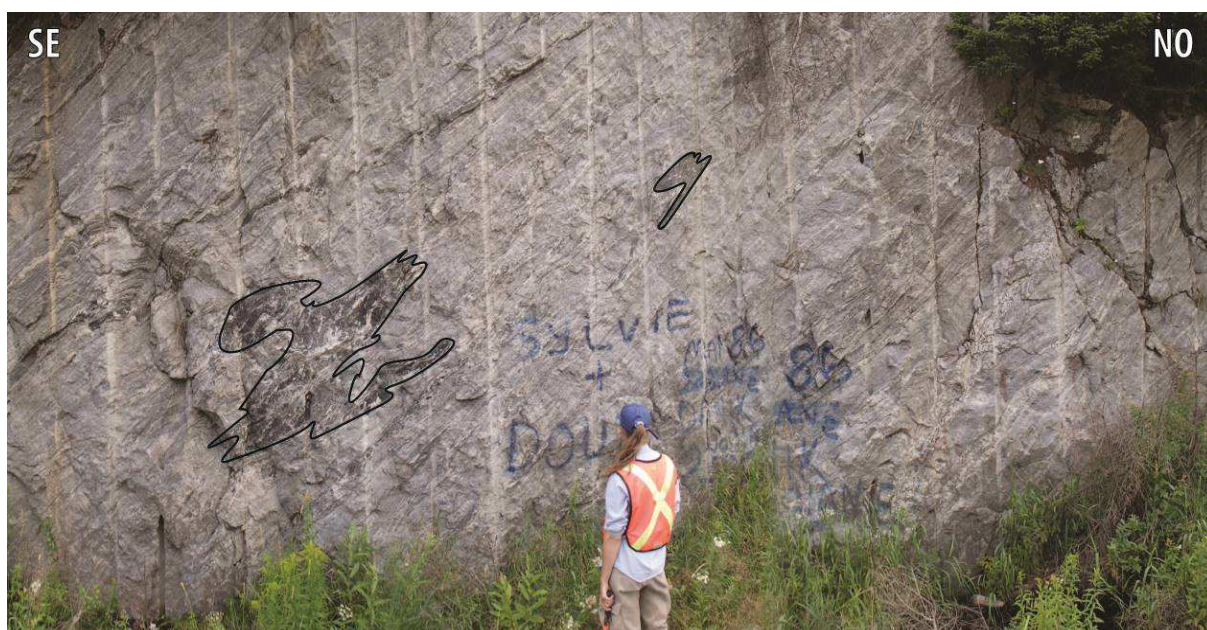


Figure 10H. Lentilles d'amphibolite de forme amiboïde recoupant la gneissosité. 17CL610127.



Figure 10I. Réseau interconnecté de veines granitiques à hornblende dans une granodiorite charnockitiques. Le tout est plissé. 17CL6131.

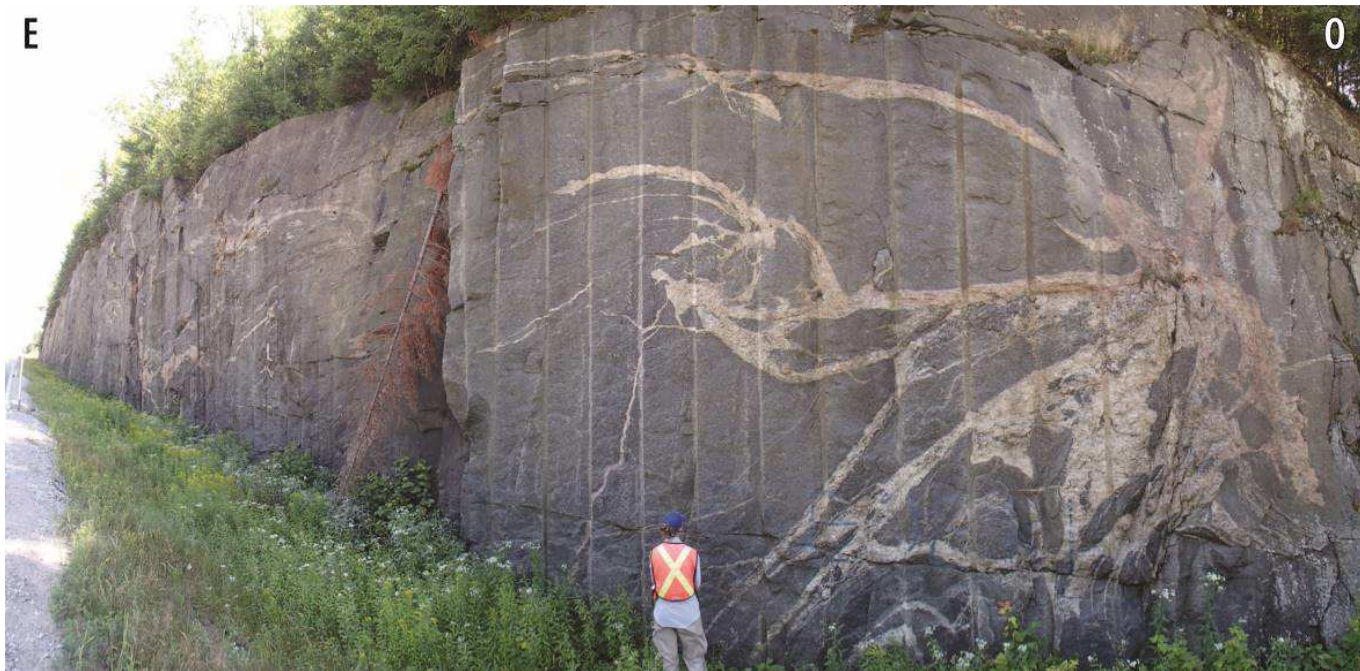


Figure 10J. Géométrie en araignée Réseau interconnecté de veines granitiques à hornblende. 17CL6131.



Figure 10K. Clinopyroxène entouré de hornblende montrant que le gneiss charnockitique en 10L-J a subi un métamorphisme rétrograde impliquant l'ajout d'eau.



Figure 10L (en haut à droite) and 10M (bas). Deux générations de lineation obliques entre elles dans le gneiss charnockitique du Promontoire de Baskatong. La première est définie par l'alignement d'orthopyroxène (ligne rouge) alors que la deuxième (ligne bleue) est définie par l'alignement et la recrystallisation d'agrégat de hornblende. 17CL6131.





Figure 10N. Gneiss oeuillé charnockitique à grenat déformé. 17CL6143.



Figure 10O. Gneiss charnockitique faiblement déformé. Autre endroit du Promontoire de Baskatong. 17CL6123.



Figure 10P. Gneiss à fabrique ondulante subhorizontale contenant des enclaves mafiques métriques démembrées et isolées ayant la forme de porphyroclastes de type delat indiquant un mouvement du toit vers NO (senestre sur la photo). 17CL6136



Figure 10Q. Plis en fourreau métriques dans l'unité BP5. 17CL6135.



Figure 10R. Plis en fourreau en 3D dans l'unité BP5. 17CL6136.



Figure 10S. Gneiss oillé charnockitique à grenat fortement déformé dans l'unité BP6. 17CL6144.



Figure 10T. Zone de cisaillement phyllitique (~10 m de large) dans l'unité subverticale BP6. 17CL6144.



Figure 11A. Gneiss à biotite-grenat situé entre le Promontoire de Baskatong et le Terrane de Mont-Laurier. 17CL6166.



Figure 11B. Gneiss quartzofeldspathique à biotite-grenat avec une texture granoblastique situé à l'est de la route 117. 17CL6155.



Figure 11C. Gneiss quartzofeldspathique à biotite avec des leucosomes concordant affleurant le long de la route La Vérendrye 29. 17CL6165.



Figure 12A. Brèche à composition de marbre contenant des dykes mafiques parfois plissés (comme ici) parfois démembrés et isolés. Typique du Terrane de Mont-Laurier. 17 CL6145.



Figure 12B. Schiste à grenat-biotite du Terrane de Cabonga. 17CL6161.



Figure 13A. Intrusion de syenite peu à faiblement déformée dans les gneiss du Terrane du Réservoir Dozois. 17CL6092.



Figure 13B. Syénite foliée situé à l'est de la route 117. Ces syénites, qui forment des linéaments de haut magnétique (encadré sur la figure 2), pourraient faire partie de la Terrane du Lac Dumoine ou de la Terrane de Cabonga. 17CL6159.

