

ET 2021-02

Révision des cartes géologiques de la Fosse du Labrador à l'aide de cartes géophysiques à haute résolution et nouveau modèle paléogéographique-tectonique de sa partie centrale

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

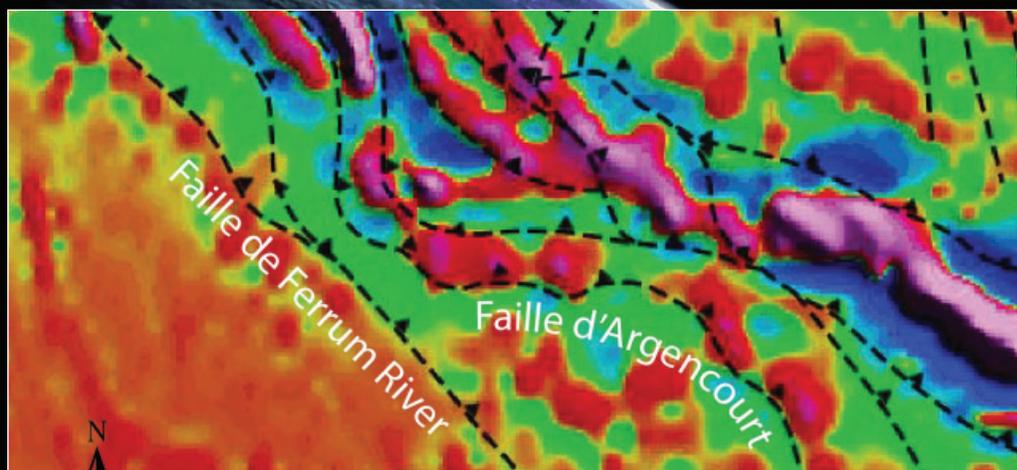
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Révision des cartes géologiques de la Fosse du Labrador à l'aide de cartes géophysiques à haute résolution et nouveau modèle paléogéographique-tectonique de sa partie centrale

ET 2021-02



Faïlles de chevauchement tracées à l'aide de la carte du gradient magnétique vertical à haute résolution dans une zone imbriquée associée à la Faille de Ferrum River au NE du lac Chakonipau (feuillelet 24C08)

Thomas Clark

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Marc Leblanc

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Andrea Amortegui

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Robert Thériault, géo., par intérim

Auteur

Thomas Clark (URSTM-UQAT, MERN)

Lecture critique

James Moorhead, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Kathleen O'Brien

Graphisme

André Tremblay

Révision des cartes géologiques de la Fosse du Labrador à l'aide de cartes géophysiques à haute résolution et nouveau modèle paléogéographique-tectonique de sa partie centrale

Thomas Clark (URSTM-UQAT, MERN)

ET 2021-02

Résumé

Les cartes géophysiques à haute résolution réalisées pour le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec ont été utilisées pour effectuer une révision des cartes géologiques d'une grande partie de la Fosse du Labrador. L'objectif principal de ce travail était de corriger la Carte géologique interactive du Québec dans ce secteur en éliminant les zones couvertes par les dépôts meubles quaternaires et par les lacs. Les cartes géophysiques ont permis de tracer les unités géologiques à travers ces zones. Elles ont également facilité la reconnaissance de plusieurs failles de chevauchement dont la présence est nécessaire pour expliquer la distribution des unités stratigraphiques mises en évidence lors des campagnes de cartographie régionale. Ce rapport comprend de nombreux exemples illustrant l'utilité des cartes géophysiques à haute résolution dans ce contexte. La révision des cartes géologiques a également servi à mettre à jour la légende stratigraphique de la Fosse du Labrador. Parallèlement, les diverses unités stratigraphiques de la Fosse ont été décrites sous la forme de fiches dans le Lexique stratigraphique du Québec.

Le travail de réflexion requis pour la révision des cartes géologiques nous conduit à proposer un nouveau modèle paléogéographique-tectonique pour la partie centrale de la Fosse. Celui-ci combine plusieurs aspects des modèles développés antérieurement et amène quelques nouveautés. Selon cette réinterprétation, le rifting du craton archéen au Paléoproterozoïque, il y a environ 2,17 Ga, a entraîné le dépôt de sédiments arkosiques d'origine fluviale du premier cycle de dépôt dans un bassin de quelques dizaines de kilomètres de largeur. Pendant le rifting et à la suite de l'invasion des eaux marines, les roches volcaniques du premier cycle se sont épanchées dans le bassin de rift, au-dessus des sédiments fluviaux. Simultanément, à l'ouest de la zone volcanique, une plateforme sédimentaire marine s'est développée sur la marge du continent archéen. Dans la partie est, le rifting a créé des microcontinents de roches archéennes représentés maintenant par le Dôme de Wheeler et l'Arche de Snelgrove. Des sédiments fluviaux et marins se sont déposés sur les marges de ces microcontinents. Au début du deuxième cycle de dépôt, il y a environ 1,88 Ga, des roches sédimentaires se sont déposées sur les roches du premier cycle et en discordance d'érosion sur le continent archéen à l'ouest. Un second épisode de rifting s'est produit à l'est du Dôme de Wheeler et de l'Arche de Snelgrove et le bassin marin résultant a été rempli par les roches volcaniques et les sédiments associés du deuxième cycle de dépôt. Ainsi, à la différence de certains modèles antérieurs, nous proposons ici que les bassins volcano-sédimentaires des deux cycles de dépôt étaient paléogéographiquement distincts et non pas superposés (à l'exception de certaines formations de plus grande étendue). Ce modèle comprend également un mécanisme tectonique pour expliquer le développement du Horst de Lac Romanet. Il permet d'expliquer plusieurs facettes de la géologie de la partie centrale de la Fosse du Labrador et possède une valeur prédictive.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
OBJECTIFS ET LIMITATIONS DE LA RÉVISION DES CARTES GÉOLOGIQUES	6
REMERCIEMENTS.....	7
SOMMAIRE DE LA GÉOLOGIE DE LA FOSSE DU LABRADOR	7
RÉVISION DES CARTES GÉOLOGIQUES : MÉTHODE DE TRAVAIL	15
Introduction.....	15
Interprétation des failles de chevauchement.....	16
Interprétation des plis	16
Pièges	21
OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES DÉCOULANT DE LA RÉVISION DES CARTES DE LA FOSSE DU LABRADOR	23
Persistance de la signature magnétique archéenne du Supérieur dans la Fosse du Labrador	23
Amélioration de la cartographie de la Formation de Sokoman	23
Commentaires sur les failles de chevauchement majeures.....	26
Faille de Garigue	26
Failles de Maraude et de Stakit Lake.....	26
Faille de Castignon	28
Faille de la Rivière Nachicapau.....	28
Faille de Ferrum River	31
Faille d'Argencourt	31
Failles de Chassin et du Lac du Nord.....	31
Faille de Robelin	35
Faille d'Archiac	37
Faille de Bowen.....	37
Faille du Lac Walsh.....	37
Imbrications structurales associées aux failles de chevauchement.....	41
Imbrication dans le Synclinal du Lac de l'Hématite.....	41
Imbrication dans le secteur de Schefferville.....	43
Imbrication au NW du lac Nachicapau.....	43
Failles de chevauchement à composante de décrochement dextre	43
Secteur à l'ouest de Kuujuaq.....	43
Secteur du lac Le Moyne et du Complexe carbonatitique de Le Moyne.....	46
Failles normales.....	51
Les failles normales et la signature magnétique à l'ouest du lac Cramolet.....	51
Anomalies magnétiques secondaires associées à des clivages et à des fractures	53
Sables magnétiques dans le réseau hydrographique	56
Dispersion de la magnétite dans les tills glaciaires.....	56
Dispersion des minéraux radioactifs dans les tills glaciaires	62
NOUVEAU MODÈLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE-TECTONIQUE POUR LA PARTIE CENTRALE DE LA FOSSE	63
Le géanticlinal central a-t-il existé?.....	63
Un modèle alternatif	65
Origine du Horst du Lac Romanet.....	69
CONCLUSIONS.....	73
RÉFÉRENCES	73

INTRODUCTION

La Fosse du Labrador (terme abrégé dans le texte par « la Fosse ») constitue une ceinture volcano-sédimentaire d'âge paléoprotérozoïque qui s'étend de la baie d'Ungava au nord jusqu'à la région du réservoir Manicouagan au sud, ce qui représente une longueur totale d'environ 1200 km. Ce rapport ne concerne que la portion située dans la Province de Churchill (figure 1). Dans ce document, les termes comme « nord de la Fosse » et « sud de la Fosse » font référence aux portions de la Fosse comprises dans la Province de Churchill. Nous ne toucherons pas ici aux secteurs localisés dans la Province de Grenville.

La présence des gîtes de fer de la Fosse du Labrador est remarquée dans les années 1860 par le missionnaire et explorateur Louis Babel et, dans les années 1890, par le géologue-explorateur Albert P. Low. Les minéralisations de fer tout venant (*direct shipping*) ont été découvertes par les géologues William F. James et James E. Gill près de Schefferville en 1929. L'exploration intensive pour le fer et les métaux usuels a commencé dans les années 1940 et a été menée par les compagnies Labrador Mining and Exploration, Iron Ore Company of Canada et Hollinger Mining and Exploration. Afin d'appuyer ces efforts d'exploration, les gouvernements du Canada et du Québec ont mis sur pied des programmes de cartographie géologique systématique dans les années 1950.

Une première ébauche du schéma stratigraphique de la Fosse a été réalisée par les géologues de la compagnie Labrador Mining and Exploration (la version de 1949 est présentée dans Frarey et Duffell, 1964). Une colonne stratigraphique modifiée est proposée par Harrison (1952) pour une coupe à travers la Fosse près de Schefferville; cette colonne a été révisée à son tour par Frarey et Duffell (1964). Parallèlement, l'exploration pour le fer par la compagnie Fenimore Iron Mines dans le nord de la Fosse et la cartographie par les gouvernements du Québec et du Canada ont mené à l'élaboration d'une colonne stratigraphique dans ce secteur (p. ex. Owens, 1952; Bergeron, 1954; Fahrig, 1955 et 1956; Bérard, 1965; Sauvé et Bergeron, 1965). La nomenclature stratigraphique employée était différente de celle de la région de Schefferville, même si certaines unités étaient probablement présentes dans les deux secteurs.

Les travaux de Dimroth (1968, 1970a, 1972, 1978 et 1981), Dimroth *et al.* (1970), Harrison *et al.* (1972), Dimroth et Dressler (1978) et Wardle et Bailey (1981) ont conduit aux premières synthèses stratigraphique et structurale de la partie sud de la Fosse dans la Province de Churchill. Dimroth (1978) a publié une colonne stratigraphique complète et a dressé des cartes synthèses aux échelles 1/50 000 et/ou 1/100 000 de toute la moitié sud de la Fosse au Québec. La géologie de la partie sud de la Fosse (au sud de 55° 23' N, excluant le prolongement de la Fosse dans la Province de Grenville) a été compilée au 1/100 000 par Wardle (1982). Avramtchev *et al.* (1990) ont publié un ensemble de cartes



FIGURE 1 – Localisation de la Fosse du Labrador par rapport aux provinces géologiques du Canada. Les cratons archéens sont en rose et les ceintures orogéniques paléoprotérozoïques, dont la Fosse du Labrador (ou Orogène du Nouveau-Québec, « N.-Québec » sur la figure), sont en vert. La Province de Churchill comprend plusieurs cratons archéens et des ceintures paléoprotérozoïques entourant la Province du Supérieur : les cratons de Rae, de Hearne et de Wyoming et les ceintures transhudsoniennes de Cap Smith (également connue comme la Fosse de l'Ungava) et de la Fosse du Labrador. Le prolongement de la Fosse dans la Province de Grenville n'est pas illustré.

au 1/250 000 avec une légende unique couvrant la totalité de la Fosse dans les provinces de Churchill et de Grenville. La nomenclature stratigraphique a été modifiée par Clark et Wares (2004) dans leur synthèse lithotectonique et métallogénique. Ils ont également subdivisé la Fosse en différentes zones lithotectoniques, chacune limitée par des failles importantes.

Les travaux de cartographie systématique à une échelle 1/50 000 (ou plus détaillée) avaient couvert la presque totalité de la Fosse (dans la Province de Churchill) dès la fin des années 1970. Ces travaux ont été accomplis par un grand nombre de géologues; chacune de leurs contributions à la connaissance cartographique de la Fosse se reflète dans la synthèse géologique de la Carte interactive du SIGÉOM (https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr?l=F&m=B&ll=55.29255,-66.62800&z=9&c=zg_50%7C100&op=mspQc%7Ccall%7C). La Carte interactive se présente comme « une interface conviviale qui donne un aperçu global des données du SIGÉOM ».

Dans les années 2000, le Ministère a lancé un programme de levés magnétométriques et spectrométriques aéroportés à haute résolution qui visait la couverture géophysique complète de la Fosse du Labrador, à l'exception de certaines aires protégées. Les cartes géophysiques résultant de ce programme peuvent être visionnées dans la Carte interactive du Québec (https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr?l=F&m=B&ll=55.29255,-66.62800&z=9&c=mag%7C100&op=mspQc%7Ccall%7C).

OBJECTIFS ET LIMITATIONS DE LA RÉVISION DES CARTES GÉOLOGIQUES

Les auteurs des cartes géologiques originales ont habituellement indiqué sur leurs cartes les zones couvertes par des dépôts quaternaires. L'étendue de ces zones peut être importante par endroits. Par exemple, dans le secteur des lacs Otelnuk et Dunphy, les relations stratigraphiques et structurales entre les unités sont largement masquées par les dépôts meubles et les lacs qui couvrent environ le tiers du terrain (figure 2; feuillets SNRC 24C01 et 24B04, Dimroth, 1978). Le feuillet du lac Drumlin (feuillet 24F04, Dressler, 1979) constitue un autre exemple (non illustré) où des dépôts meubles couvrent presque la moitié de la carte. L'absence de « géologie » dans les zones de dépôts quaternaires et sous les lacs rend les interprétations stratigraphique et tectonique plus difficiles. De plus, ces zones « vides » gênent l'évaluation du potentiel minéral de la Fosse (p. ex. Lamothe, 2013).

L'objectif principal du travail de révision de la carte géologique de la Fosse était donc de combler les lacunes de la carte représentées par les zones de dépôts quaternaires et d'extrapoler ou d'interpoler la géologie connue à travers ces zones et sous les lacs. Pour ce faire, nous avons procédé à une réinterprétation des cartes géologiques d'origine en nous servant des cartes géophysiques à haute résolution et des images satellitaires RapidEye (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, 2019). Nous avons également

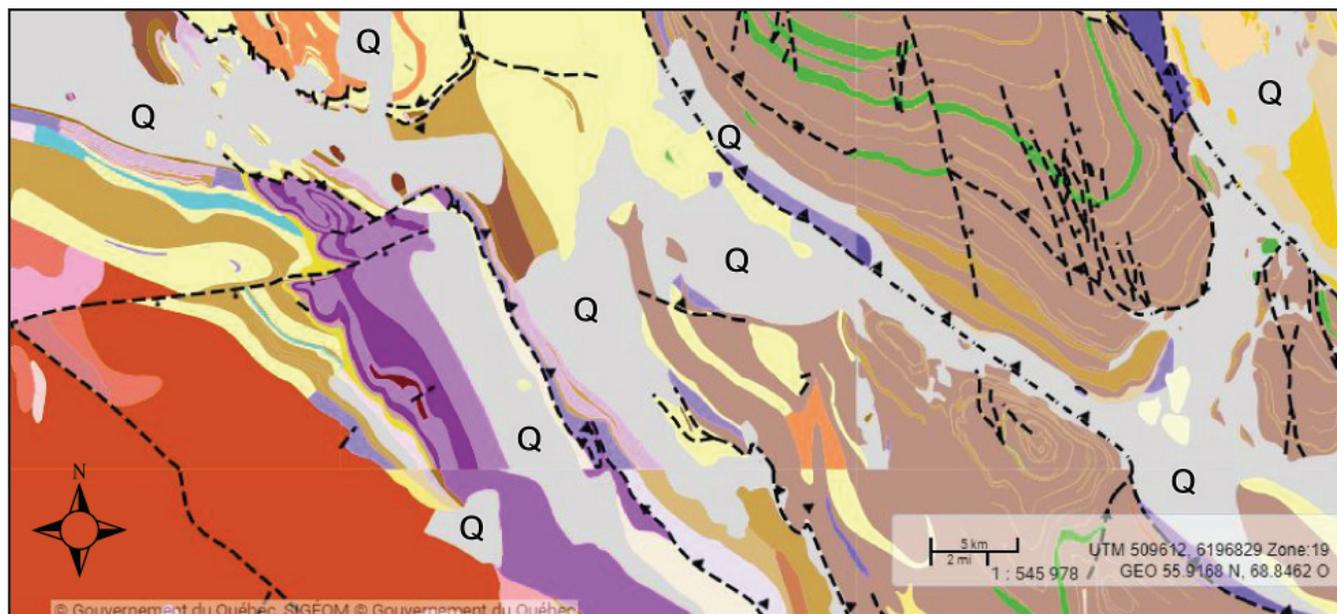


FIGURE 2 – Géologie du secteur des lacs Otelnuk et Dunphy établie par Dimroth (1978) apparaissant dans la Carte interactive avant la révision actuelle (feuillets SNRC 24C01 et 24B04). Des dépôts quaternaires et des lacs (« Q », zones grises) couvrent une grande partie de la carte et cachent des relations géologiques importantes. La révision a fait disparaître ces zones sans géologie du socle et a permis de prolonger des formations et de connecter des bouts de failles (voir la Carte interactive pour la géologie révisée). Durant la révision, nous avons également tenté d'éliminer les « failles de carte », comme celles observées dans le quart inférieur gauche de la figure. Les coordonnées du centre de cette carte sont approximativement 56° N, 68° 36' W. Image extraite de la Carte interactive le 6 août 2019¹.

¹ Pour cette image et celles qui suivent, l'échelle est donnée dans le coin inférieur droit. Toutefois, les coordonnées qui y paraissent (associées à la position aléatoire du curseur) ne correspondent pas, en général, à la localisation précise de l'image.

utilisé les cartes spectrométriques comme ressource supplémentaire. Quelques observations et interprétations tirées de ces cartes ont déjà été publiées (Clark et D'Amours, 2012). Un autre objectif important était de diminuer le nombre de « failles de cartes » (p. ex. figure 2). Celles-ci sont dues aux décalages des contacts et aux différences de descriptions des unités stratigraphiques entre des cartes contiguës. Concrètement, nous avons mis à jour la légende stratigraphique de la Fosse et avons commencé à l'uniformiser. Toutes ces modifications ont été intégrées à la Carte interactive (https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCartelntr?l=F&m=B&ll=55.29255,-66.62800&z=9&c=zg_50%7C100&op=mspQc%7Ccall%7C). De plus, les diverses unités stratigraphiques de la Fosse ont été décrites sous la forme de fiches dans le Lexique stratigraphique du Québec (<https://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/>).

Les travaux de synthèse ont procédé du nord vers le sud à une échelle de travail du 1/50 000. À la fin de 2019, les modifications à la Carte interactive et à la légende étaient terminées jusqu'à la latitude 55° 45' N, à l'exception de la région au sud du Dôme de Wheeler où la zone compilée s'arrêtait à 56° N. Les cartes géophysiques à haute résolution au nord du lac aux Feuilles (58° 45' N) n'étaient pas encore publiées au moment où nous touchions ce secteur. De plus, le pourtour de cette étendue d'eau constitue une aire protégée qui n'a pas été couverte par ces levés géophysiques. Nous avons quand même extrapolé la géologie à travers les eaux du lac aux Feuilles à l'aide de l'information disponible, notamment les cartes géophysiques fédérales de plus faible résolution qui sont toutefois nettement moins utiles. Comme la réinterprétation géologique de ce grand secteur du nord de la Fosse n'est pas vraiment optimale, il serait avantageux d'y reprendre le travail. La région du lac Cambrien constitue une autre aire protégée qui n'a pas été touchée par les nouveaux levés géophysiques.

Plus loin dans ce rapport, nous présenterons quelques observations découlant de ces travaux de révision. La plupart de celles-ci sont des évidences. D'autres sont des interprétations qui pourraient faire l'objet de plus de réflexions et de débats. L'exemple le plus notable est le nouveau modèle d'évolution lithotectonique du secteur entre le lac Cambrien et le Dôme de Wheeler, dans la partie centrale de la Fosse. Ailleurs dans le rapport, nous aborderons certains aspects de la tectonique générale de la partie sud de la Fosse. Évidemment, toutes ces interprétations gagneraient à être vérifiées par des travaux de terrain.

L'inspection des cartes géologiques originales a révélé quelques erreurs de transcription entre la version préliminaire et la version finale des mêmes cartes. Certaines erreurs sont, semble-t-il, le résultat de la confusion découlant de changements aux codes des unités géologiques associés à la préparation des cartes finales. En général, dans de tels cas, nous avons supposé (peut-être à tort) que les cartes préliminaires contenaient les bonnes informations. Ainsi, les utilisateurs de la Carte interactive constateront certaines différences dans les descriptions des unités entre les cartes finales d'origine et la nouvelle version présentée dans la

Carte interactive (p. ex. comparer les cartes dans Dimroth [1978] et la Carte interactive pour la Formation d'Otelnuc, feuillet 24C01). Dans de tels cas, la Carte interactive pourrait être plus fidèle aux cartes préliminaires qu'aux cartes finales originales.

REMERCIEMENTS

Je remercie Kathleen O'Brien, technicienne en géomatique, pour sa grande patience pendant la révision des cartes géologiques de la Fosse du Labrador et la mise à jour de la Carte interactive. De surcroît, elle a démontré un intérêt certain pour la géologie de la Fosse et m'a offert un solide appui très apprécié tout au long du projet. Je remercie Ghislain Roy pour son aide avec le SIGÉOM. Je suis reconnaissant de l'encouragement et de l'intérêt de Patrice Roy, à l'époque directeur du Bureau de la connaissance géologique. Je remercie également André Tremblay pour la préparation des nombreux dessins et figures et pour sa patience face à la complexité du travail. Merci à Pierrette Tremblay pour sa lecture d'une version préliminaire du manuscrit. Une lecture critique détaillée par James Moorhead, avec son œil aiguisé pour des points problématiques, a permis d'améliorer le contenu et la présentation de ce rapport et m'a obligé à m'attarder sur plusieurs aspects difficiles de la géologie de la Fosse. Je remercie également Claude Dion pour son travail éditorial compréhensif et minutieux qui a contribué grandement à la clarté de ce rapport. Je remercie Robert Wares qui, pendant plusieurs années de collaboration avec le Ministère, a amélioré la connaissance géologique de la Fosse du Labrador avec ses idées géologiques perspicaces et créatives. Enfin, je dis « merci » aux nombreux géologues avec qui j'ai travaillé durant toutes ces années et à côté desquels j'ai pu apprendre mon métier.

SOMMAIRE DE LA GÉOLOGIE DE LA FOSSE DU LABRADOR

Un sommaire de la géologie générale de la Fosse est présenté ici afin d'encadrer les observations et discussions mises de l'avant plus loin dans le rapport. Certains détails stratigraphiques pertinents à la discussion sont également abordés.

La Fosse du Labrador est une ceinture volcano-sédimentaire paléoprotozoïque située sur la marge NE du craton archéen de la Province du Supérieur. La Fosse fait partie de l'Orogène du Nouveau-Québec, une composante de l'Orogène transhudsonien dans la Province de Churchill (Hoffman, 1988; Corrigan *et al.*, 2009). L'empilement stratigraphique comprend des roches sédimentaires de rift et de plateforme ainsi que des roches volcano-sédimentaires de bassin. La ceinture est formée, en gros, d'une bande occidentale de roches sédimentaires, d'une bande centrale

de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives ainsi que d'une bande orientale comprenant des schistes et des gneiss (figure 3). Elle est recoupée par des failles majeures, ce qui a permis de subdiviser la Fosse en zones lithotectoniques autochtones et allochtones (figure 4; Clark et Wares, 2004). Chaque zone lithotectonique est limitée par des failles majeures ou une discordance d'érosion et est constituée d'un assemblage lithostratigraphique caractéristique. Plus à l'est, on trouve un bloc archéen complexe connu sous le vocable de Zone noyau (*Core Zone*) (Wardle *et al.*, 2002; Corrigan *et al.*, 2009 et 2018). L'Orogène du Nouveau-Québec (comprenant la Fosse) représente les vestiges d'épisodes de rifting continental, d'ouverture de bassins marins et de bras de mer, de fermeture de ces mers et de collision de blocs continentaux (voir par exemple Dimroth, 1978 et références associées; Wardle et Bailey, 1981; Hoffman,

1988; Wardle *et al.*, 1990 et 2002; Clark et Wares, 2004; Corrigan *et al.*, 2009).

L'ensemble des formations de la Fosse constitue le Supergroupe de Kaniapiskau (Frarey et Duffell, 1964) et définit trois grands cycles de sédimentation et de volcanisme (figures 3, 4 et 5). Les deux premiers cycles sont le résultat de deux épisodes importants de rifting au cours desquels des sédiments de plateforme se sont déposés sur la marge continentale à l'ouest, pendant que des roches volcaniques et sédimentaires se mettaient en place dans des bassins marins à l'est (Dimroth *et al.*, 1970a; Wardle et Bailey, 1981; Le Gallais et Lavoie, 1982; Clark et Thorpe, 1990; Clark et Wares, 2004). Selon une autre interprétation, les roches du deuxième cycle ont pu trouver leur origine dans un bassin d'avant-pays (Hoffman, 1987).

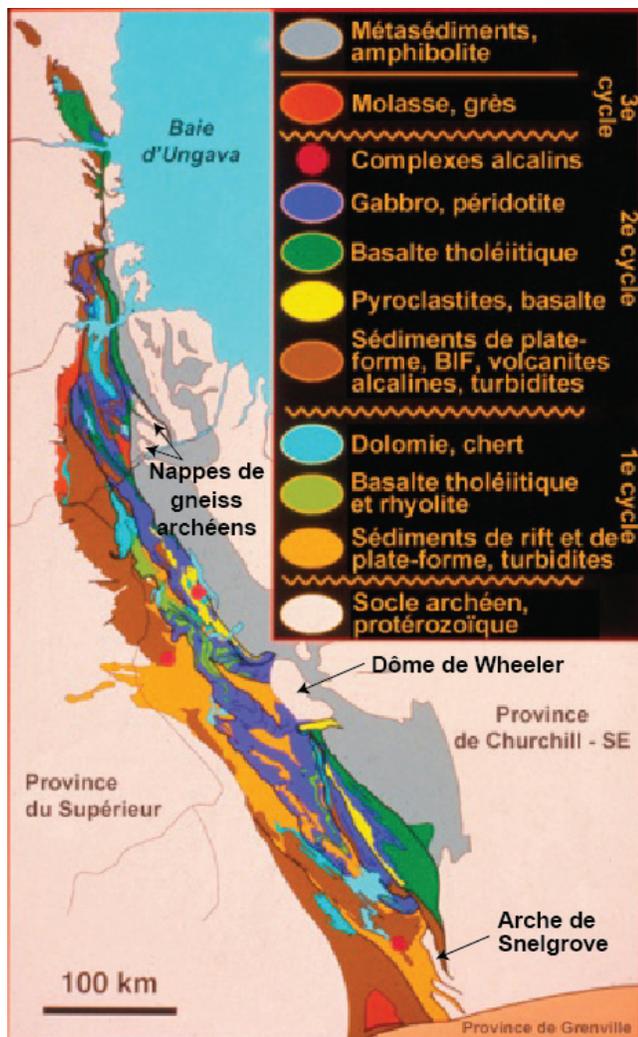


FIGURE 3 – Carte géologique de la Fosse du Labrador montrant la distribution des lithofaciés subdivisés en fonction des cycles volcano-sédimentaires. La Fosse comprend trois bandes distinctes, d'ouest en est : (1) roches sédimentaires; (2) roches volcano-sédimentaires et intrusives; (3) schistes et gneiss. Des unités de roches archéennes émergées localisées dans la bande de schistes et de gneiss (le Dôme de Wheeler et l'Arche de Snelgrove) sont indiquées, de même que des nappes de gneiss archéens mises en place durant l'Orogénèse transhudsonienne.

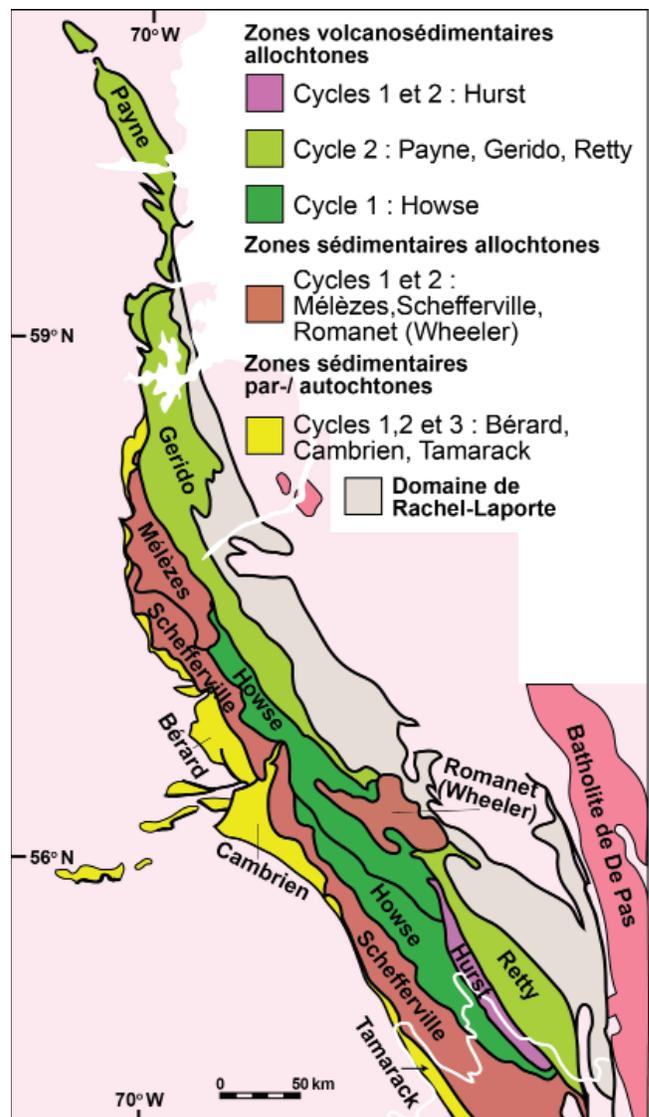


FIGURE 4 – Carte des zones lithotectoniques de la Fosse du Labrador (d'après Clark et Wares, 2004). Noter que la Zone de Wheeler (maintenant connue comme la Zone de Romanet) comprend le Dôme de Wheeler et les roches du Horst du Lac Romanet.

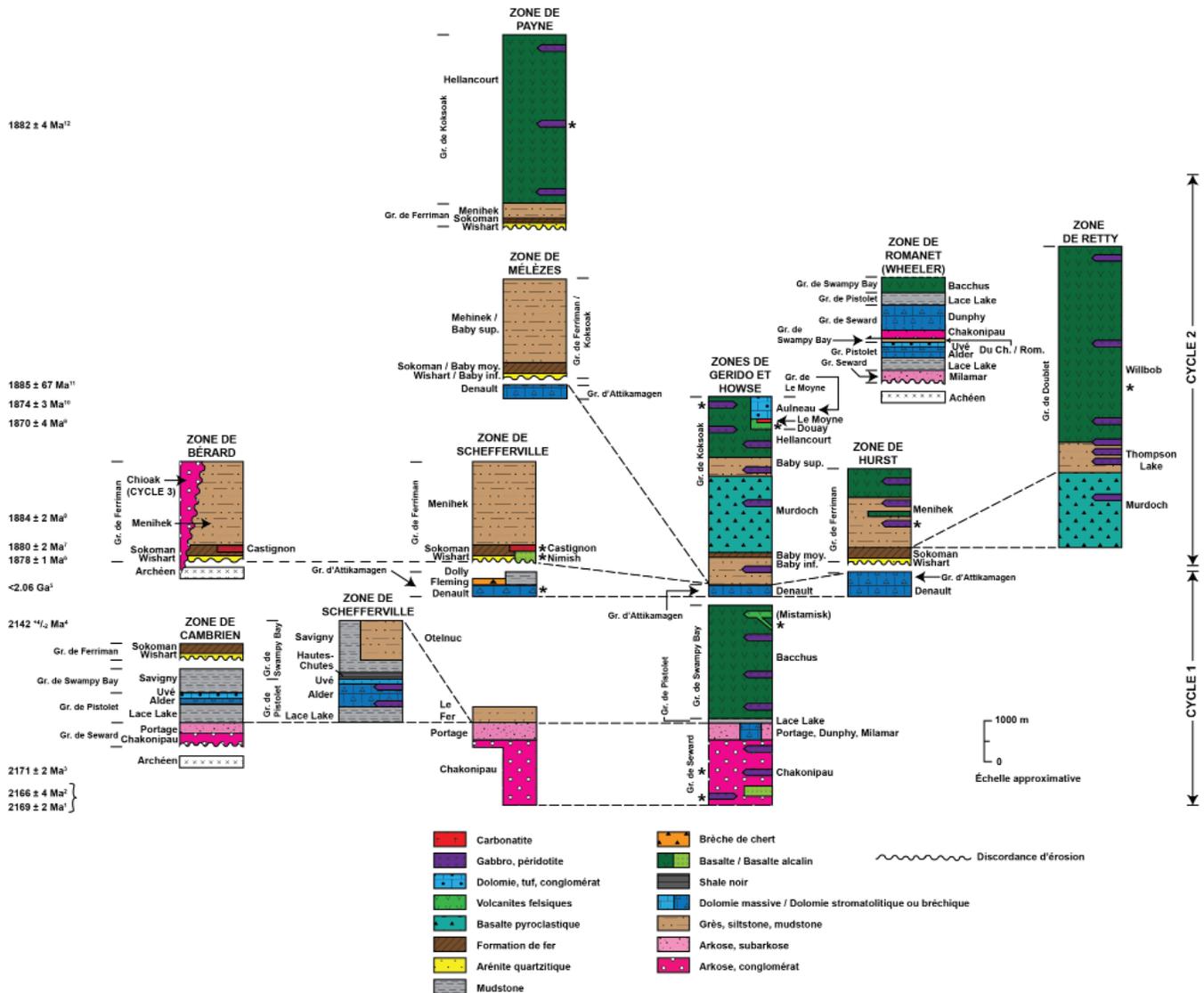


FIGURE 5 – Colonne stratigraphique schématisée des différentes zones lithotectoniques de la Fosse du Labrador (schéma modifié de Clark et Wares [2004] et Clark [2018]). Les zones sont arrangées approximativement d’ouest en est (gauche à droite) selon leur disposition actuelle. Les noms des unités lithostratigraphiques sont indiqués ainsi que ceux de certaines intrusions (Castignon, Le Moynes). Les cycles 1, 2 et 3 sont indiqués. Les épaisseurs des unités sont des estimations provenant de la littérature, mais certaines sont peu fiables et peuvent varier considérablement en fonction des auteurs. La Zone de Schefferville figure sur deux colonnes; celle de gauche représente la zone à l’ouest et au sud du lac Otelnuk et au sud du lac Canichico où l’on observe la séquence allochtone de la plateforme du premier cycle (groupes de Pistolet et de Swampy Bay), tandis que celle de droite correspond à la partie de la zone où les roches de plateforme sont absentes. La partie orientale de la Zone de Mélèzes contient les membres inférieur, moyen et supérieur de la Formation de Baby, soit les équivalents stratigraphiques d’eau plus profonde des formations de Wishart, Sokoman et Menihék localisées dans la partie occidentale de cette zone. Dans la Zone de Romanet (Wheeler), la Faille de Du Chambon (illustrée par la flèche) divise la zone en deux parties structurales; il est possible que la partie supérieure corresponde à la partie basale de la Zone de Howse (voir la section « Origine du Horst du Lac Romanet »). Les formations de Chioak (au Québec) et de Tamarack River (au Labrador, non illustrée) du cycle 3 surmontent en discordance le craton archéen du Supérieur et le Groupe de Ferriman avec des épaisseurs estimées respectivement à 245 m (Bérard, 1965) et de plus de 395 m (Ware, 1980); l’échelle verticale indiquée à la figure ne s’applique pas à la Formation de Chioak. La Zone autochtone de Tamarack (illustrée par la flèche) n’est pas représentée. Noter que dans une zone donnée, l’empilement stratigraphique illustrée sur la figure représente le contenu stratigraphique de l’ensemble de la zone et que la stratigraphie observée peut varier d’un endroit à l’autre dans la zone. Noter que la Formation de Ruth a été combinée ici à la Formation de Sokoman. La position et l’épaisseur des filons-couches de gabbro et de péridotite sont indiquées à titre indicatif. Les unités qui ont fourni des âges radiométriques ou d’autres données géochronologiques (extrême gauche de la figure) sont signalées par des astérisques vis-à-vis l’unité concernée. Les différents assemblages stratigraphiques ont subi un transport tectonique sur des failles de chevauchement (voir la carte de Clark et Wares, 2004 pour les noms des failles). Abréviations : Gr. = Groupe, Du Ch. = Du Chambon, Rom. = Romanet. Sources des données géochronologiques : 1 Rohon *et al.* (1993); 2 et 3 Corrigan *et al.* (2019b); 4 T. Krogh et B. Dressler, données non publiées, citées par Clark (1984); 5 Melezhik *et al.* (1997); 6 Findlay *et al.* (1995); 7 Chevê et Machado (1988); 8 Findlay *et al.* (1995); 9 et 10 Machado *et al.* (1997); 11 Rohon *et al.* (1993); 12 Wodicka *et al.* (2002).

La Formation de Chakonipau² constitue la partie inférieure du Groupe de Seward du premier cycle volcano-sédimentaire. Elle s'étend, du nord au sud, entre le lac Colombet (57° N) et la latitude 54° N, au Labrador (Carte interactive; Wardle, 1982). Le Chakonipau affleure surtout dans l'axe central de la Fosse, selon une direction NW-SE, et se présente dans les zones lithotectoniques de Cambrien, de Schefferville, de Howse et de Romanet (Wheeler) (figure 5). Il est composé de roches sédimentaires arkosiques et conglomératiques roses ou rouges d'origine fluviale, ainsi que de trachybasaltes contemporains (p. ex. au lac Musset; feuillet 23O06 et 23O11; Dimroth, 1978; Brassard, 1984). Ces roches se sont mises en place dans un bassin continental limité par des failles normales, c'est-à-dire dans une zone de rift (Baragar, 1967; Dimroth, 1968, 1970a et 1978). Cet épisode de rifting a commencé avant 2166-2171 Ma, soit l'âge des filons-couches de gabbro recoupant le Chakonipau (Rohon *et al.*, 1993; Corrigan *et al.*, 2019b).

Une importante structure paléogéographique reliée au dépôt du Chakonipau a été reconnue dans le secteur du lac Castignon, dans la partie centrale de la Fosse (feuillet 24C01, 24C02 et 24C03). Il s'agit d'un bassin orienté à angle fort par rapport à la Fosse et dont l'origine est associée à des mouvements verticaux de blocs du socle archéen le long de la faille hypothétique de Cambrien-Otelnuk (Dimroth, 1968 et 1970a). Des conglomérats et des arkoses du Chakonipau se sont déposés à proximité de cette faille. Cette zone d'extension E-W a pu se poursuivre à l'ouest de la Fosse, à l'intérieur de la Province du Supérieur, où l'on a cartographié une série de demi-grabens remplis de sédiments fluviaux paléoprotérozoïques corrélés avec la Formation de Sakami (Clark, 1984).

Il semble donc que la sédimentation dans la Fosse ait été initiée par le rifting du socle dans deux orientations, l'une approximativement E-W dans la région du lac Castignon et l'autre, plus importante, de direction NW-SE dans l'axe de la Fosse. Durant le rifting et le dépôt du Groupe de Seward, certains blocs de roches archéennes formaient des éléments émergés; le Dôme de Wheeler et l'Arche de Snelgrove en sont des témoins (figure 3; Dimroth, 1970a; Wardle et Bailey, 1981).

Dans la partie centrale de la Fosse (au sud du 57° N), le Chakonipau est surmonté des grès et des dolomies de la partie supérieure du Groupe de Seward, soit les formations de Portage, de Dunphy et de Milamar (Dimroth, 1968, 1970a et 1978). Ces roches sédimentaires de plateforme marine se présentent dans les zones lithotectoniques de Cambrien, de Schefferville, de Howse et de Romanet (Wheeler). Elles se sont déposées à la suite de l'affaissement de la croûte et de l'invasion de la zone de rift par des eaux marines peu profondes. Près de la limite orientale de la Fosse, dans sa partie centrale, des roches sédimentaires de la Formation de Milamar reposent en discordance d'érosion sur la masse de roches archéennes du Dôme de Wheeler. Ce dernier était émergé durant le dépôt de la partie supérieure du Groupe

de Seward. L'Arche de Snelgrove, située au SE de Schefferville et composée de gneiss archéens, formait une autre structure émergée à cette époque; des roches sédimentaires du Groupe de Seward sont en contact de faille avec ces roches archéennes (Wardle, 1979). Entre ces deux terrains archéens émergés, d'autres arches et blocs archéens étaient probablement présents (Wardle et Bailey, 1981). Le Dôme de Wheeler ainsi qu'une bande de roches paléoprotérozoïques situées au NW de celui-ci constituent la Zone allochtone de Wheeler, d'après la nomenclature de Clark et Wares (2004). Récemment, cette zone a été renommée la Zone de Romanet (Carte interactive).

Dans l'ouest et dans l'est de cette partie de la Fosse, les roches sédimentaires du Groupe de Seward sont recouvertes par les roches sédimentaires argileuses, les grès quartzeux et les dolomies du Groupe de Pistolet (formations de Lace Lake, d'Alder et d'Uvé). On observe ces formations dans les zones lithotectoniques de Cambrien, de Schefferville, de Howse et de Romanet (Wheeler). Il s'agit de dépôts de plateforme marine en marge du continent archéen du Supérieur. Le Groupe de Pistolet n'a pas été cartographié au nord du lac Colombet (57° 03' N) ou au sud de l'extrémité méridionale du lac Wakuach (55° 23' N). Les limites ouest et est de la plateforme étaient situées à proximité des bordures ouest et est actuelles de la Fosse (Dimroth, 1978). Plus précisément, la limite orientale se situait à l'ouest du flanc occidental du Dôme de Wheeler.

Au sud du 57° N, les formations de Hautes-Chutes, de Savigny, d'Otelnuk, de Le Fer, de Du Chambon et de Romanet du Groupe de Swampy Bay surmontent les roches de plateforme du Groupe de Pistolet dans les zones lithotectoniques de Cambrien, de Schefferville et de Romanet (Wheeler). Dans ces zones, le Swampy Bay est composé d'ardoise, de shale et de wacke ainsi que, localement, de conglomérat et de basalte (Dimroth, 1968, 1970a et 1978). Des roches sédimentaires situées à un niveau stratigraphique équivalent à celui de la Formation de Le Fer (Groupe de Swampy Bay) affleurent également à la latitude 57° 38' N (près de la confluence des rivières Caniapiscou et aux Mélézes, feuillet 24F11) dans la Zone de Mélézes (Clark, 1978; Carte interactive).

Cependant, dans la Zone de Howse, située dans l'axe central de la Fosse, des roches volcaniques et sédimentaires de bassin marin profond appartenant à la Formation de Bacchus (Groupe de Swampy Bay) surmontent directement les roches sédimentaires du Groupe de Seward et de la Formation de Lace Lake (Groupe de Pistolet). Le Bacchus comprend des basaltes, des mudstones et des wackes (Baragar, 1967; Dimroth, 1968, 1970a et 1978). Des roches volcaniques stratigraphiquement analogues à celles de la Formation de Bacchus affleurent jusqu'à la latitude 57° 26' N, soit près de la chute au Calcaire. Les basaltes du Bacchus comprennent une succession d'une cinquantaine de coulées non vésiculaires à structure massive ou coussinée, séparées l'une de l'autre par des niveaux de mudstone noir. Ce sont des tholéïtes pauvres en potasse avec une chimie similaire à

² La nomenclature stratigraphique utilisée dans ce rapport est celle proposée par Clark et Wares (2004).

celle des basaltes de type MORB (Dimroth, 1981; Corrigan *et al.*, 2019b). Les laves du Bacchus possèdent des caractéristiques morphologiques, comme des prismes colonnaires, semblables à celles des basaltes de plateau, mais elles se sont épanchées sur le fond marin à une profondeur d'au moins 1000 m (Dimroth, 1981; Wardle et Bailey, 1981; comparer à Corrigan *et al.*, 2019b). Un âge de 2142 Ma a été obtenu pour un dyke rhyolitique coupant la partie sommitale de la Formation de Bacchus (Krogh et Dressler, données inédites citées par Clark, 1984, p. 4). Noter que Wardle (1982) a corrélé les roches sédimentaires qui surmontent le Groupe de Seward dans le sud de la Fosse (au Québec et au Labrador) avec la Formation de Le Fer, tandis que Dimroth (1978) les a corrélées avec la Formation de Bacchus.

Pour expliquer l'absence du Groupe de Pistolet dans l'axe central de la Fosse au sud du 57° N, Dimroth (1968, 1970a et 1978) a postulé l'existence d'un géanticlinal (vaste bombement formant un terrain élevé et exposé à l'érosion) affectant la plateforme durant le dépôt du Pistolet et d'une partie du Swampy Bay. Ce géanticlinal a été incorporé dans le modèle paléogéographique publié par Wardle et Bailey (1981). Cet aspect sera discuté aux sections de ce rapport intitulées « Le géanticlinal central a-t-il existé? » et « Un modèle alternatif ».

Le premier cycle volcano-sédimentaire de la Fosse s'est terminé avec le dépôt des roches d'eau peu profonde (dolomies, brèches de chert, mudstones, siltstones et grès) des formations de Denault, de Fleming et de Dolly du Groupe d'Attikamagen. Ce groupe est présent dans les zones lithotectoniques de Bérard, de Mélézes, de Schefferville, de Howse, de Gerido et de Hurst. L'âge de ces roches n'est pas bien connu. Toutefois, la composition isotopique du carbone de la dolomie de la Formation de Denault, caractérisée par des valeurs légères de $\delta^{13}\text{C}$, se rapproche plus de celle des dolomies du deuxième cycle que des dolomies plus anciennes du premier cycle qui présentent des valeurs plus lourdes. L'âge du Denault serait donc plus jeune qu'environ 2,06 Ga, soit l'âge de la fin de la période de carbone lourd sur la Terre (Melezhik *et al.*, 1997).

Il est possible que les roches du premier cycle aient été déformées avant le dépôt du deuxième cycle, mais l'ampleur de cet épisode de déformation, s'il existe effectivement, est difficile à évaluer. D'après Dimroth (1968, 1970a et 1971), les roches du deuxième cycle reposent en discordance d'érosion sur les roches du premier cycle près de la bordure ouest de la Fosse. Cet auteur n'a constaté aucune preuve d'une période de déformation tectonique importante entre les deux cycles. Près de la marge ouest de la Fosse, les roches du premier cycle présenteraient tout au plus quelques plis mineurs et des mouvements sur certaines failles qui précèderaient le dépôt du deuxième cycle. Dressler (1979) et Chev  (1993) ont également constaté dans les roches du premier cycle les effets d'une déformation relativement faible qui précède le dépôt du deuxième cycle. Par contre, Le Gallais et Lavoie (1982) ont postulé l'existence d'un épisode orogénique important entre les deux cycles.

Le deuxième cycle a commencé par le dépôt d'une séquence sédimentaire transgressive composée des roches sédimentaires de marge continentale et de plateforme comprenant des grès quartzitiques (Formation de Wishart), des shales ferrugineux (Formation de Ruth³) et des formations de fer (Formation de Sokoman) du Groupe de Ferriman (Harrison, 1952; Baragar, 1967; Gross, 1968; Zajac, 1974; Dimroth, 1978). Le Sokoman est surmonté par des shales, des siltstones et des grès (en partie des turbidites) ainsi que, localement, de roches volcaniques de la Formation de Menihék (Harrison, 1952; Baragar, 1967; Harrison *et al.*, 1972; Dimroth, 1978); le Menihék a été inclus dans le Groupe de Ferriman par Clark et Wares (2004). Ces roches surmontent en discordance le craton archéen et les roches du premier cycle (Dimroth, 1971). Des roches volcaniques mafiques légèrement alcalines (roches volcaniques de Nimish; Evans, 1978) sont intercalées dans le Wishart et le Sokoman. Des roches carbonatitiques extrusives et intrusives (Complexe volcanique de Castignon; Dimroth, 1970b; Chev , 1993) se sont mises en place pendant le dépôt du Sokoman. Les roches du Groupe de Ferriman et les roches intrusives associées se présentent dans les zones lithotectoniques de Cambrien, de Bérard, de Tamarack, de M l zes, de Schefferville, de Hurst et de Payne. L'âge du Sokoman et des roches volcaniques contemporaines de la formation de fer a été établi à 1880 \pm 2 Ma par Chev  et Machado (1988) et à 1878 \pm 1 Ma par Findlay *et al.* (1995).

Dans le sud de la Fosse, à l'est des turbidites du Menihék, se sont déposées les roches volcanoclastiques mafiques de la Formation de Murdoch (Baragar, 1967), les roches sédimentaires pélitiques de la Formation de Thompson Lake ainsi que les basaltes et les roches sédimentaires associées de la Formation de Willbob (Groupe de Doublet; Frarey, 1967). Ces roches sont présentes dans la Zone lithotectonique de Retty. La position exacte de la Formation de Murdoch dans la colonne stratigraphique est difficile à évaluer (Baragar, 1967). Le Murdoch a été corrélé avec la Formation de Thompson Lake par Rohon *et al.* (1993) et avec la partie inférieure du Menihék par Findlay *et al.* (1995). Les basaltes du Willbob sont chimiquement similaires aux tholéites de type MORB et leur magma parent proviendrait d'un manteau appauvri (Rohon *et al.*, 1993). La séquence Murdoch-Thompson Lake-Willbob se serait mise en place dans un bassin situé à l'est de l'Arche de Snelgrove (Wardle et Bailey, 1981). Cette dernière structure aurait été enfouie pendant le dépôt de la fin du premier cycle et du deuxième cycle et aurait été recouverte par la séquence occidentale du Groupe de Doublet (Wardle et Bailey, 1981).

Dans le nord de la Fosse, au large de la plateforme et de la pente formée par les roches sédimentaires du Groupe de Ferriman et de la Formation de Denault, on trouve les roches volcanoclastiques mafiques de la Formation de Murdoch, les rythmites et la formation de fer de la Formation de Baby (membres inférieur, moyen et supérieur) ainsi que les basaltes et les roches sédimentaires associées

3 La Formation de Ruth est assimilée à la Formation de Sokoman sur la figure 5.

de la Formation d'Hellancourt (Groupe de Koksoak; Sauvé et Bergeron, 1965; Clark, 1988; Clark et Wares, 2004). Ces roches s'observent dans les zones lithotectoniques de M l zes et de Gerido. La séquence Baby-Hellancourt est corrélative avec le Groupe de Ferriman (Clark, 1988). Le membre inférieur de la Formation de Baby est l'équivalent stratigraphique des formations de Wishart et de Ruth, alors que la formation de fer de Baby (membre moyen) correspond à la Formation de Sokoman. Les membres inférieur et moyen du Baby représentent toutefois un milieu de sédimentation d'eau plus profonde (Clark, 1988). Le Groupe de Koksoak est considéré comme équivalent du Groupe de Doublet dans le sud, lequel fait partie de la Zone de Retty (Rohon *et al.*, 1993; Clark et Wares, 2004). Les basaltes de l'Hellancourt sont, en général, des tholéites pauvres en potasse de type MORB transitionnel qui seraient issues d'un magma parent semblable à celui des laves de la Formation de Willbob (Skulski *et al.*, 1993). Une faille précoce marque le contact inférieur de la Formation d'Hellancourt (Goulet, 1995), ce qui laisse croire que ces roches volcaniques se sont mises en place à une distance plus ou moins grande à l'est du bassin surtout sédimentaire représenté par la Formation de Baby. Remarquons toutefois que le déplacement le long de cette faille parallèle au contact a été jugé de faible magnitude par Boone et Hynes (1990), et ce malgré la présence de roches cisailées à la base de l'Hellancourt. Le Groupe de Koksoak se serait déposé dans un bassin de type *pull-apart* dont le développement serait associé à une tectonique de transtension dextre préorogénique (Skulski *et al.*, 1993). Un contexte de marge continentale passive a aussi été invoqué par Poirier *et al.* (1990). Selon le scénario paléogéographique de Wardle et Bailey (1981), le bassin du Groupe de Koksoak aurait été situé à l'est du D me de Wheeler, lequel constituait un élément enfoui durant le dépôt de la partie supérieure du deuxième cycle.

Les roches volcaniques, les conglomérats et les dolomies du Groupe de Le Moyne, auxquels est associée le Complexe carbonatitique de Le Moyne (56  56' N; Birkett et Clark, 1991; Béland et Williams-Jones, 2019), se sont mis en place vers la fin du deuxième cycle sur une plateforme isolée. L'âge de 1870 Ma obtenu pour une rhyodacite appartenant à ce groupe représente l'âge le plus jeune obtenu pour les unités du deuxième cycle (Machado *et al.*, 1997).

Les roches sédimentaires du deuxième cycle ainsi que la dolomie de la Formation de Denault du premier cycle affleurent sur toute la longueur de la Fosse, y compris la portion comprise dans la Province de Grenville. Cette distribution indique que l'invasion marine et la sédimentation se sont propagées vers le nord et le sud avec le temps.

Des filons-couches de gabbro et, localement, de roches ultramafiques se sont injectés dans les empilements sédimentaires des deux cycles. Ils constituent la Supersuite de Montagnais, laquelle se subdivise en deux unités lithod miques, les suites intrusives de Wakuach et de Gerido, en fonction de leur position stratigraphique dans le premier ou le deuxième cycle respectivement. Des gabbros du Wakuach recoupant la Formation de Chakonipau, à la base du pre-

mier cycle, ont été datés entre 2171 et 2166 Ma (Rohon *et al.*, 1993; Corrigan *et al.*, 2019b), tandis que des gabbros du Gerido injectés dans le deuxième cycle ont donné des âges compris entre 1884 et 1874 Ma (Findlay *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1997; Wodicka *et al.*, 2002).

  l'est des unités volcano-sédimentaires de la Fosse, affleurent les schistes et les gneiss de la Supersuite de Laporte (Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte). Historiquement, ces roches étaient considérées comme étant en partie des équivalents métamorphisés des unités de la Fosse (Fahrig, 1965; Dimroth, 1978, p. 300; Wardle et Bailey, 1981; Girard, 1995). De même, les roches métasédimentaires pélitiques des anciennes formations de Thévenet et de Deborah de l'ancien Groupe de Rachel-Laporte étaient considérées comme étant plus jeunes que les basaltes du sommet du deuxième cycle (Sauvé et Bergeron, 1965; Girard, 1995). Noter que Goulet (1995) a suggéré que la mise en place des roches sédimentaires du Thévenet était syndéformation (molasses). Le Thévenet et le Deborah ont été corrélés provisoirement avec le deuxième cycle par Clark et Wares (2004). Selon une interprétation récente, la Supersuite de Laporte représente une séquence de bassin d'avant-pays dérivée en partie de roches de la Fosse et en partie de la Zone noyau soulevée et érodée (Corrigan *et al.*, 2019a; Van Rooyen *et al.*, 2019).

Le « terrane/domaine de Kuujjuaq » (Perreault et Hynes, 1990; Corrigan *et al.*, 2018), maintenant incorporé au Domaine lithotectonique de Baleine (Carte interactive), se situe à l'est du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte. Ce domaine est considéré comme une composante de l'Orogène du Nouveau-Québec et est composé surtout de roches archéennes qui présentent peut-être une affinité avec le craton du Supérieur (Rayner *et al.*, 2017; Corrigan *et al.*, 2018; Van Rooyen *et al.*, 2019). Localement, on observe de petites unités de marbre et de formation de fer qui pourraient être corrélées avec des roches de la Fosse. Parmi les exemples de roches archéennes faisant partie de l'Orogène du Nouveau-Québec, mentionnons les boutonnières et les écailles granitiques près des lacs La Lande (24F02 et 24F03), Colombet (feuille 24F02) et Patu (24C10) (Dressler, 1979; Girard, 1988; Clark, inédit); les d mes et les nappes du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte à l'ouest et au SW de Kuujjuaq (24K02, 24K03, 24F10, 24F11, 24F14 et 24F15) (Gélinas, 1965; Clark, 1980; Machado *et al.*, 1989; Moorhead et Hynes, 1990); les petits lambeaux à l'est du lac Cambrien (24C07) (Dimroth, 1978); le D me de Wheeler (24F02, 24B03, 24B05 et 24B06) (Dimroth, 1978); l'Arche de Snelgrove (231) (Wardle, 1979) et le domaine de McKenzie River (23112, 23113, 23P03 et 23P04) (James et Dunning, 2000).

La plus grande partie de la déformation qui a affecté les roches de la Fosse et son arrière-pays immédiat s'est produite entre ~1,82 et 1,77 Ga lors de la collision du craton archéen du Supérieur, à l'ouest, et des autres blocs continentaux archéens, dont la Zone noyau, à l'est (pour plus d'informations, voir Wardle *et al.*, 2002, Clark et Wares, 2004 et Corrigan *et al.*, 2009 et 2018). La phase précoce de

la déformation, dont les témoins sont observés surtout à l'est de la Faille de Rachel (Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte), dans le nord de la Fosse, a été marquée par la mise en place de grandes nappes composées de roches archéennes du socle (figure 3). Transportées initialement vers le NW, ces nappes ont été imbriquées tectoniquement avec les roches volcano-sédimentaires de la Fosse (Moorhead et Hynes, 1990). Les ensembles lithostratigraphiques de la Fosse situés à l'ouest de la Faille de Rachel ont subi la majeure partie du raccourcissement et de l'épaississement par le biais de nombreux plis et failles de chevauchement (figure 6; par exemple Baragar, 1967; Dimroth, 1970a; Harrison *et al.*, 1972; Le Gallais et Lavoie, 1982; Moorhead, 1989; Boone et Hynes, 1990; Perreault et Hynes, 1990; Poirier *et al.*, 1990; Avramtchev *et al.*, 1990; Wares et Goutier, 1990a et 1990b; Wardle *et al.*, 1990 et 2002; Goulet, 1995; Clark et Wares, 2004). Cette phase tectonique est également responsable du plissement des nappes de roches archéennes. Durant cet épisode, des sédiments de type molasse se sont déposés en discordance d'érosion sur les roches sédimentaires plus anciennes de la marge occidentale de la Fosse. Les formations de Tamarack River, dans le sud, et de Chioak, dans le nord, sont constituées de ces sédiments orogéniques qui représentent le troisième cycle de dépôt (Bérard, 1965; Clark, 1979; Ware et Wardle, 1979; Ware, 1980). Le dépôt du Chioak et du Tamarack River a pu résulter du développement d'un terrain soulevé (*forebulge*) affectant le craton archéen et les roches sédimentaires marines près de la marge ouest de la Fosse. Ces formations pourraient donc être corrélées avec les roches sédimentaires synorogéniques du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte, mentionnées plus haut.

La plupart des failles de chevauchement de la partie volcano-sédimentaire de la Fosse sont associées à une direction de transport tectonique vers l'ouest, l'ouest-sud-ouest ou le sud-ouest, soit légèrement oblique à la direction générale des unités. Elles sont de deux types : en série (séquence normale, *in sequence* ou *piggyback*) et hors série (séquence inverse ou *out of sequence*; Wares et Goutier, 1990b). Les failles en série sont reliées à la période initiale de raccourcissement de la séquence stratigraphique (Wares et Goutier, 1990b; Goulet, 1995). Ces failles suivent les contacts stratigraphiques et peuvent s'enraciner dans l'interface avec le socle archéen à l'est de la Fosse (Boone, 1987; Boone et Hynes, 1990; Wares et Goutier, 1990b; Goulet, 1995). Elles mettent des roches plus vieilles au-dessus de roches plus jeunes. Ces failles sont associées à des plis isoclinaux et en fourreau et à des clivages ardoisiers. Dans le nord de la Fosse, la Faille de Garigue et la faille qui marque le contact inférieur de la Formation d'Hellancourt en sont des exemples. Plus au sud, les failles de Maraude et de Stakit Lake ainsi que les failles de l'éventail imbriqué à l'est de ces dernières sont probablement de type en série (Wardle *et al.*, 1990). Les failles en série se développent durant la propagation latérale d'un biseau orogénique (Boyer et Elliott, 1982).

Les failles hors série se sont développées durant la période de déformation principale associée à la signature structurale

de la Fosse à l'échelle régionale. Cette déformation est responsable de la majeure partie de l'épaississement de la croûte et se manifeste par de grands plis ouverts à serrés et droits à déversés vers le SW ainsi que par des clivages de crénulation (Wares et Goutier, 1990b). Dans le nord de la Fosse, les failles de chevauchement hors série sont des failles inverses à fort pendage qui recoupent les structures associées aux failles en série. Les failles de Robelin, d'Archiac et de Bowen en sont des exemples. La Faille de Ferrum River, qui représente la limite ouest de la Zone de Howse, a été interprétée comme une faille de chevauchement hors série par Wardle *et al.* (2002) (voir aussi la section « Faille de Ferrum River »). Dans le sud, les failles de Quartzite Lake et de Wade Lake sont la cause de la mise en place d'une écaïlle du socle (l'Arche de Snelgrove; Wardle *et al.*, 1990) et sont probablement des failles hors série. Les failles de ce type servent à maintenir l'angle critique du biseau orogénique et permettent ainsi la poursuite de sa propagation latérale (Morley, 1988).

Des failles de chevauchement à composante de décrochement dextre (failles de Rachel, d'Hérodier, du Lac Keato et de Gill Lake) définissent le contact entre les roches volcano-sédimentaires de la Fosse et les schistes et les gneiss du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte dans l'arrière-pays (Dimroth, 1970a; Wardle *et al.*, 2002; Clark et Wares, 2004; Clark et D'Amours, 2012; Charette *et al.*, 2015). La Faille de Rachel, qui marque localement la limite orientale de la Fosse à l'ouest de Kuujuaq, recoupe toutes les failles de chevauchement hors série et tous les plis associés à ces failles (Wares et Goutier, 1990b; Goulet, 1995). Son activité est contemporaine ou suit immédiatement celle des failles hors série. Au NW de Kuujuaq, le Domaine de Rachel-Laporte est recoupé et en partie borné à l'est par la Faille du Lac Olmstead qui présente aussi un décrochement dextre (Goulet, 1995; Carte interactive). La Faille du Lac Turcotte est du même type et forme la limite orientale de ce domaine au SW de Kuujuaq (voir Perreault et Hynes, 1990; Goulet, 1995; Carte interactive). Les failles du Lac Olmstead et du Lac Turcotte semblent faire partie d'un même système de failles (Carte interactive). Dans le sud, la Faille de Gill Lake et son prolongement vers le sud enregistrent un déplacement latéral dextre d'au moins 150 km (James *et al.*, 1996).

Dans la Fosse, le métamorphisme qui accompagne la déformation varie entre le faciès inférieur aux schistes verts et le faciès des amphibolites (Dimroth et Dressler, 1978). Le degré de métamorphisme augmente d'ouest en est (Sauvé et Bergeron, 1965; Baragar, 1967; Dimroth et Dressler, 1978). Les isogrades de la biotite et du grenat ont été cartographiés dans la séquence volcano-sédimentaire de la Fosse, tandis que celui de la sillimanite se trouve dans l'arrière-pays immédiat (Dimroth, 1978; Dimroth et Dressler, 1978). Le métamorphisme de la Fosse est le résultat de l'enfouissement associé au tectonisme et a été suivi d'une recristallisation thermique et d'un soulèvement des roches (Dimroth et Dressler, 1978).

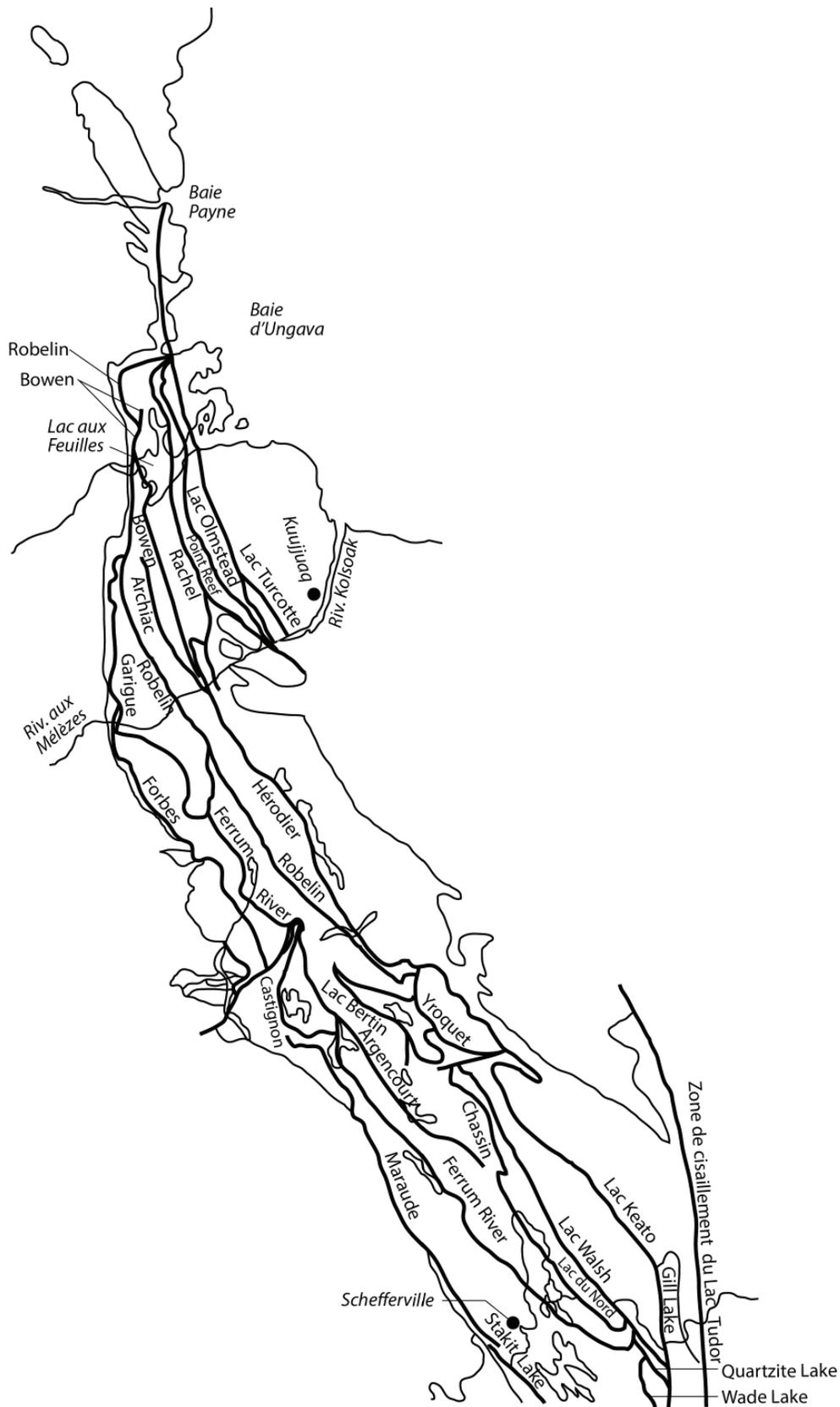


FIGURE 6 – Failles principales de la Fosse du Labrador (modifié de Clark et Wares, 2004). Failles de chevauchement en série : Garigue, Forbes, Maraude et Stakit Lake. Failles de chevauchement hors série : Robelin, Archiac, Bowen, Castignon, Ferrum River, Argencourt, Wade Lake et Quartzite Lake. Failles de chevauchement à composante de décrochement dextre : Chassin, Lac du Nord, Lac Walsh, Rachel, Hérodier, Lac Keato, Gill Lake, Lac Olmstead, Point Reef et Lac Turcotte. Faille de rétrocharriage : Yroquet. Faille normale tardive : Lac Bertin.

RÉVISION DES CARTES GÉOLOGIQUES : MÉTHODE DE TRAVAIL

Introduction

La révision des cartes géologiques de la Fosse du Labrador est basée sur le schéma stratigraphique esquissé précédemment (figure 5). Ce schéma constitue une version modifiée de celui qui apparaît dans Clark et Wares (2004) et Clark (2018). Il est basé en grande partie sur les travaux de synthèse régionale de Dimroth qui couvrent le tiers sud de la Fosse dans la Province de Churchill au Québec (Dimroth, 1968, 1970a et 1978; Dimroth *et al.*, 1970). Dimroth s'est lui-même basé sur les nombreux travaux antérieurs entrepris à partir des années 1940, dont ceux de la compagnie Labrador Mining and Exploration, ainsi que sur les contributions de Harrison (1952), Frarey et Duffell (1964) et Harrison *et al.* (1972), entre autres. Les travaux de Bérard (1965) et de Sauvé et Bergeron (1965) ont été essentiels pour établir une colonne stratigraphique adaptée à la partie nord de la Fosse et pour corrélérer les unités de ce secteur avec celles de la partie sud (Avramtchev *et al.*, 1990; Clark et Wares, 2004).

Un objectif important du travail de révision était de corriger la géologie des grandes zones non cartographiées en raison de l'absence d'affleurement ou de la présence d'un lac. Pour ce faire, nous nous sommes servis principalement des cartes géophysiques, en particulier des cartes à haute résolution du champ magnétique résiduel et du gradient vertical du champ magnétique résiduel (https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr?l=F&m=B&ll=55.29255,-66.62800&z=9&c=mag%7C100&op=mspQc%7Call%7C). Les deux types de cartes ont été utilisés de façon complémentaire. Toutefois, étant donné que le gradient vertical reflète davantage l'effet des roches près de la surface, cette carte offrait souvent plus de détails utiles que la carte du champ magnétique résiduel. À l'occasion, nous avons utilisé les cartes géophysiques du *tilt angle* et du signal analytique magnétiques pour parfaire l'interprétation. Les images satellitaires RapidEye ont permis de reconnaître la structure des roches dans les aires où la densité d'affleurements le permettait.

Au préalable, nous avons tracé les anomalies du gradient vertical sur une couche transparente superposée à la carte géophysique papier (figure 7). Cet exercice préliminaire a été utile pour évaluer les grandes lignes du schéma structural et a fréquemment permis de dévoiler des détails peu apparents à la suite d'une simple inspection visuelle. Ainsi, l'organisation des anomalies a parfois révélé des plis insoupçonnés,

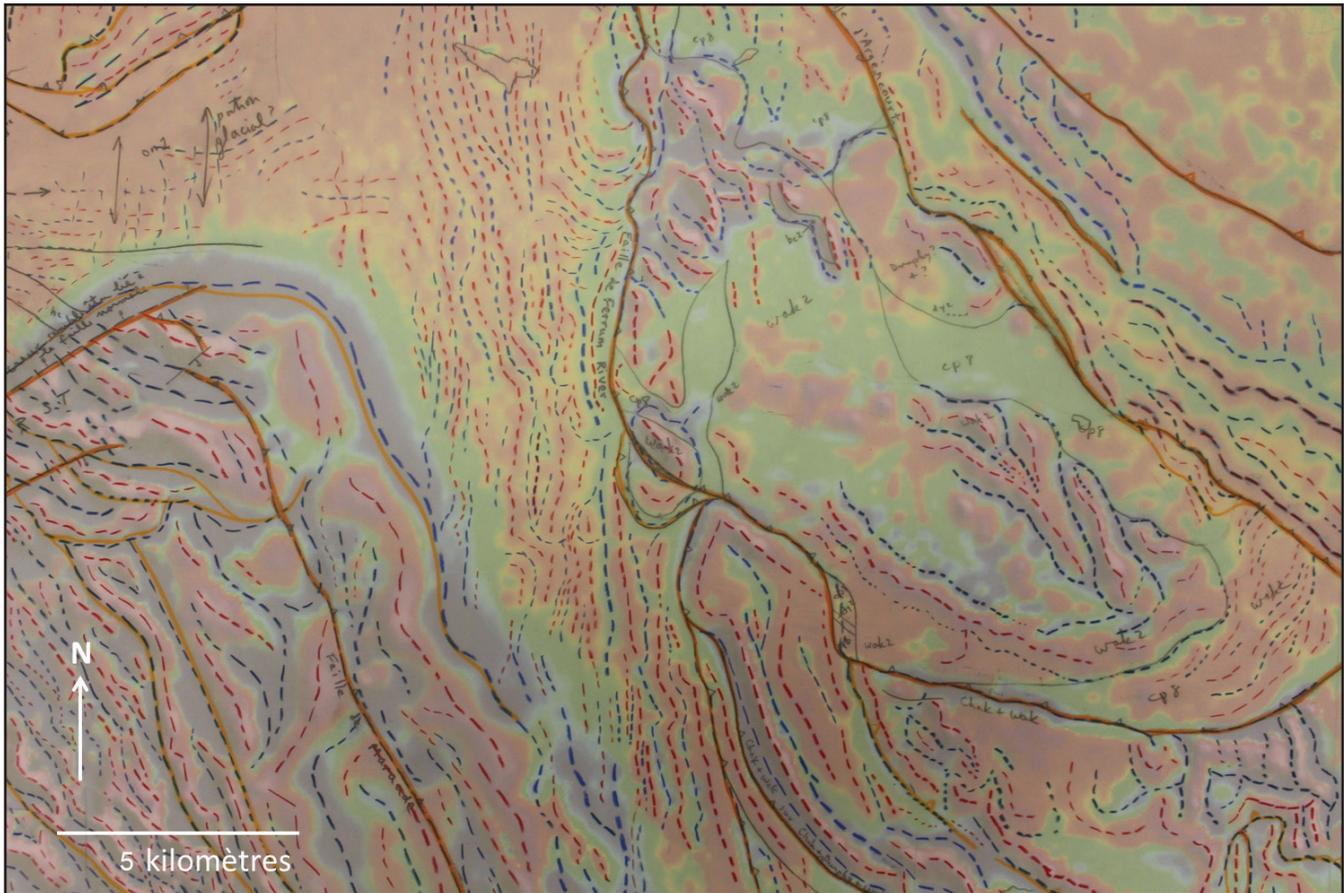


FIGURE 7 – Exemple de traçage des anomalies du gradient magnétique vertical (tirets rouges et bleus) et des failles ou des contacts interprétés (lignes orange). Détail du feuillet 24C01 (Lac Otelnuk).

alors que la présence de discontinuités marquait l'existence de failles importantes.

Les cartes géologiques d'origine comportaient typiquement plusieurs failles et plis. Ces structures ont généralement été intégrées à la Carte interactive. Là où nous avons constaté une contradiction entre le schéma stratigraphique et l'agencement des formations cartographiées initialement, l'ajout d'un pli ou d'une faille de chevauchement a souvent permis d'éviter une entorse aux relations stratigraphiques. Toutefois, quelques problèmes n'ont toujours pas été résolus de façon satisfaisante, entraînant certaines lacunes dans la Carte interactive.

Les cartes géologiques d'origine ont été essentielles à la définition des contacts. Ainsi, nous avons utilisé les unités et les affleurements cartographiés comme repères pour les interpolations et les extrapolations géologiques. À l'occasion, un seul affleurement figurant sur la carte a été jugé suffisant pour tracer une unité lithostratigraphique d'étendue importante.

La révision de la carte a été associée à une mise à jour de la légende stratigraphique. Ce travail consistait à s'assurer que la description de l'unité affichée sur la Carte interactive correspondait bien à la description fournie sur la carte d'origine. En raison du grand nombre de cartes couvrant la Fosse, une unité stratigraphique donnée comporte souvent de nombreuses sous-unités informelles dont plusieurs sont redondantes. Nous avons commencé à simplifier et à uniformiser la légende, mais le gros du travail reste toutefois à être terminé. Les diverses unités stratigraphiques de la Fosse sont décrites sous la forme de fiches dans le Lexique stratigraphique du Québec (<https://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/>).

Interprétation des failles de chevauchement

Les traces des failles de chevauchement (p. ex. Dahlstrom, 1969; Boyer et Elliott, 1982; McClay, 1992) sont souvent difficiles à détecter lors des travaux de cartographie parce que : (1) elles sont, dans bien des cas, parallèles aux strates, (2) les mouvements relatifs entre les compartiments contigus sont souvent subtils, (3) les répétitions stratigraphiques ne sont pas toujours évidentes et (4) les failles se situent souvent dans des dépressions topographiques remplies de dépôts meubles. Il est donc probable que plusieurs failles de chevauchement n'ont pas été observées sur le terrain.

De façon générale, nous avons traité les anomalies géophysiques curvilinéaires comme des éléments équivalents (c'est-à-dire, des indicateurs indirects ou des substituts — des *proxies*) d'unités stratigraphiques. Ainsi, une anomalie géophysique tronquée par une autre anomalie suggère la présence d'une faille séparant les deux anomalies. Une fois que la présence d'une faille a été établie, nous l'avons prolongée dans les deux directions à partir du point de troncature aussi loin que cela semblait raisonnable. Nous avons essayé de ne pas ajouter des failles inutilement.

Dans le cas où l'interprétation tirée de la carte magnétique semblait contredire la carte géologique d'origine, nous avons généralement privilégié la carte géologique (si le nombre d'affleurements le justifiait) en ce qui concerne le tracé précis d'un contact ou d'une faille de chevauchement. L'importance donnée aux affleurements se traduit parfois par un tracé qui traverse ou recoupe une anomalie géophysique; un exemple est visible à l'ouest du lac Francine (à l'ouest de Kuujuaq) aux coordonnées 58° 04' N, 69° 18' W, où le tracé de la Faille de Rachel recoupe une anomalie du gradient vertical.

Nous avons assumé que les failles de chevauchement en série (voir la section « Sommaire de la géologie de la Fosse du Labrador ») recouperont la séquence stratigraphique vers le haut et non pas vers le bas (Boyer et Elliott, 1982; Morley, 1988). Un tel mouvement fait en sorte que des roches plus vieilles surmontent structurellement les roches plus jeunes. En revanche, une faille de charriage hors série peut recouper la séquence vers le bas et ainsi placer des roches plus jeunes au-dessus de roches plus vieilles (Morley, 1988). Ces deux types de failles de chevauchement ne sont pas distinguées sur la Carte interactive.

Nous présentons ci-dessous quelques images saisies de la Carte interactive qui illustrent l'approche interprétative utilisée (figures 8, 9, 10 et 11).

Interprétation des plis

En raison d'un manque d'affleurements, la présence de plis n'a parfois pas été reconnue au cours de la cartographie originale. Lors de la présente révision, les cartes géophysiques à haute résolution se sont avérées essentielles pour la mise en carte de tels plis. Nous présentons ici deux exemples.

Le premier exemple est localisé au sud du lac Dunphy, dans le centre de la Fosse (feuillet 24B03, 24B04, 23O13, 23O14). Les cartes géophysiques ont permis de reconnaître un grand pli replissé qui n'avait pas été observé auparavant en raison de l'abondance de dépôts quaternaires (figure 12a; voir le feuillet du lac Cramolet dans Dimroth, 1978). À l'aide de la carte du gradient magnétique (figure 12b), nous avons interprété la présence de ce pli qui s'enracine dans une faille de chevauchement, la Faille d'Argencourt (figure 12c); le pli s'est probablement formé durant la propagation de la faille. La forme en crochet du pli est probablement due à un changement des contraintes tectoniques durant sa formation. La forme et le contexte géologique de cette structure sont tout à fait comparables à ceux d'un grand pli replissé cartographié par Baragar (1967) près du lac Tait, au NW du lac Attikamagen (55° 05' N, 66° 45' W). Ce dernier pli s'enracine dans la Faille de Ferrum River, une faille de chevauchement d'importance régionale.

Dans le second exemple, la carte du gradient magnétique vertical montre la présence de deux plis synclinaux au sud du lac Dietrich, dans la partie centrale de la Fosse (figures 13a et 13b; feuillet 24F02). Ces plis n'avaient pas été reconnus par Hashimoto (1964) (figure 13c). Selon notre interpréta-

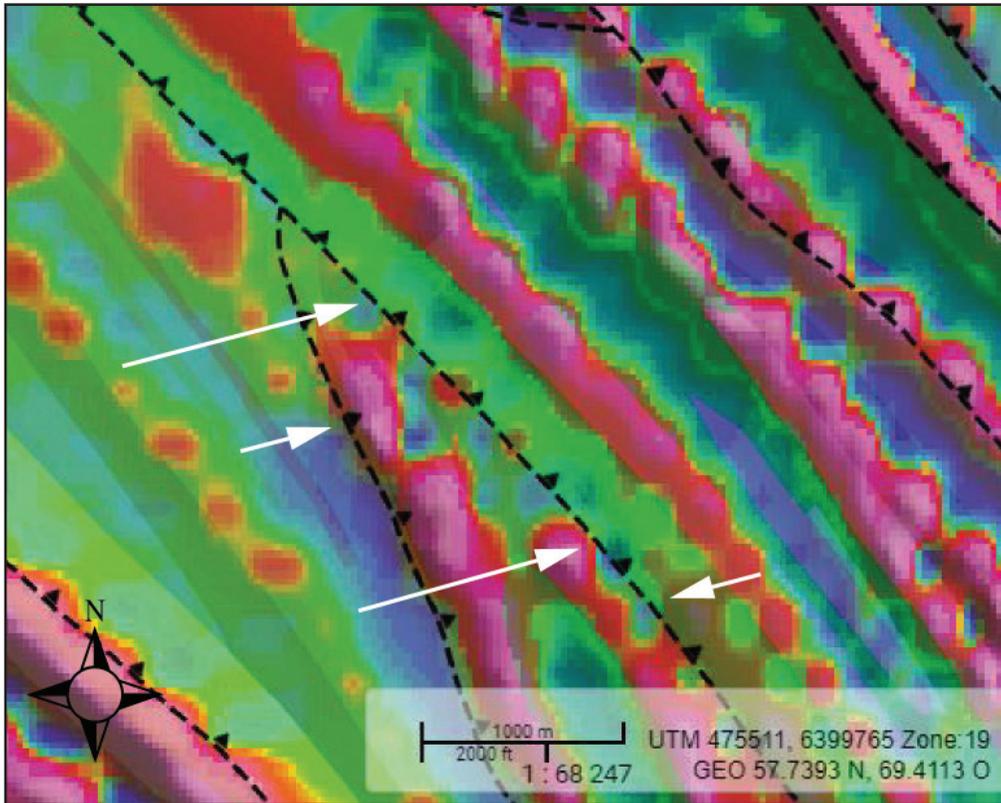


FIGURE 8 – Exemple de carte du gradient magnétique vertical montrant deux anomalies tronquées (indiquées par les grandes flèches) par une anomalie continue (feuillet 24F11). Nous avons placé à cet endroit une faille de chevauchement parallèle à l’anomalie située dans le toit de la faille interprétée. L’image montre également d’autres recouvrements d’anomalies plus subtils (indiqués par les petites flèches). Image extraite de la Carte interactive le 29 juillet 2019.

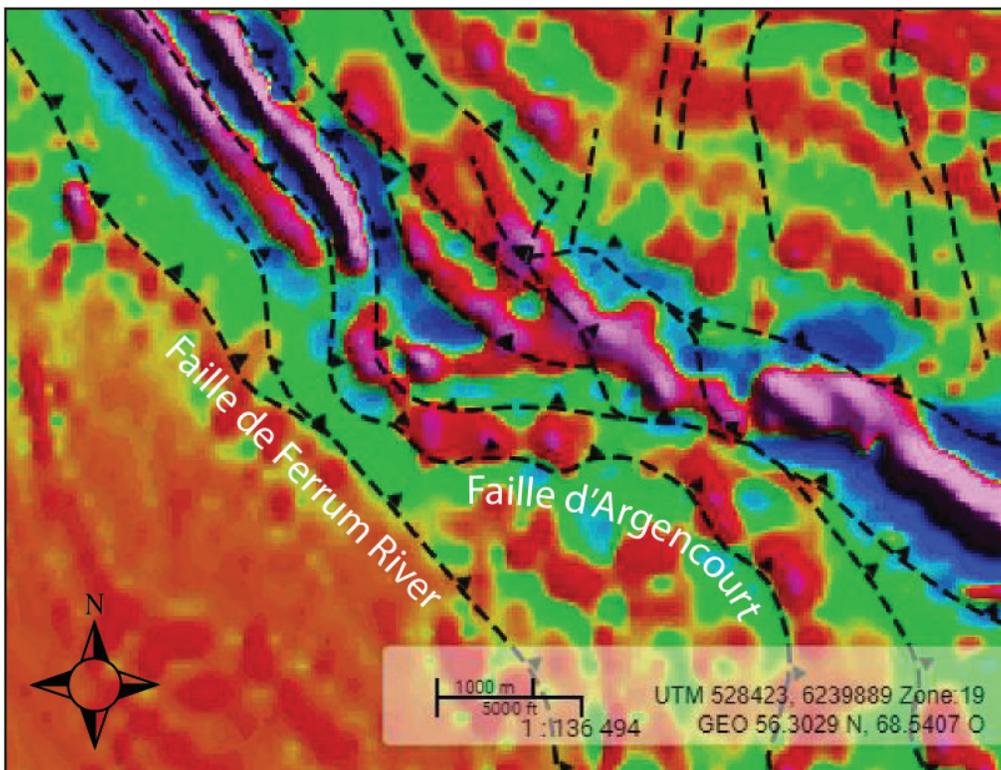


FIGURE 9 – Failles de chevauchement tracées à l’aide du gradient magnétique vertical dans une zone imbriquée associée à la Faille de Ferrum River au NE du lac Chakonipau (feuillet 24C08). Image extraite de la Carte interactive le 15 novembre 2019.

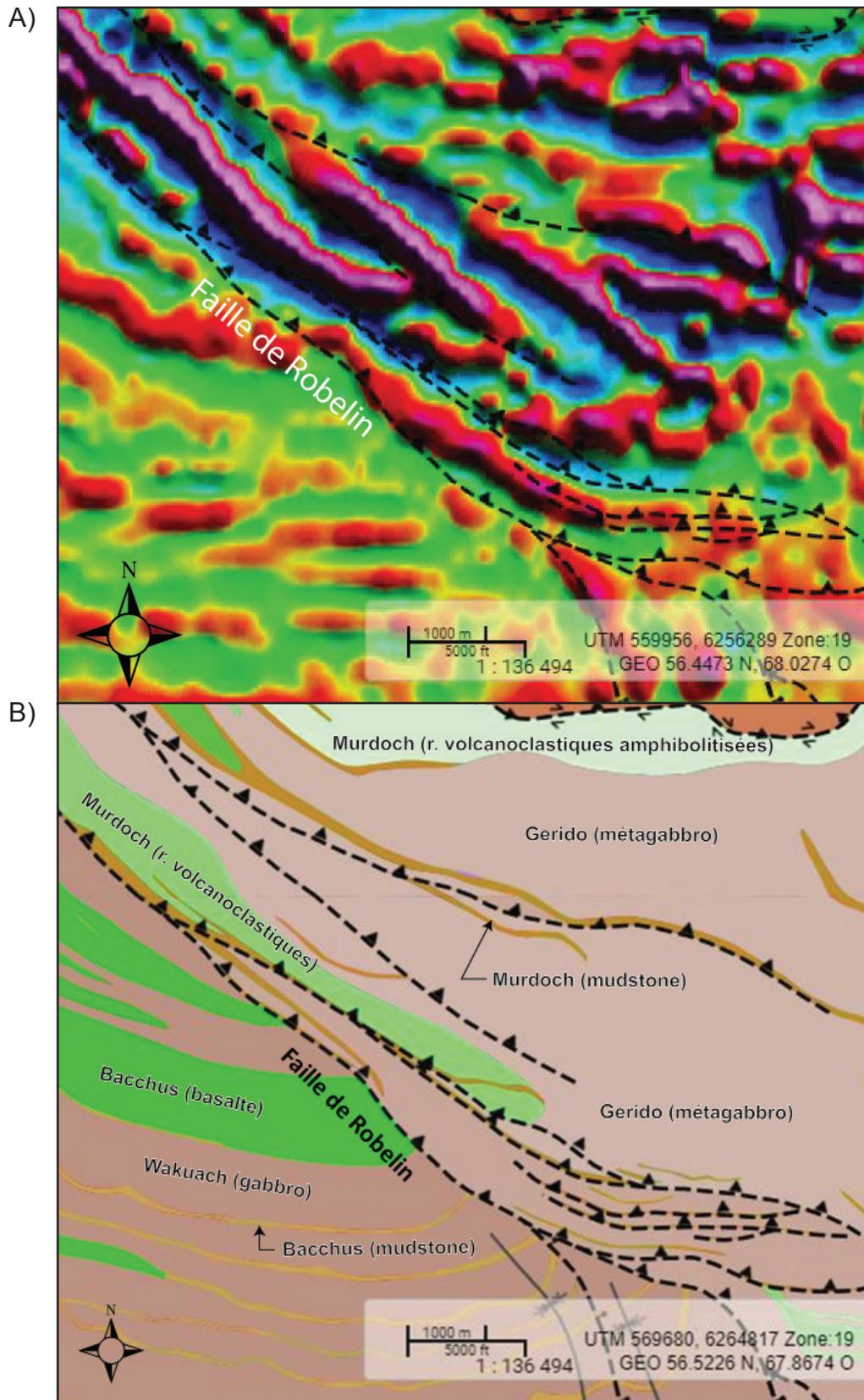


FIGURE 10 – Exemple montrant plusieurs anomalies de la carte du gradient magnétique vertical tronquées par d’autres anomalies, entre les lacs Nachicapau et Romanet (feuillelet 24B05). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur. Il s’agit d’une zone où la séquence stratigraphique, composée des roches volcaniques mafiques et des roches sédimentaires associées de la Formation de Murdoch, a été imbriquée par une série de failles de chevauchement associées à la Faille de Robelin, une faille hors série. Les roches relativement jeunes du Murdoch surmontent structurellement les roches relativement vieilles de la Formation de Bacchus. Le secteur est situé au NW du Dôme de Wheeler. Images extraites de la Carte interactive le 24 décembre 2019.

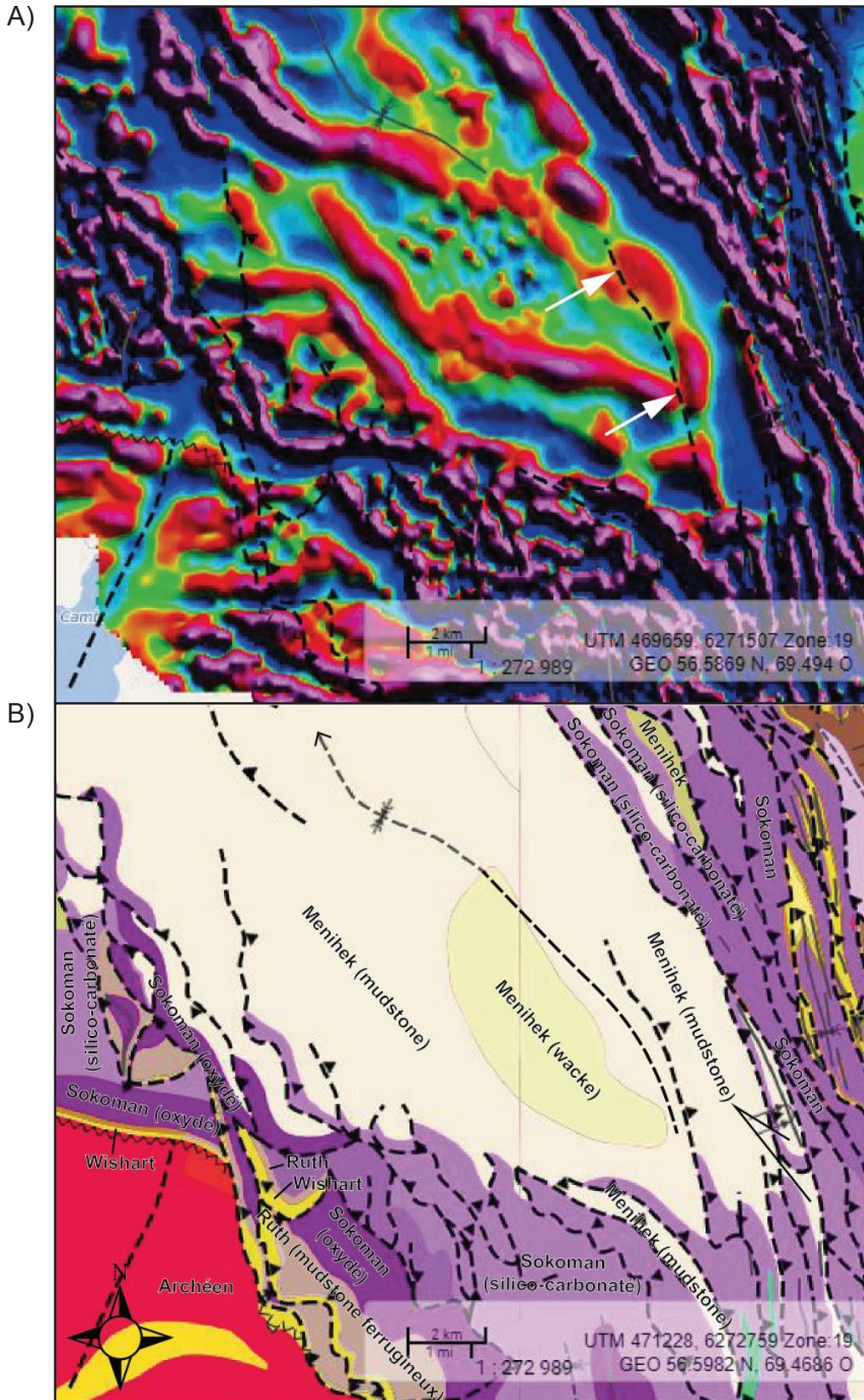


FIGURE 11 – Failles de chevauchement et structure synclinale du lac de l’Hématite (56° 32’ N; feuillet 24C07 et 24C10). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dressler, 1979). La carte du gradient magnétique de ce secteur révèle l’effet d’une faille de chevauchement sur certaines anomalies associées à la Formation de Menihék qui forme le cœur du synclinal. Cette faille recoupe le synclinal près de sa charnière, « cassant » les anomalies de façon nette (flèches de la figure 11a). D’autres failles de chevauchement se sont développées dans le flanc oriental du synclinal, ce qui fait chevaucher ce flanc sur le flanc occidental. La signature magnétique du Menihék se distingue aisément de celle du Sokoman. Cette structure synclinale est discutée plus en détail à la section « Imbrication dans le Synclinal du Lac de l’Hématite ». Images extraites de la Carte interactive le 27 mars 2020.

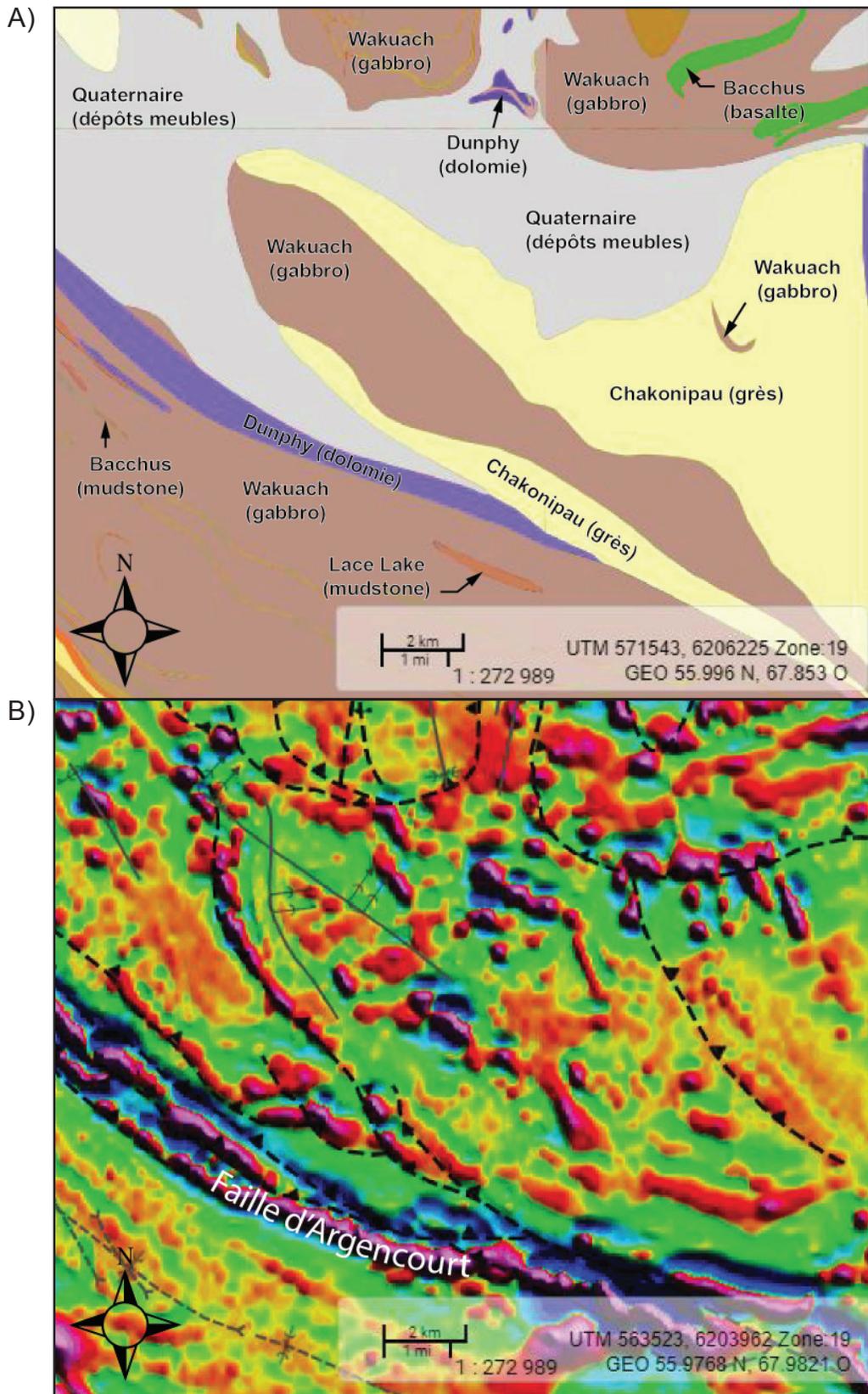


FIGURE 12 – Interprétation d’un grand pli replissé au SE du lac Dunphy (55° 57’ N; feuillets 24B03, 24B05, 23O13 et 24O14). (a) Carte géologique avant la réinterprétation. Des dépôts quaternaires couvrent une grande partie de la carte. (b) Carte du gradient magnétique vertical. La disposition des anomalies suggère la présence d’un grand pli en forme de crochet. Ce pli ne pouvait pas être observé sur le terrain à cause de l’abondance de dépôts meubles.

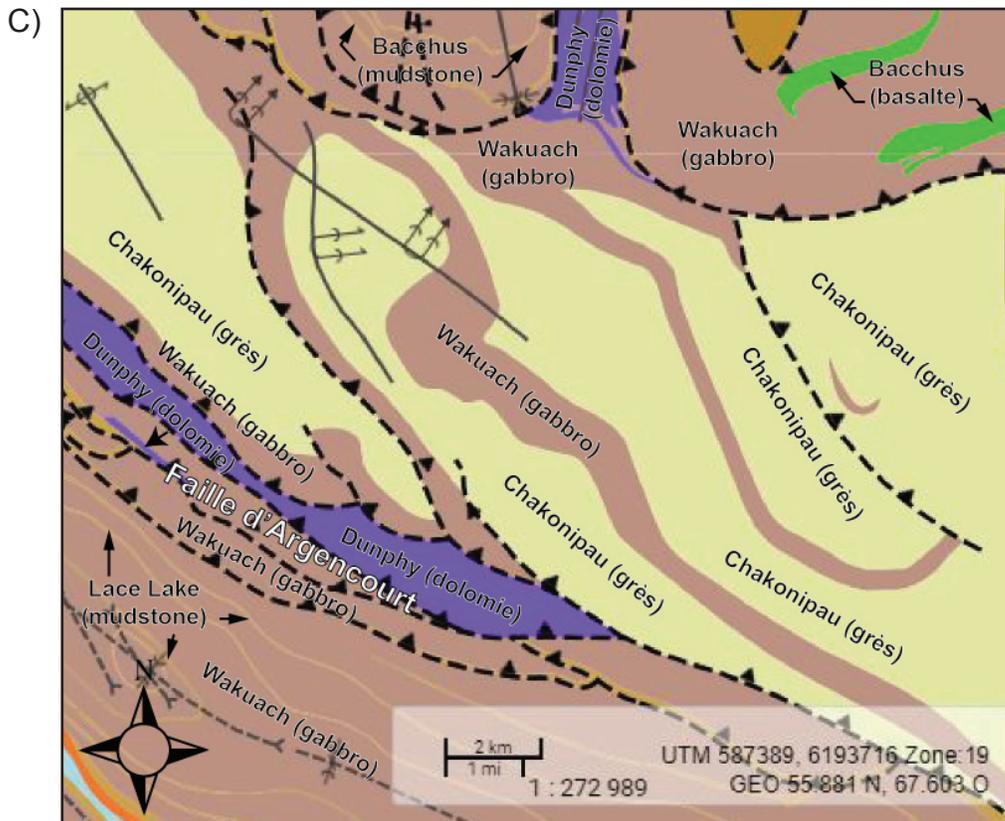


FIGURE 12 (SUITE) – Interprétation d’un grand pli replissé au SE du lac Dunphy (55° 57’ N; feuillets 24B03, 24B05, 23O13 et 24O14). (c) Carte géologique réinterprétée montrant un grand pli replissé affectant les arkoses de la Formation de Chakonipau et les filons-couches gabbroïques de la Suite intrusive de Wakuach. Noter que le pli s’enracine dans la Faille d’Argencourt, une faille de chevauchement majeure. Il aurait été replissé en forme de crochet probablement durant la propagation de la faille. Images extraites de la Carte interactive le 5 août 2019 (figure 12a) et le 16 mai 2020 (figures 12b et 12c).

tion, la répétition des unités sédimentaires de la Formation de Baby est due à la présence de failles de chevauchement parallèles au litage. Plus tard, ces failles ont été plissées avec les strates du Baby. Nous avons également interprété que le toit de chacun de ces plis est recoupé par une faille de chevauchement. Ce sont donc des systèmes de plis-failles.

Pièges

La nature de certaines anomalies magnétiques peut compliquer l’interprétation de la carte géologique. Nous énumérons quelques pièges potentiels :

- Une anomalie magnétique n’est pas nécessairement associée aux roches exposées en surface, c’est-à-dire celles qui définissent la carte géologique, mais peut, dans certains cas, être attribuable à des roches localisées en profondeur (voir chapitre suivant).
- Il est généralement difficile d’identifier la lithologie associée à une anomalie magnétique donnée. Ainsi, il n’est pas aisé de distinguer un niveau de formation de fer d’un filon-couche de gabbro.

- Une anomalie magnétique n’est pas nécessairement liée à une caractéristique primaire de la roche, par exemple la stratification, mais peut être liée à un phénomène secondaire, telle une altération associée à un clivage ou à la fracturation (voir chapitre suivant).
- La magnétite concentrée dans les dépôts fluviaux récents peut engendrer des anomalies magnétiques équivoques (voir chapitre suivant).
- De même, les concentrations de magnétite dans les tills glaciaires peuvent créer des anomalies magnétiques. De telles anomalies peuvent être confondues avec celles dues aux roches sous-jacentes ou masquer le signal de ces dernières (voir chapitre suivant).
- Si la couverture de dépôts meubles est très épaisse ou si la profondeur des lacs est importante, les anomalies magnétiques dues aux roches peuvent être voilées ou masquées, rendant l’interprétation de la géologie à partir des cartes géophysiques difficile, voire impossible (p. ex. le secteur du lac de la Moraine [feuille 24C07], les plaines sablonneuses bordant la rivière Koksoak [24F14] et le secteur des grands lacs Chakonipau et Castignon [24C01, 24C02, 24C07 et 24C08]).

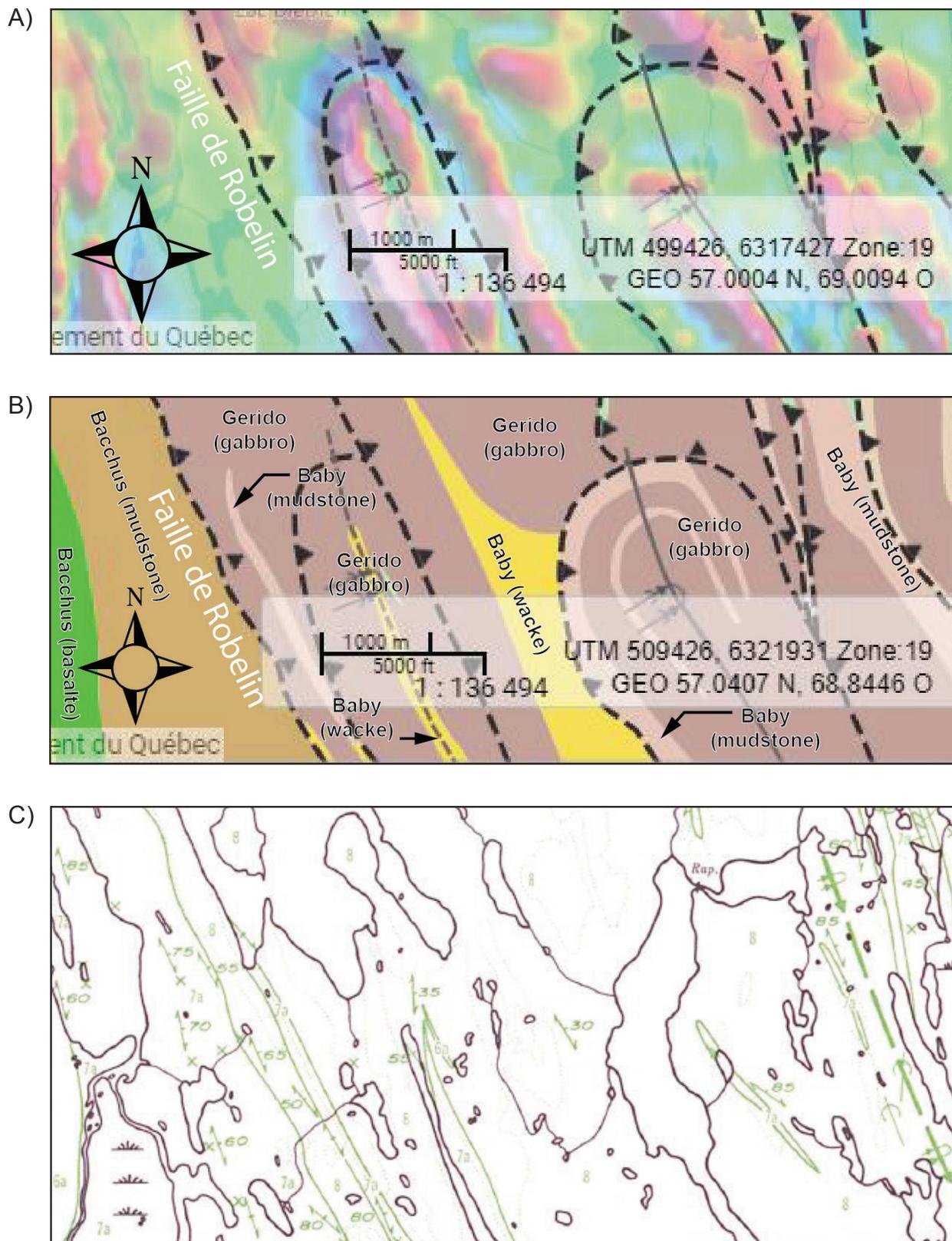


FIGURE 13 – Interprétation de plis dans le secteur du lac Dietrich ($57^{\circ} 1' N$, $68^{\circ} 43' W$; feuillet 24F02). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Géologie réinterprétée à l'aide de la carte du gradient magnétique vertical. (c) Carte géologique du même secteur, d'après Hashimoto (1964). Dans la figure 13c, aucun pli n'est cartographié, probablement dû à l'abondance de dépôts quaternaires. Les anomalies dans la figure 13a suggèrent la présence de deux plis synclinaux. Comme montré par la carte géologique réinterprétée (figure 13b), les unités sédimentaires de la Formation de Baby ont été répétées par des failles de chevauchement et ensuite plissées. Le toit de chacun des plis est recoupé par une autre faille de chevauchement. Images 13a et 13b extraites de la Carte interactive le 24 mars 2020.

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES DÉCOULANT DE LA RÉVISION DES CARTES DE LA FOSSE DU LABRADOR

Persistance de la signature magnétique archéenne du Supérieur dans la Fosse du Labrador

Près du contact avec la Province du Supérieur, l'épaisseur des unités de la Fosse est peu importante. Il est donc encore possible de reconnaître la signature magnétique des granites et des gneiss archéens sous-jacents à travers la couverture paléoprotérozoïque. Ainsi, on discerne par endroits la projection des failles, des linéaments et des unités fortement magnétiques du Supérieur sous les roches de la Fosse. Le secteur au sud du lac Napier (57° 42' N; figure 14) en est un exemple (voir aussi les sections « Faille de Garigue » et « Failles normales »).

Cette signature magnétique peut également permettre de discerner des écailles de granite archéen incorporées tectoniquement dans la séquence volcano-sédimentaire de la Fosse. Au SE du lac La Lande (57° 3' N; feuillets 24F02 et 24F03), une fenêtre structurale laisse paraître une masse de granite archéen surmontée en discordance d'érosion par des unités du premier cycle de la Fosse (figure 15b; Dressler, 1979). La bordure NW du granite correspond à une faille normale. L'intensité magnétique (figure 15a) s'estompe vers le NE, suggérant que le granite forme une écaille ou un panneau enfouis de plus en plus profondément dans cette direction (c.-à-d. son pendage présente un angle faible vers le NE).

Amélioration de la cartographie de la Formation de Sokoman

Grâce au fort magnétisme de la formation de fer de la Formation de Sokoman (particulièrement du faciès à oxydes), nous avons pu mieux suivre l'unité dans les secteurs pauvres en affleurements (figures 16a et 16b). La signature magnétique associée au Sokoman suggère que la formation est typiquement affectée par une série d'imbrications délimitées par des failles de chevauchement.

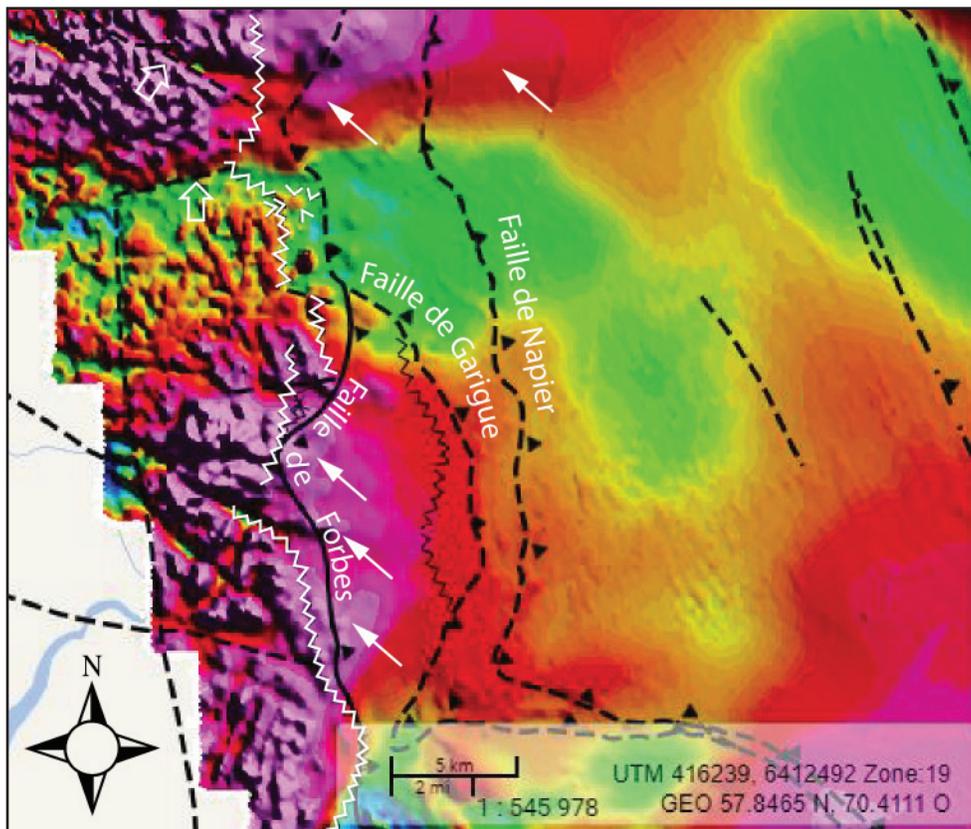


FIGURE 14 – Carte du champ magnétique résiduel entre le lac Napier et la rivière aux Mèlèzes, dans le nord de la Fosse (57° 42' N, 70° 2' W; feuillets 24E9, 24E16, 24F12 et 24F13). Dans ce secteur, les formations de Denault, de Menihék et de Chioak ont un faible pendage vers l'est et sont relativement peu magnétiques comparées aux granites et aux gneiss du craton du Supérieur. Les anomalies magnétiques produites par les roches archéennes sont facilement visibles (flèches minces) à travers la couche mince de roches sédimentaires de la Fosse pour une distance de 5 à 10 km à partir de la limite ouest de la Fosse. Cette limite est indiquée par la ligne en zigzag qui correspond à la discordance d'érosion. Les prolongements de certains linéaments dans le Supérieur (flèches vides) peuvent aussi être discernés. Image extraite de la Carte interactive le 8 août 2019.

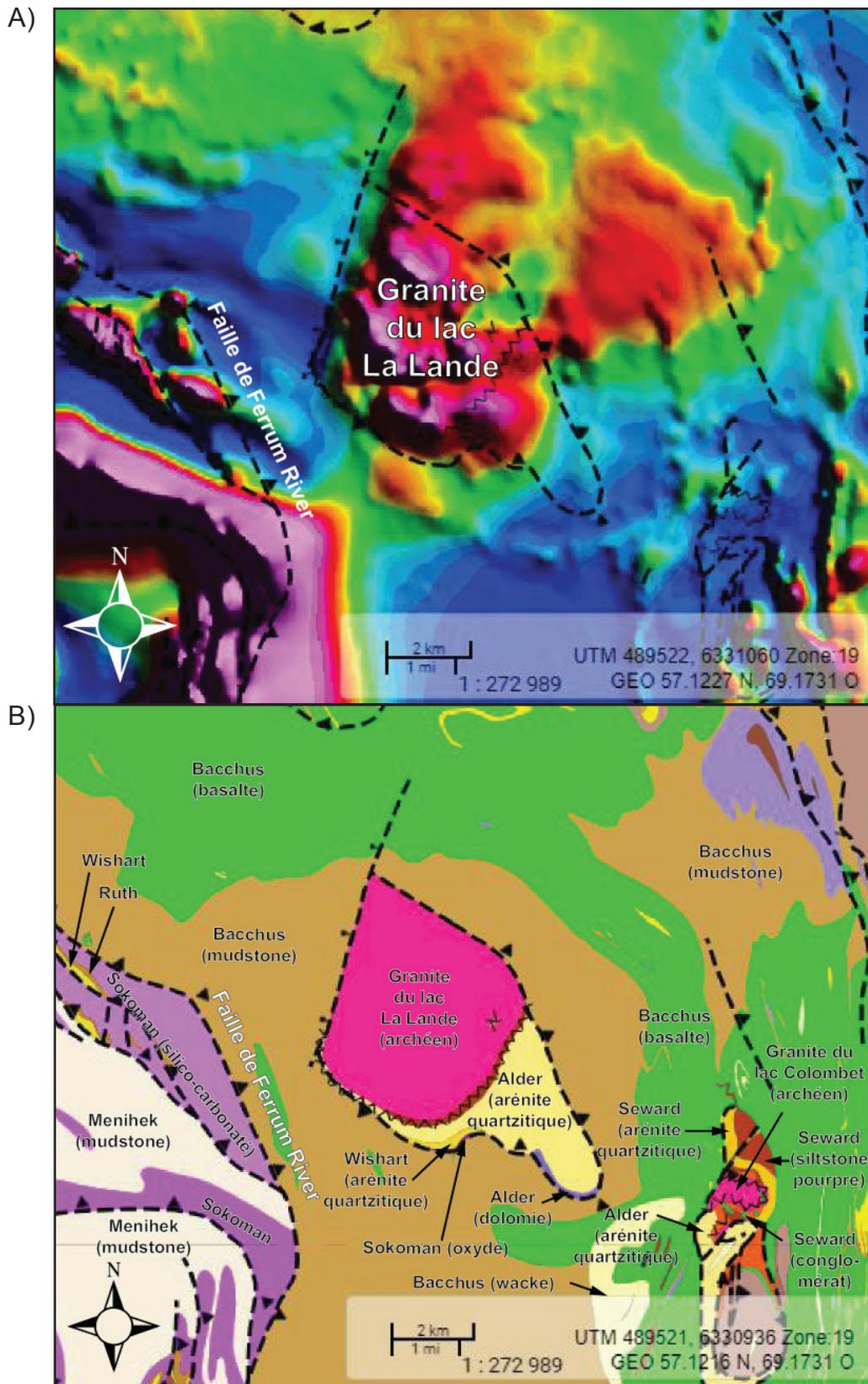


FIGURE 15 – Signature magnétique du socle archéen enfoui dans le secteur du lac La Lande ($57^{\circ} 3' N$, $68^{\circ} 59' W$; feuillets 24F02 et 24F03). (a) Carte du champ magnétique résiduel. (b) Carte géologique du même secteur montrant le granite archéen du lac La Lande, les roches sédimentaires du premier cycle en discordance d'érosion (ligne en zigzag) sur le granite (surtout la Formation d'Alder) et les roches volcaniques du premier cycle (Formation de Bacchus) en contact de faille de chevauchement (géologie basée sur Dressler, 1979). Le granite est limité au NW par une faille normale. La signature magnétique du granite se prolonge, s'élargit et devient progressivement moins forte vers le NE (figure 15a). Images extraites de la Carte interactive le 8 août 2019.

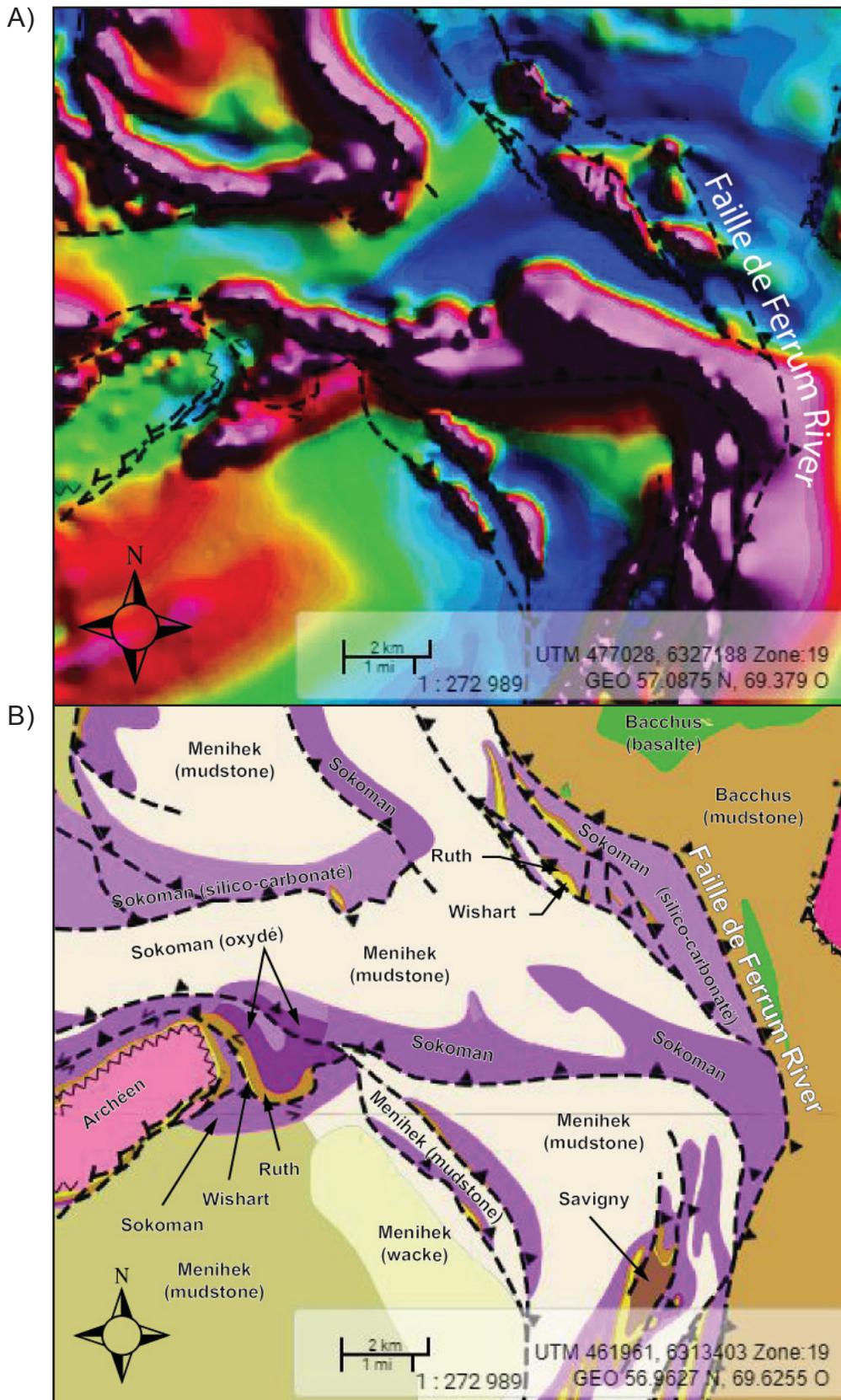


FIGURE 16 – Imbrication de la Formation de Sokoman à l’ouest du lac La Lande où la densité d’affleurements est faible (57° 1’ N, 69° 11’ W; feuillets 24F03 et 24C14). (a) Carte du champ magnétique résiduel. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dressler, 1979). Images extraites de la Carte interactive le 8 août 2019.

Commentaires sur les failles de chevauchement majeures

Les failles de chevauchement et les grands plis contemporains sont des manifestations du raccourcissement orogénique (p. ex. Harrison, 1952; Baragar, 1967; Harrison *et al.*, 1972; Goulet, 1986, 1987 et 1995; Boone et Hynes, 1990; Wares et Goutier, 1990b; Wardle *et al.*, 2002). Certaines failles de chevauchement définissent les limites des zones lithotectoniques de la Fosse (figure 4; Clark et Wares, 2004). Lors des travaux initiaux de cartographie géologique, l'importance des failles de chevauchement majeures n'avait pas toujours été pleinement évaluée. Leur présence rend difficile la corrélation transversale et longitudinale des unités stratigraphiques de la Fosse. D'ailleurs, des problèmes de ce type sont apparents dans le tableau des corrélations proposé par Dimroth *et al.* (1970, p. 52). Dans les sections qui suivent, nous commentons brièvement les caractéristiques et l'importance de quelques grandes failles de chevauchement de la Fosse, tout en faisant le lien avec les cartes géophysiques. Les failles sont présentées de l'ouest vers l'est, c'est-à-dire de l'avant-pays vers l'arrière-pays de l'orogène.

Faille de Garigue

La Faille de Garigue, une faille de chevauchement majeure du nord de la Fosse, a été cartographiée sur une distance de plus de 135 km à partir du lac aux Feuilles en direction sud (figure 6). La reconnaissance de cette faille (Clark, 1979; Budkewitsch, 1986) a mené à subdiviser la partie nord de la Fosse en une zone autochtone/parautochtone et une zone allochtone (Goulet, 1995). Elle a également permis de corréler la Formation de Denault du premier cycle, connue dans le sud de la Fosse (Harrison, 1952), avec la Formation d'Abner, identifiée au nord (Bérard, 1965). Initialement, la Formation d'Abner avait été attribuée à un troisième cycle de dépôt (Dimroth *et al.*, 1970). Ces avancées ont permis à Clark et Wares (2004) de corréler certaines unités du nord et du sud de la Fosse.

La Faille de Garigue juxtapose la Zone de Mélézes (allochtone), à l'est, aux zones de Schefferville (allochtone) et de Bérard (autochtone/parautochtone), à l'ouest (figure 4). La faille a transporté les dolomies de la Formation de Denault du premier cycle sur les formations du deuxième cycle et la molasse de la Formation de Chioak du troisième cycle (figure 17b). Le pendage de cette structure est faible et présente à un endroit un pendage de 9° (SIGÉOM, affleurement de géofiche 1979-TC-330). Un déplacement latéral minimal d'une vingtaine de kilomètres sur cette faille a aussi été estimé (Goulet, 1986). Elle est interprétée comme du type en série (Wares et Goutier, 1990b).

Le compartiment structural inférieur (le mur) de la Faille de Garigue comporte plusieurs unités, dont la Formation de Sokoman. Le contact inférieur de la Formation de Denault,

qui constitue le toit de la structure, présente des stries de faille, des zones de mylonite, des imbrications et des zones riches en graphite (Goulet, 1986). Une zone de broyage associée à la faille a été observée à l'est de l'extrémité nord du lac Imbault (environ 57° 56' N, feuillet 24E16; affleurement de géofiche 1979-TC-330). À cet endroit, la faille est marquée par une zone schisteuse et broyée d'un mètre d'épaisseur. L'anomalie magnétique reliée au Sokoman est visible à travers le couvert de la Formation de Denault formant le toit de la faille (figure 17a, flèche blanche la plus basse de la figure). Ce phénomène est dû au faible pendage de la Faille de Garigue et indique que le Sokoman s'étend vers le NE sous le compartiment chevauchant. Par endroits, on reconnaît également la signature magnétique associée à la Province du Supérieur superposée au patron typique de la Fosse (p. ex. la flèche vide à la figure 17a).

Failles de Maraude et de Stakit Lake

La Faille de Maraude est une faille de chevauchement importante localisée à l'ouest des lacs Oteluk et Wakuach (feuilles 24C01, 24C02 et 23N16; Dimroth, 1978) (figure 6). Vers le SE, elle devient la Faille de Stakit Lake (figure 6). La Faille de Maraude juxtapose la Zone de Schefferville (allochtone), à l'est, contre la Zone de Cambrien (autochtone/parautochtone), à l'ouest (figures 18 et 19b). Par l'entremise de cette faille et d'une autre faille plus à l'est, les roches allochtones des groupes de Pistolet et de Swampy Bay du premier cycle ont été charriées sur une séquence autochtone/parautochtone composée de roches du premier cycle (Groupe de Seward au Groupe de Pistolet) et du deuxième cycle (Groupe de Ferriman). Les fortes anomalies magnétiques produites par la formation de fer de Sokoman peuvent être discernées à travers les roches de la Formation de Menihek, sus-jacente au Sokoman, ainsi qu'à travers les roches du premier cycle dans le toit de la Faille de Maraude (figure 19a). On présume donc que la Faille de Maraude présente un pendage faible vers l'est.

La Faille de Stakit Lake, quant à elle, remonte les groupes de Swampy Bay et d'Attikamagen de la Zone de Schefferville sur le Groupe de Ferriman de la Zone de Tamarack (feuilles 23O03, 23O05 et 23O12; Baragar, 1967; Harrison *et al.*, 1972; Dimroth, 1978) (voir la section intitulée « Imbrication dans le secteur de Schefferville »). À l'est de la Faille de Stakit Lake, la Zone de Schefferville est très fortement imbriquée en raison des nombreuses failles de chevauchement qui s'enracinent dans un décollement basal (Wardle *et al.*, 1990).

Ainsi, les failles de Maraude et de Stakit Lake constituent les parties frontales d'un décollement basal qui marque le contact entre, d'une part, les roches volcano-sédimentaires allochtones de la Fosse et, d'autre part, le socle archéen du Supérieur ou les roches sédimentaires autochtones/parautochtones de la Fosse (figure 18).

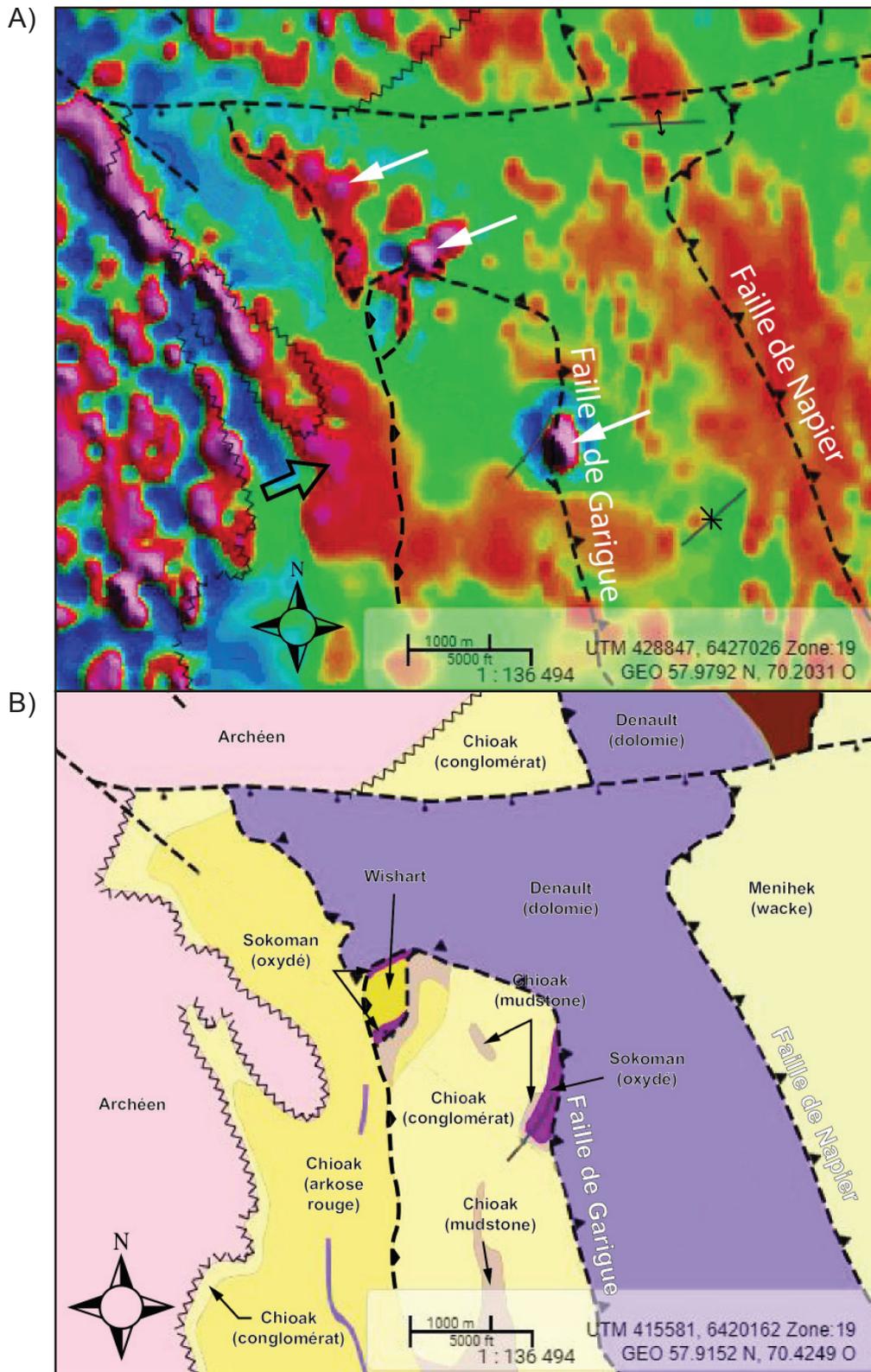


FIGURE 17 – Faïlle de Garigue dans le secteur du lac Imbault (57° 57' N; feuillet 24E16). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur montrant les discordances d'érosion (lignes en zigzag) et les faïlles (géologie basée sur Clark, 1979). À plusieurs endroits, le signal magnétique de la Formation de Sokoman est perceptible à travers la dolomie de la Formation de Denault qui forme une écaïlle chevauchant le Sokoman (flèches blanches). La signature magnétique des granites archéens du Supérieur peut aussi être discernée localement (flèche vide). Images extraites de la Carte interactive le 12 novembre 2019.

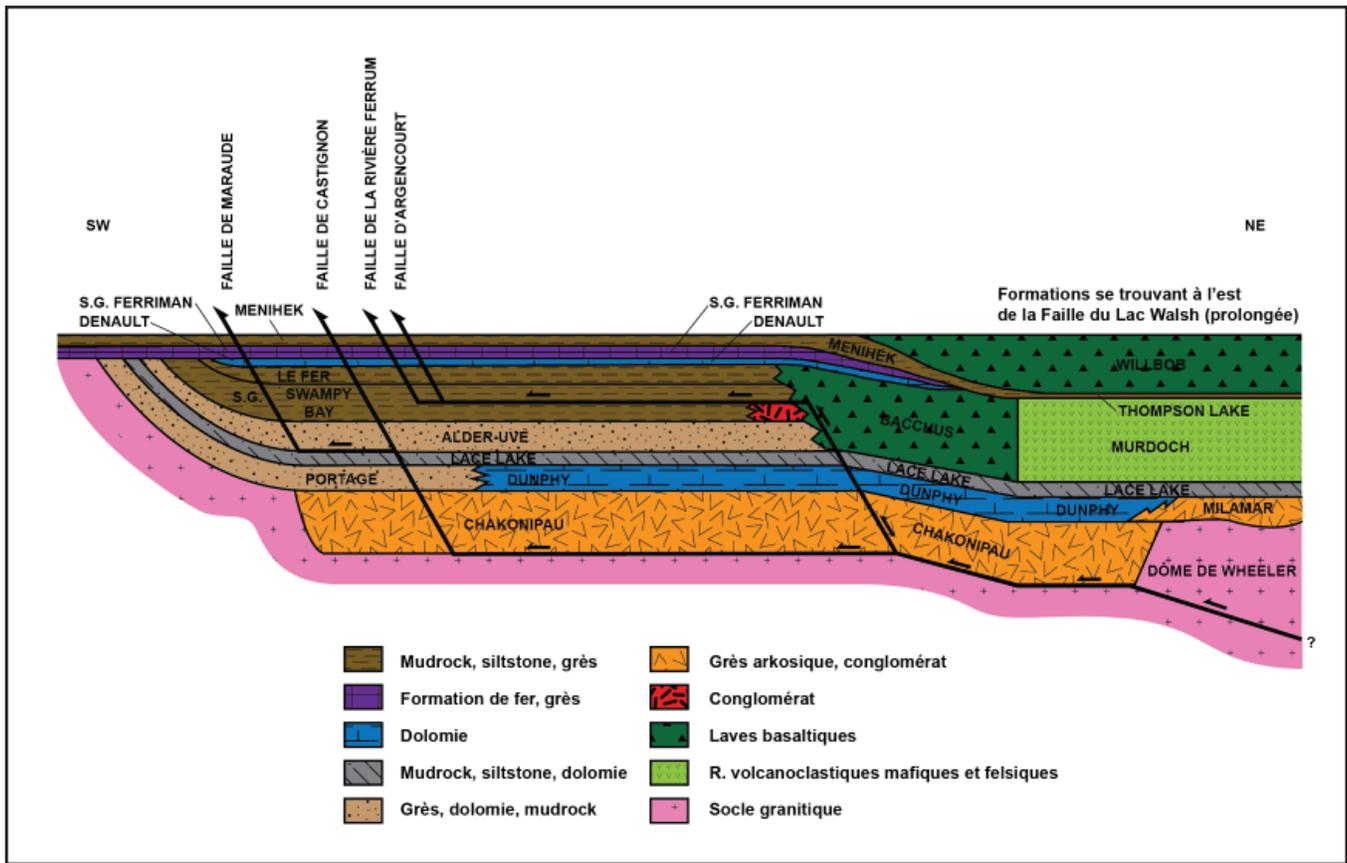


FIGURE 18 – Coupe schématique d’orientation SW-NE localisée environ à la latitude 56° 15’ N (redessinée de Clark, 1986, modifiée de Wardle et Bailey, 1981). La figure illustre l’hypothèse selon laquelle la séquence de bassin de rift Chakonipau-Dunphy-Lace Lake-Bacchus est charriée sur la plateforme de marge continentale, soit la séquence Chakonipau-Dunphy-Lace Lake-Alder-Uvé-Swampy Bay, par le biais de la Faille de Ferrum River. Les relations montrées dans la partie droite du diagramme sont discutées dans la section « Nouveau modèle paléogéographique-tectonique pour la partie centrale de la Fosse ». Cette figure suggère notamment que le Bacchus et le Murdoch sont des équivalents latéraux (Wardle et Bailey, 1981). On considère maintenant que ces formations appartiennent au premier et au deuxième cycle, respectivement, et qu’elles se sont formées dans deux bassins volcano-sédimentaires distincts (voir la section « Un modèle alternatif »). Le Ferriman est maintenant classé comme un groupe et non un sous-groupe (« S.G. » sur la figure).

Faille de Castignon

La Faille de Castignon marque la limite ouest de la Zone de Schefferville dans le secteur à l’est du lac Cambrien, dans la partie centrale de la Fosse (56° 25’ N; feuillet 24C02, 24C07 et 24C10) (figure 6). Grâce à cette faille, des roches des groupes de Seward et de Pistolet de la Zone de Schefferville (allochtone) ont été chevauchées sur des roches des groupes de Pistolet et de Swampy Bay de la Zone de Cambrien (autochtone/paraautochtone).

Près du lac Castignon, la faille superpose une séquence plissée constituée des formations de Lace Lake, d’Alder et d’Uvé (Groupe de Pistolet) sur la Formation des Hautes-Chutes (Groupe de Swampy Bay) (figure 20b; Dimroth, 1978). Les strates à l’est de la faille sont très fortement inclinées vers l’est ou vers l’ouest. La Formation de Lace Lake occupe le cœur d’un anticlinal renversé dans le toit de la faille. À cause du faible contraste magnétique entre les unités géologiques, la carte du gradient magnétique vertical est peu utile pour tracer les failles dans ce secteur (figure 20a). Entre les failles de Castignon et de Ferrum River, plus à l’est, on trouve une structure en duplex formée de plusieurs écailles chevauchantes composées surtout des groupes de

Seward et de Pistolet (figure 18; Carte interactive). Une faille de chevauchement qui fait partie du même système de failles que la Faille de Castignon semble être recoupée par la Faille de Ferrum River dans la baie septentrionale du lac Otelnuq (56° 13’ N). Ces relations structurales suggèrent un rajeunissement des failles d’ouest en est (*trailing fan*), tout comme dans le système de failles hors série qui caractérise la région à l’ouest de Kuujuaq (Wares et Goutier, 1990b; voir la section intitulée « Sommaire de la géologie de la Fosse du Labrador »).

Faille de la Rivière Nachicapau

La Faille de la Rivière Nachicapau est une faille affectant la partie interne de la Zone de Schefferville (figures 21a et 21b). Elle superpose le Groupe de Seward et la Formation de Lace Lake du premier cycle aux roches du Groupe de Ferriman (formations de Wishart, Sokoman et Menihek) du deuxième cycle. Ainsi, les grès arkosiques du Groupe de Seward formant la base du premier cycle surmontent structurellement les grès turbiditiques de la Formation de Menihek situés stratigraphiquement près du sommet du deuxième cycle. D’après le pendage des strates dans l’écaille

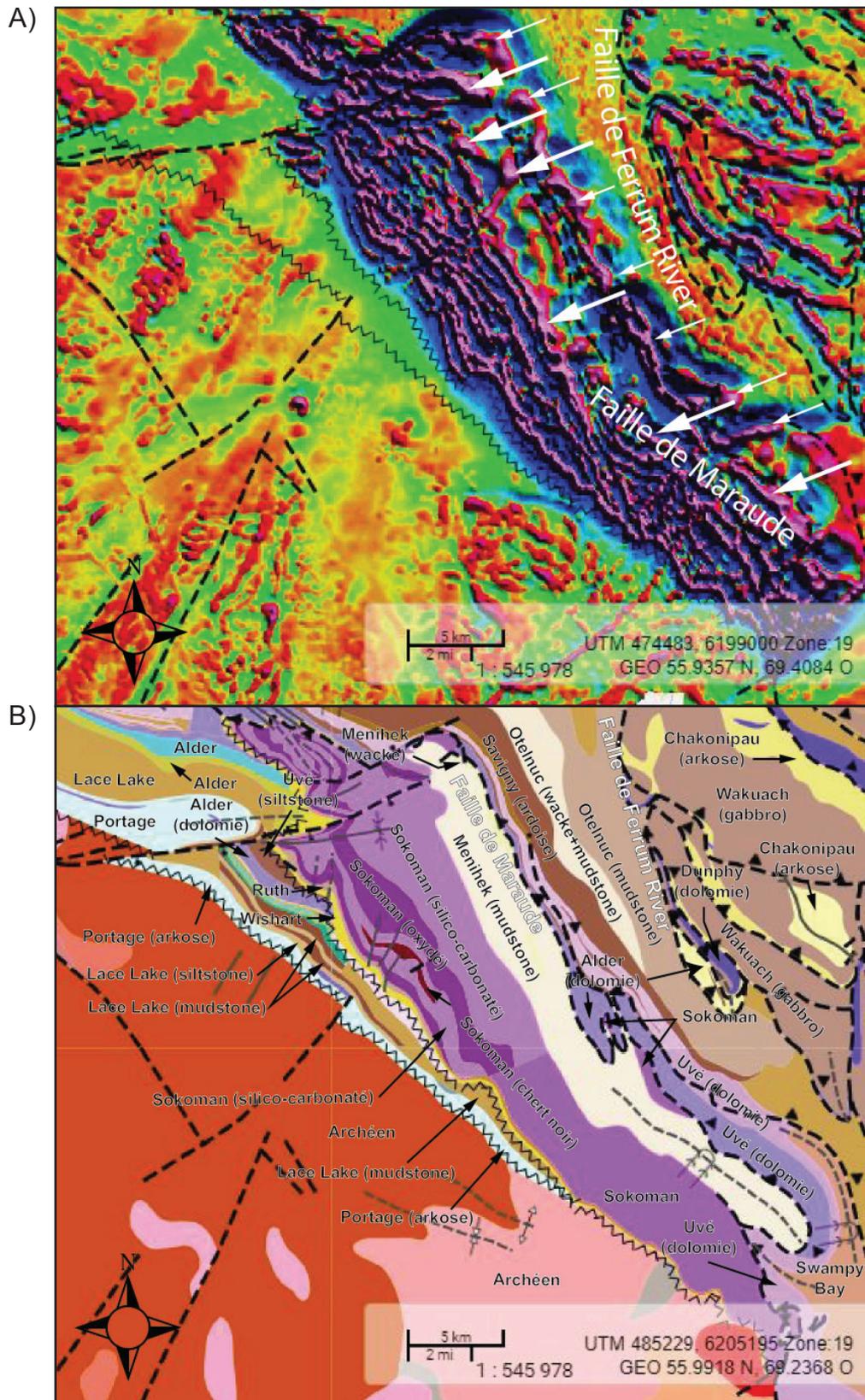


FIGURE 19 – Faille de Maraude à l’ouest du lac Otelnuk (56° N; feuillets 24C01, 24C02 et 23N16). (a) Carte du gradient magnétique vertical du secteur du lac Otelnuk. (b) Carte géologique du même secteur (basée sur Dimroth, 1978). Les anomalies immédiatement à l’ouest de la Faille de Maraude, dues à la Formation de Sokoman enfouie sous la Formation de Menihék, sont indiquées par les grandes flèches blanches, alors que celles localisées à l’est de la Faille de Maraude, qui sont également interprétées comme associées au Sokoman enfoui, sont marquées par les petites flèches blanches. Noter que les anomalies dans la zone d’affleurement du Sokoman sont généralement plus nettes que celles où le Sokoman est enfoui. Lignes en zigzag = discordance d’érosion. Images extraites de la Carte interactive le 25 novembre 2019.

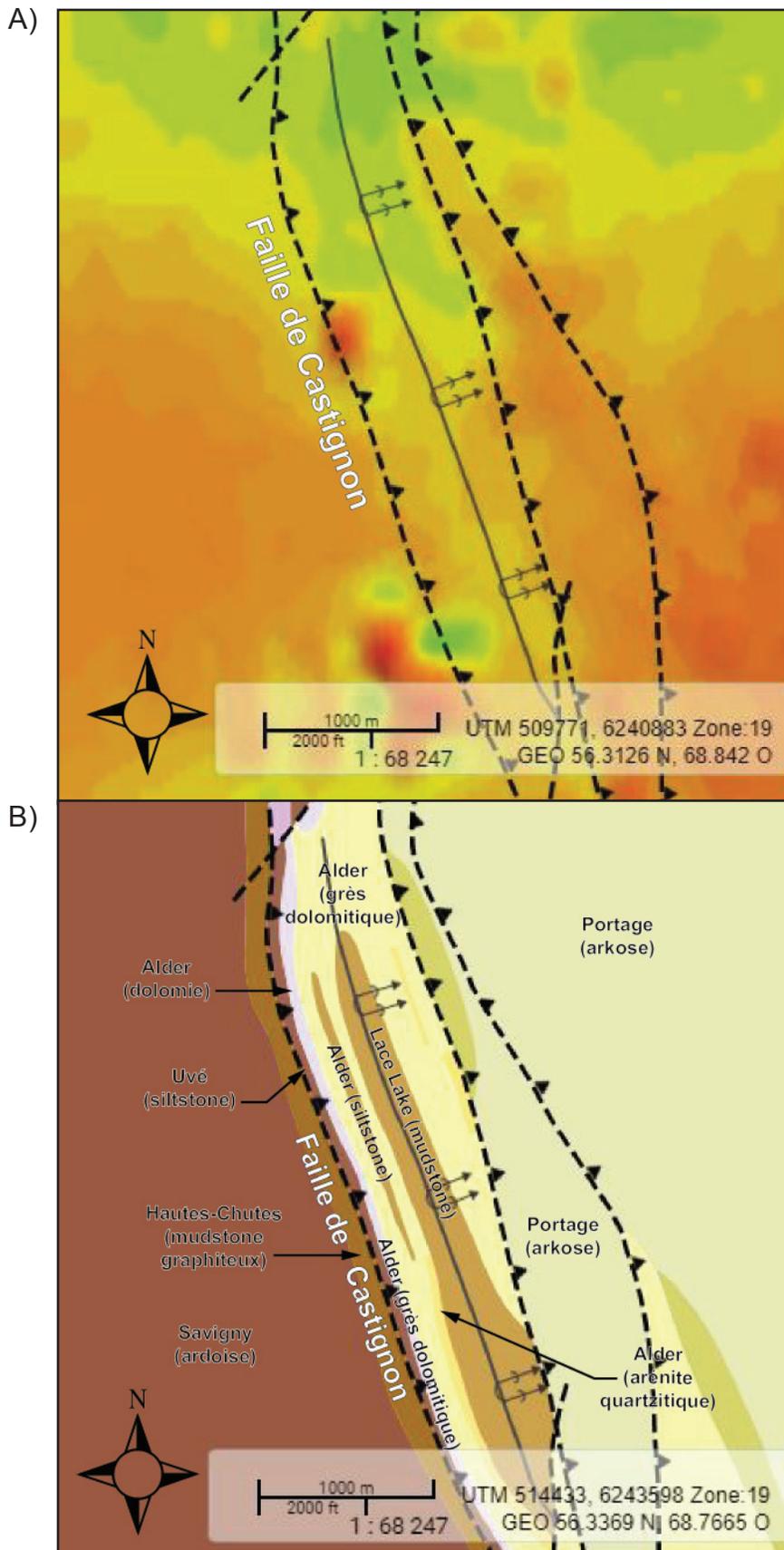


FIGURE 20 – Faille de Castignon et un anticlinal renversé dans le toit de la faille, à l’ouest du lac Castignon (56° 19’ N, 68° 42’ W; feuillet 24C07). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dimroth, 1978, carte du Lac de la Brèche). Images extraites de la Carte interactive le 23 novembre 2019.

supérieure, le pendage de la faille serait modéré, soit environ 45° vers le NE. La carte du gradient magnétique vertical met en évidence la troncature de la séquence imbriquée du deuxième cycle par la Faille de la Rivière Nachicapau (figures 21a et 21b). Cette faille semble faire partie du même système que la Faille de Castignon qui constitue la limite ouest de la Zone de Schefferville plus au sud. Les anomalies magnétiques associées au Sokoman enfoui sous les mudstones du Menihek peuvent être décelées dans les charnières des anticlinaux plongeant vers le NW.

La Faille de Ferrum River est une importante faille de chevauchement qui s'étend sur une distance de quelque 375 km (mesurée en ligne droite entre les feuillets 24F03 et 23I13) (figure 6). Elle forme la limite ouest de la Zone de Howse. À sa terminaison NW, il est possible qu'elle fasse partie d'un système de failles tronqué par la Faille de Robelin (section intitulée « Faille de Robelin »). À son extrémité SE (au Labrador), cette structure est plissée et tronquée par la Faille de Moss Lake (appelée Faille du Lac Walsh au Québec; section intitulée « Faille du Lac Walsh »).

Dans la partie centrale de la Fosse, la Zone de Howse (allochtone) consiste en une séquence du premier cycle composée du Groupe de Seward, de la Formation de Lace Lake (Groupe de Pistolet) et de la Formation de Bacchus (Groupe de Swampy Bay) qui s'est formée dans une zone de rift continental, puis de bassin marin. La Faille de Ferrum River a permis le transport de cet empilement sur les roches de la Zone de Schefferville (allochtone), elle-même composée de roches principalement de plateforme des groupes de Pistolet et de Swampy Bay du premier cycle (figure 18; voir la section intitulée « Un modèle alternatif »). Ainsi, la Faille de Ferrum River met en contact deux terrains très contrastés du point de vue de leur composition lithologique et de leur paléogéographie (Baragar, 1967; Dimroth, 1970a). Du point de vue structural, la Zone de Howse se présente comme un grand anticlinorium asymétrique comprenant plusieurs crêtes structurales (Baragar, 1967). La culmination de l'anticlinorium se trouve à une courte distance à l'est de la Faille de Ferrum River (feuillelet 23O02) (Baragar, 1967).

La zone frontale de la Faille de Ferrum River est fortement imbriquée au nord-est et à l'est du lac Chakonipau (feuillelet 24C08). Cette zone consiste en plusieurs écaillés à pendage faible à modéré composées d'arkose et de conglomérat de la Formation de Chakonipau ainsi que de gabbro de la Suite intrusive de Wakuach (figures 22a et 22b).

Une faille synsédimentaire a pu marquer la limite orientale de la plateforme du premier cycle (Wardle et Bailey, 1981). Durant le raccourcissement tectonique ultérieur, cette discontinuité aurait constitué un site privilégié pour le développement de la Faille de Ferrum River (Baragar, 1967). La faille prendrait racine loin à l'est, dans un décollement maître qui suivrait la surface supérieure enfouie du craton archéen (figure 18; Wardle *et al.*, 1990 et 2002; voir aussi la section intitulée « Un modèle alternatif »).

Le fait que la Faille de Ferrum River recoupe des structures de duplex dans le secteur des lacs Chakonipau et Castignon de la Zone de Schefferville semble confirmer l'interprétation selon laquelle cette faille est de type hors série, comme suggérée par Wardle *et al.* (2002).

Faille d'Argencourt

La Faille d'Argencourt est une faille de chevauchement de la Zone de Howse qui s'enracine dans la Faille de Ferrum River à l'est du lac Doutréleau (56° 31' N; feuillelet 24C09). Elle s'étend vers le SE sur une distance d'environ 135 km (feuillets 24C01, 24C08, 24C09, 24B04, 23O11, 23O13 et 23O14; Carte interactive). Dans le secteur au SE du lac Dunphy (55° 55' N; feuillelet 23O13), la faille charrie les formations de Chakonipau et de Dunphy sur la Formation de Bacchus. La Faille d'Argencourt était probablement active durant le chevauchement de la Zone de Howse sur la Zone de Schefferville, en partie par le biais de la Faille de Ferrum River.

À cause du plongement vers le sud-est de la majorité des grands plis dans cette partie de la Zone de Howse, il est possible d'observer l'extrémité avant (tip) de la Faille d'Argencourt à l'ouest du lac Chassin (55° 40' N; feuillelet 24O11). À cet endroit, la faille se termine dans un couple synclinal-anticlinal, l'anticlinal occupant le toit de la faille (figures 23a et 23b; Dimroth, 1978, carte du Lac Cramolet; Carte interactive). Cette relation entre le chevauchement et le plissement est une preuve que les grands plis de la partie centrale de la Fosse sont reliés à la propagation des failles de chevauchement et à la mise en place de la Zone de Howse par le biais de la Faille de Ferrum River.

Cette interprétation est toutefois différente de celle favorisée par Baragar (1967). Celui-ci a proposé que les plis associés à la Faille d'Argencourt se seraient formés en réponse au mouvement de chevauchement oblique du bloc à l'est de la Faille de Chassin (Zone de Hurst) sur la Zone de Howse (voir la section suivante).

Failles de Chassin et du Lac du Nord

Les failles de Chassin et du Lac du Nord (anciennement lac Northern) constituent un système de deux failles en échelon importantes dans l'est de la partie méridionale de la Fosse (entre 56° 02' N et 54° 45' N) (figure 6). Le système s'étend du lac Curaillon (feuillelet 24B03), dans le nord, jusqu'au lac Marion (23I13), dans le sud, soit une distance d'environ 165 km. Les failles juxtaposent la dolomie de la Formation de Denault ainsi que les roches sédimentaires du deuxième cycle de la Zone de Hurst, à l'est, et les roches volcano-sédimentaires de la partie supérieure du premier cycle (Formation de Bacchus) de la Zone de Howse, à l'ouest (figure 24b). Les failles ont été cartographiées par Baragar (1967) et apparaissent sur les cartes de Dimroth (1978). Ces structures n'ont pas été observées en affleurement (Baragar, 1967). Les failles de Chassin et du Lac du Nord sont situées

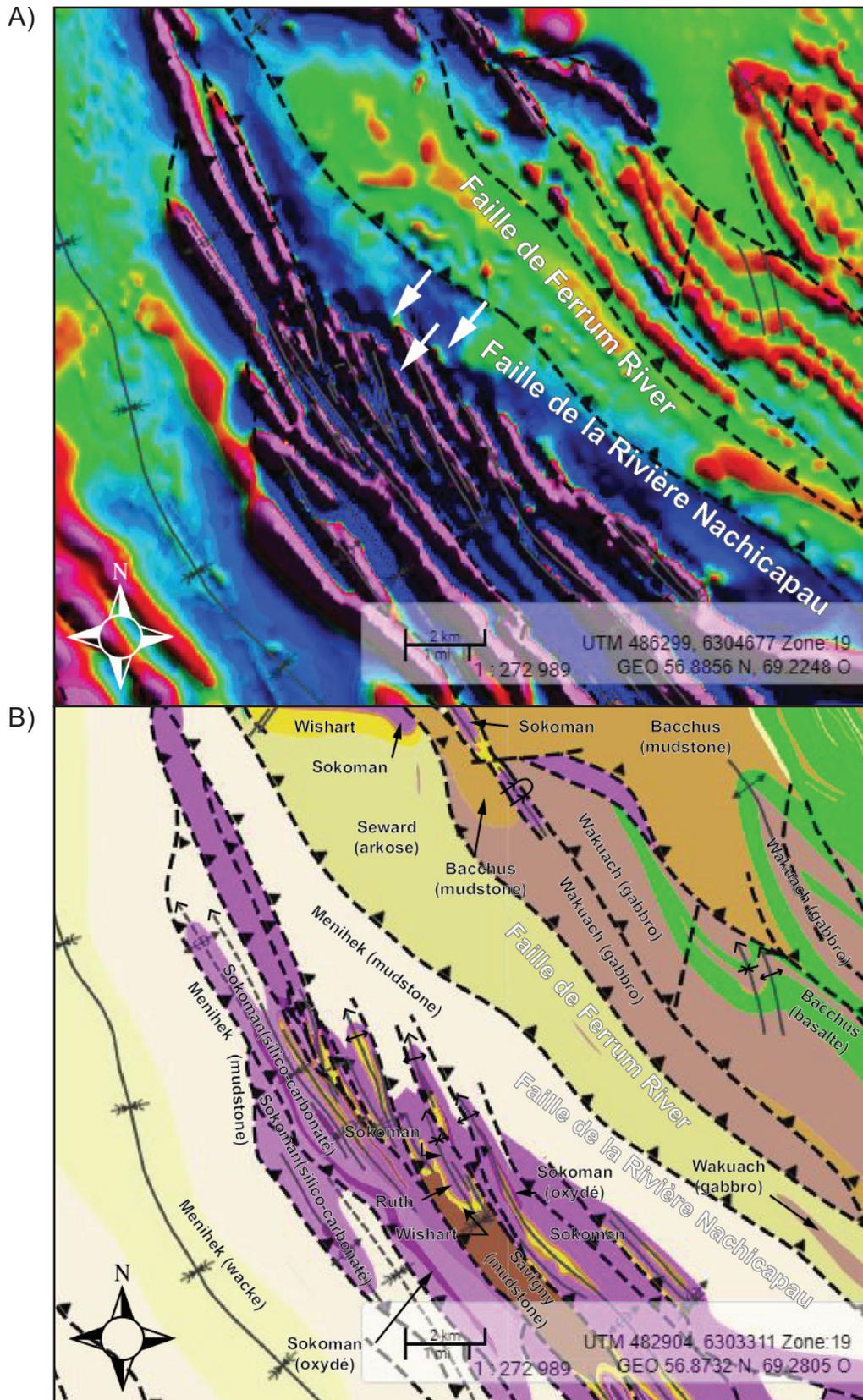


FIGURE 21 – Faille de la Rivière Nachicapau près du lac Canichico (56° 49' N; feuillet 24C14 et 24C15). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dressler, 1979). Les anomalies visibles dans les roches du Menihék là où le Sokoman plonge sous le Menihék dans les charnières de plis sont indiquées par des flèches blanches (figure 21a). Images extraites de la Carte interactive le 23 novembre 2019.

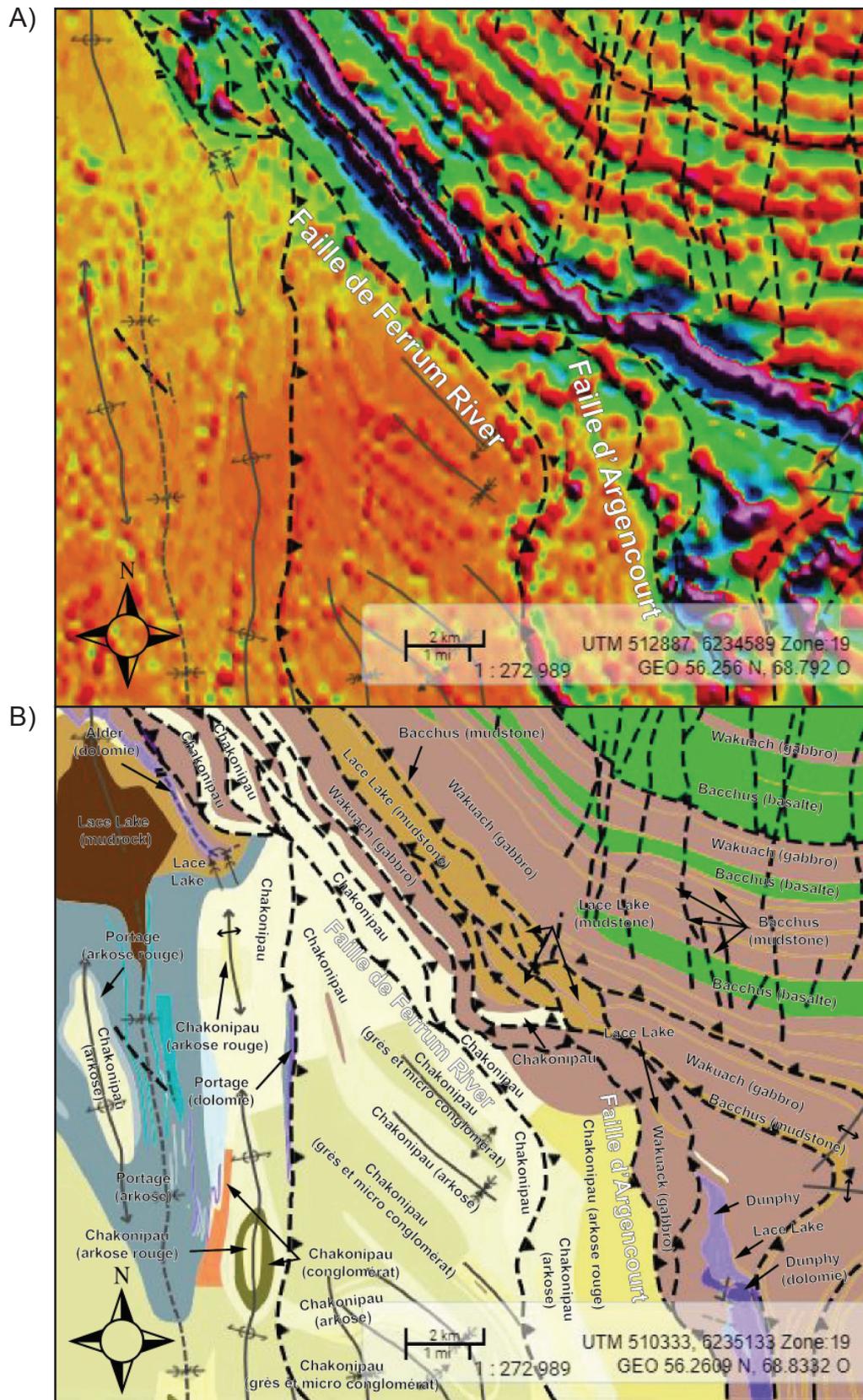


FIGURE 22 – Failles de Ferrum River et d'Argencourt à l'est du lac Chakonipau (56° 20' N; feuillet 24C08). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dimroth, 1978) montrant les imbrications associées aux failles de Ferrum River et d'Argencourt. Images extraites de la Carte interactive le 15 novembre 2019.

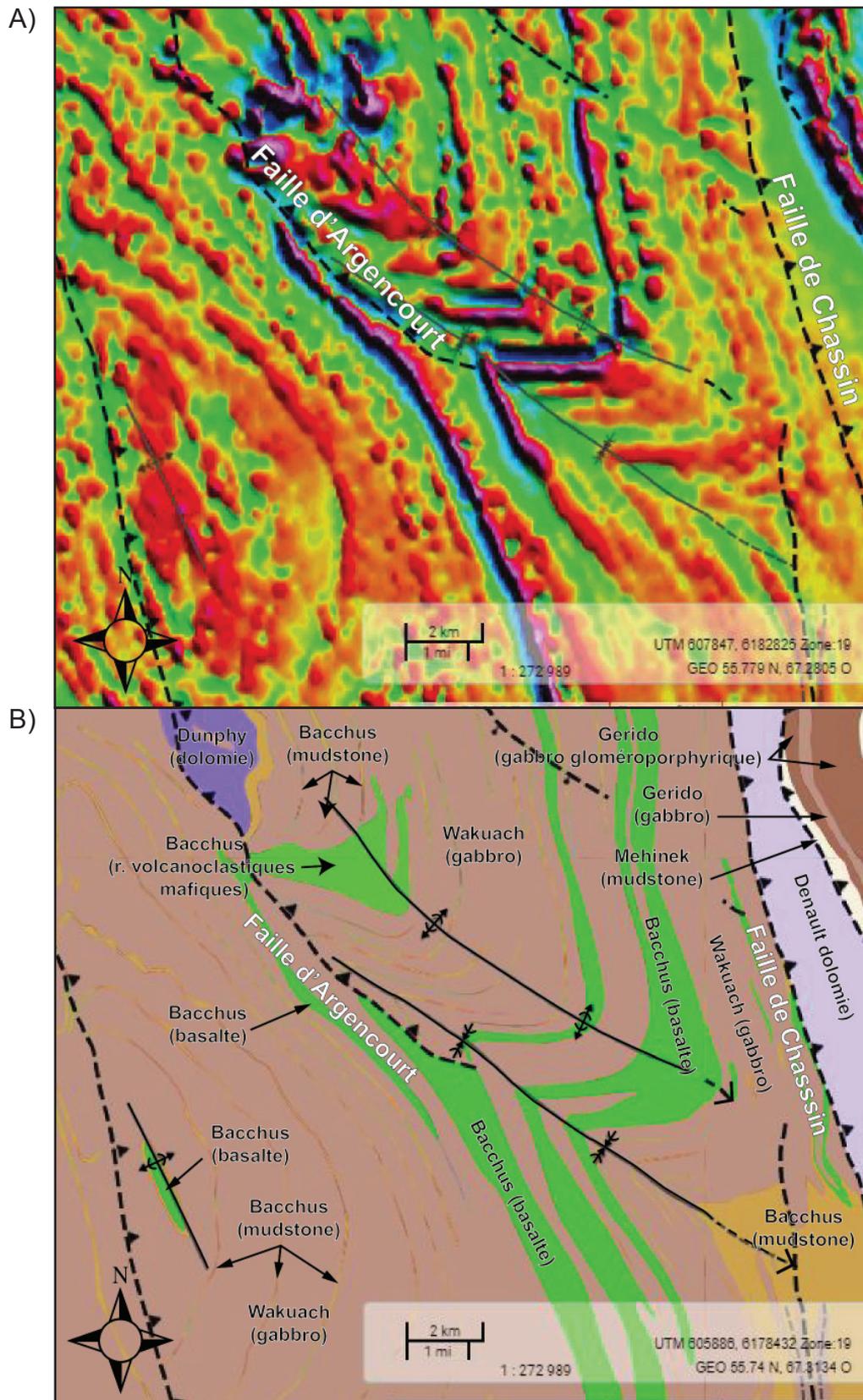


FIGURE 23 – Faille d’Argencourt à son extrémité avant (*tip*) à l’ouest du lac Chassin (55° 40’ N; feuillets 23O10 et 23O11). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dimroth, 1978). La faille se termine dans un couple synclinal-anticlinal plongeant vers le SE. Images extraites de la Carte interactive le 4 décembre 2019.

sur le flanc est de l'anticlinorium de la Zone de Howse et ont été catégorisées comme des failles de chevauchement à pendage est (Baragar, 1967). En revanche, elles ont été interprétées par Dimroth (1970) comme des failles de chevauchement de type rétrocharriage (*back-thrust*) à pendage vers l'ouest, couplées à des failles de chevauchement conjuguées à pendage vers l'est.

À la limite ouest de la Zone de Hurst, le Denault se situe partout à sa position normale dans la séquence stratigraphique, soit au sommet du Bacchus. Il n'y a donc pas de preuve de l'existence d'une faille modifiant l'ordre stratigraphique normal entre le Denault et le Bacchus. Un transport tectonique parallèle au contact Bacchus-Denault est toutefois possible.

Au sud du lac Low (55° 55' N; feuillet 23O14), les strates de la Formation de Bacchus et les filons-couches qui s'y sont injectés sont tronqués par une faille qui représente le prolongement vers le NW de la Faille de Chassin (Dimroth, 1978, feuillet Rivière Savalette, 23O9, 23O10, 23O15 et 23O16). Cette troncature serait reliée à une composante de décrochement dextre importante le long des failles de Chassin et du Lac Walsh (Baragar, 1967). Au lac Hurst (55° 30' N, 66° 53' W; feuillet 23O10), entre les extrémités des failles de Chassin et du Lac du Nord, les formations de Denault, de Wishart et de Sokoman de la Zone de Hurst sont plissées en un couple anticlinal-synclinal à plongement vers le SE (figure 24b). D'après Baragar (1967), les failles de Chassin et du Lac du Nord seraient probablement des failles de chevauchement présentant une importante composante de décrochement dextre. Par analogie avec les relations structurales dans le secteur du lac Le Moyne (section « Secteur du lac Le Moyne et du Complexe carbonatitique de Le Moyne »), le couple anticlinal-synclinal du lac Hurst serait le résultat du mouvement oblique dextre le long de ces deux failles en échelon.

Le plan axial du couple anticlinal-synclinal du lac Hurst est recoupé par une faille qui suit la surface inférieure de la Formation de Menihék (indiquée par des flèches épaisses à la figure 24b). Vers le nord, jusqu'à environ 55° 48' N, le Menihék est juxtaposé à la Formation de Denault et les formations de Wishart et de Sokoman sont absentes. Ces relations suggèrent qu'une faille suit la surface inférieure du Menihék entre le lac Hurst et la rivière Wheeler (55° 50' N). Près de la rivière Wheeler (55° 50' N), la faille semble se joindre à la Faille du Lac Walsh (Dimroth, 1978, feuillet 32O16, Rivière Savalette). Juste au sud de cet endroit, la faille sous le Menihék recoupe encore une fois la séquence Denault-Wishart-Sokoman-Menihék ainsi qu'une faille de chevauchement qui affecte ces formations (Dimroth, 1978). La faille sous le Menihék semble donc représenter la dernière activité tectonique dans le secteur.

Au SE du lac Hurst, dans la Zone de Hurst, certaines anomalies associées à la Formation de Sokoman se prolongent vers l'est sous la Formation de Menihék, confirmant le pendage vers le NE des strates dans la Zone de Hurst ainsi que celui de la faille sous le Menihék (les anomalies

sont indiquées par des flèches sur la figure 24a). Puisque la faille semble représenter l'activité tectonique la plus jeune du secteur, elle pourrait représenter un chevauchement de type hors série associé peut-être à une composante de décrochement. Une typologie hors série serait compatible avec le fait que la faille charrie des roches relativement jeunes (Menihék) sur des roches relativement vieilles (Denault-Wishart-Sokoman). Cet arrangement pourrait également être expliqué par une faille normale tardive avec un pendage plutôt faible vers l'est.

Faille de Robelin

La Faille de Robelin marque la limite ouest de la Zone de Gerido entre la baie Hopes Advance (59° 20' N; feuillet 24N05), au nord, et l'extrémité nord-ouest du Dôme de Wheeler (56° 30' N; feuillet 24B05), au sud, soit une distance d'environ 350 km (figure 6). L'existence de la Faille de Robelin a été reconnue par Sauvé et Bergeron (1965). Les zones de Bérard, de Mélézes et de Howse se situent à l'ouest de la faille. À l'extrémité sud de la Zone de Gerido, la Faille de Robelin suit la surface inférieure de la Formation de Murdoch et est plissée près de la limite NW du Dôme de Wheeler (Carte interactive). La séquence stratigraphique à l'est de la Faille de Robelin est fortement imbriquée (voir la section intitulée « Imbrication au NW du lac Nachicapau »).

La Faille de Robelin est une faille de chevauchement à fort pendage vers l'est qui recoupe des plis et des failles de chevauchement plus anciens. Cette caractéristique a permis à Wares et Goutier (1990b) de conclure que cette faille est de type hors série. La faille a aussi la particularité de juxtaposer des unités stratigraphiquement plus jeunes, à l'est de la faille, à des unités plus anciennes, à l'ouest (figure 25b). Cet agencement est contraire à ce qui est généralement observé pour plusieurs grandes failles de chevauchement de la Fosse, mais est possible pour une faille de type hors série (Morley, 1988). La Faille de Robelin serait la faille hors série la plus occidentale d'un groupe de failles de ce type avec des âges qui diminueraient d'ouest en est (*trailing fan*) (Wares et Goutier, 1990b).

Près de la rivière Koksoak (57° 40' N), par exemple, le compartiment à l'est de la Faille de Robelin (Zone de Gerido) est composé des membres inférieur, moyen et supérieur de la Formation de Baby, tandis que le compartiment à l'ouest de la faille (Zone de Mélézes) est formé de la Formation de Denault et des membres inférieur et moyen de la Formation de Baby (figures 25a et 25b). Le membre inférieur du Baby est considéré comme l'équivalent stratigraphique des formations de Wishart et de Ruth dans l'ouest de la Fosse (Clark, 1988; Clark et Wares, 2004). Ainsi, le compartiment à l'est de la faille contient des roches plus jeunes que celui à l'ouest de la faille. Noter qu'une bande de shale a été assignée provisoirement à la Formation de Le Fer (du premier cycle) en se basant sur sa position stratigraphique sous le Denault (feuillet 24F11). Le compartiment à l'ouest de la faille, dans la Zone de Mélézes, forme un

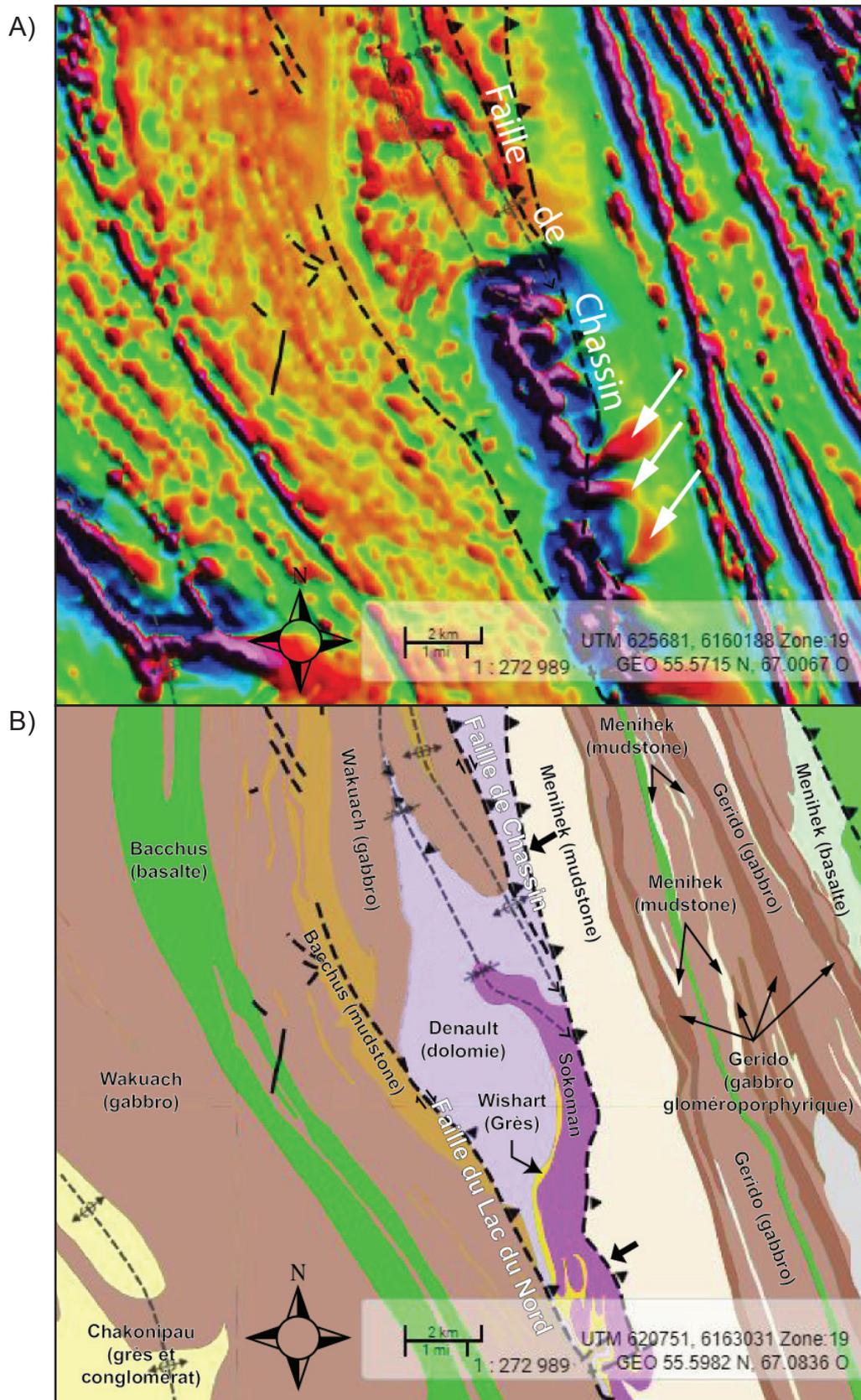


FIGURE 24 – Failles en échelon de Chassin et du Lac du Nord dans le secteur du lac Hurst (55° 30' N; feuillets 2307 et 23010). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Baragar, 1967 et Dimroth, 1978). Les failles de Chassin et du Lac du Nord sont interprétées comme des failles de chevauchement à composante de décrochement dextre. La faille sous la Formation de Menihék mentionnée dans le texte est soulignée par des flèches noires épaisses. Sur la carte du gradient magnétique (figure 24a), trois anomalies associées à la formation de fer de Sokoman, identifiées par des flèches, indiquent que celle-ci est enfouie sous la Formation de Menihék. Cela suggère que la faille sous le Menihék s'incline vers l'est. Les images ont été extraites de la Carte interactive le 23 novembre 2019.

éventail d'écaillles imbriquées dans lequel la Formation de Denault est répétée plusieurs fois par des failles de chevauchement de type en série (Wares et Goutier, 1990b). À l'intérieur de cet éventail, le Denault (relativement vieux) chevauche le membre inférieur de la Formation de Baby (relativement jeune).

Faille d'Archiac

La Faille d'Archiac a été reconnue par Sauvé et Bergeron (1965) comme une faille de chevauchement importante dans le nord de la Fosse (figure 6). D'une longueur d'environ 75 km, elle possède un pendage de 65    85  vers le NE et est orientée parallèle au litage. D'après Sauvé et Bergeron (1965), le déplacement le long de la faille est probablement de beaucoup supérieur à 3 km. Elle est interprétée comme une faille de chevauchement hors série (Wares et Goutier, 1990b).

D'après Wares et Goutier (1990b), la Faille d'Archiac forme la limite ouest de ce qu'ils définissent comme le domaine structural de Thévenet (celui-ci fait partie de la Zone lithotectonique de Gerido de Clark et Wares, 2004). Ce domaine circonscrit un anticlinorium comprenant trois crêtes principales formées de plis à plongement vers le SE (Sauvé et Bergeron, 1965; Carte interactive). Les charnières de ces crêtes anticlinales sont situées au SE du lac Dupuy (57  53' N; feuillet 24F13 et 24F14), au SE du lac Thévenet (58  00' N; feuillet 24K03 et 24F14) et au lac Gélinas (58  10' N; feuillet 24K03). Le domaine structural de Thévenet est constitué de roches de la Formation de Denault et de toutes les unités stratigraphiques du deuxième cycle typiques du nord de la Fosse (membre inférieur du Baby jusqu'à l'Hellancourt). Le Denault est représenté par les schistes dolomitiques de l'ancienne formation d'Harveng, nom maintenant abandonné (Clark et Wares, 2004). Ces schistes forment le cœur d'une structure régionale composée des anticlinaux de Faujas (feuillet 24K05) et de Gélinas (feuillet 24K03, 24K05 et 24K06) (Sauvé et Bergeron, 1965; Bélanger, 1982). Cette grande structure correspond à l'une des trois crêtes principales mentionnées ci-haut (Carte interactive).

Selon l'interprétation actuelle, l'extrémité nord de la Faille d'Archiac se trouve dans un synclinal renversé au sud du lac aux Feuilles (lac Bourgault, 58  16' N; feuillet 24K05). La faille recoupe la charnière de ce pli. Sur la plus grande partie de sa longueur, elle place le membre supérieur de la Formation de Baby sur la Formation d'Hellancourt. Elle est recoupée au SE de la rivière Koksoak (24F11) par la Faille d'H rodi r, une faille de chevauchement à composante de décrochement dextre (figures 26a et 26b; voir la section intitulée « Failles de chevauchement à composante de décrochement dextre »).

Faille de Bowen

La Faille de Bowen (nouveau nom; le lac Bowen est situé à 58  12' N, 69  41' W, dans le feuillet 24K04) constitue une autre faille de chevauchement importante dans le domaine structural de Thévenet (nomenclature de Wares et Goutier, 1990b; figure 6). Elle a été reconnue, mais pas nommée, par Wares et Goutier (1990b, leur figure 4). Elle s'étend depuis au moins la baie aux Baleines, à l'extrémité nord du lac aux Feuilles (feuillet 24K13), jusqu'à la rivière Koksoak (feuillet 24F11), soit une distance de plus de 140 km (Carte interactive). Sur une grande partie de la faille, les roches des formations de Denault et de Baby (membres inférieur, moyen et supérieur) surmontent structurellement les roches des formations de Baby (membres inférieur, moyen et supérieur) et d'Hellancourt.

D'après notre interprétation (Carte interactive), la Faille de Bowen recoupe la Faille de Garigue, une faille en série, à la hauteur du lac aux Feuilles (58  48' N; feuillet 24K13). Toujours selon cette interprétation, la Faille de Bowen recoupe la Faille de Robelin, une faille hors série, dans le secteur de la baie Profonde du lac aux Feuilles (58  42' N; feuillet 24K12) et de nouveau à l'ouest de la baie Ungallijuaq (58  58' N; feuillet 24K13). Comme la Faille d'Archiac, la Faille de Bowen est recoupée au SE (feuillet 24F14) par la Faille d'H rodi r. En raison des relations avec ces failles, la Faille de Bowen est interprétée comme une faille hors série.

Les failles de chevauchement hors série de Robelin, d'Archiac et de Bowen se rencontrent en profondeur dans le décollement basal qui sous-tend tout le domaine structural de Thévenet (Wares et Goutier, 1990b). Ces trois failles forment un éventail imbriqué dans lequel les failles rajeunissent d'ouest en est (*trailing fan*) (Wares et Goutier, 1990b).

Faille du Lac Walsh

La Faille du Lac Walsh (appelée Faille de Moss Lake au Labrador) a été reconnue tôt lors des travaux de cartographie géologique dans les parties centrale et sud de la Fosse (p. ex. Frarey, 1952). Elle s'étend sur environ 200 km entre les feuillet 24B03 et 23I12 (figure 6). Au Québec, cette structure sépare la Zone de Retty, à l'est, de la Zone de Hurst, à l'ouest. Elle juxtapose la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Doublet du deuxième cycle,   l'est, contre les roches sédimentaires du Groupe de Ferriman du deuxième cycle,   l'ouest. Sur la plus grande partie de sa longueur, la faille coïncide avec le contact inférieur de la Formation de Murdoch du Groupe de Doublet (figure 27b).

Comme le suggère la carte géophysique à haute résolution du SIGÉOM (Carte interactive), la Faille du Lac Walsh est intersectée à son extrémité NW, au sud du D me de Wheeler, par une faille orientée NE-SW montrant un angle fort par rapport au grain tectonique et un pendage apparemment vers le NW (voir Dimroth, 1970c). Au NW du lac Curailon (56  3' N; feuillet 24B03), le Murdoch et le Denault sont co nc s contre cette faille. Au SE du lac Curailon, la Faille

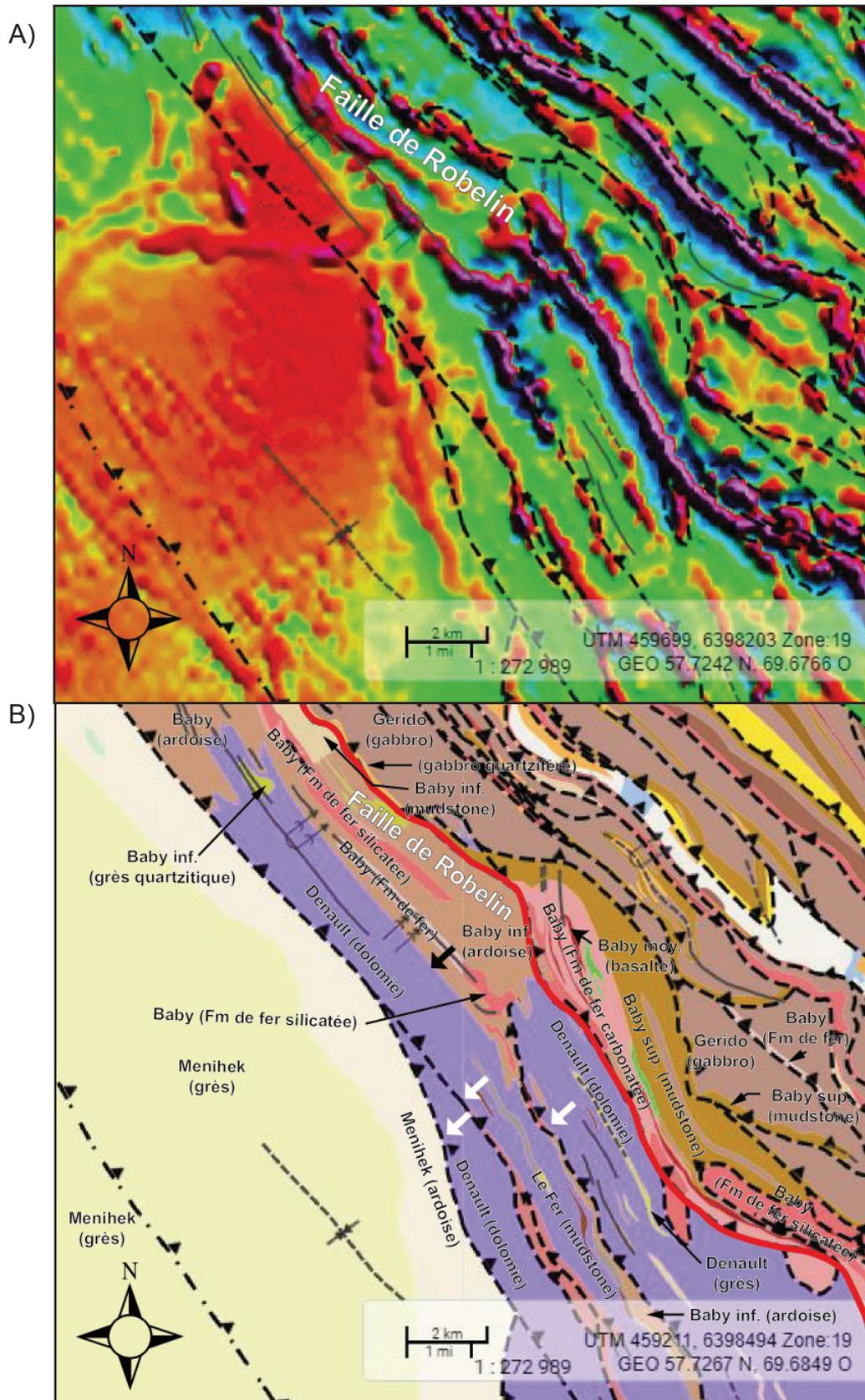


FIGURE 25 – Faille de Robelin dans le secteur de la rivière Koksoak (57° 40' N; feuillet 24F11 et 24F12). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Clark, 1979 et 1980). Sur la figure 25b, la Faille de Robelin est indiquée par une ligne rouge. Des flèches blanches identifient les failles de chevauchement qui imbriquent la formation de Denault et le membre inférieur du Baby. La flèche noire épaisse marque le contact stratigraphique entre le Denault et le Baby inférieur. La formation de fer de Baby correspond au membre médian de la Formation de Baby. Images extraites de la Carte interactive le 25 novembre 2019.

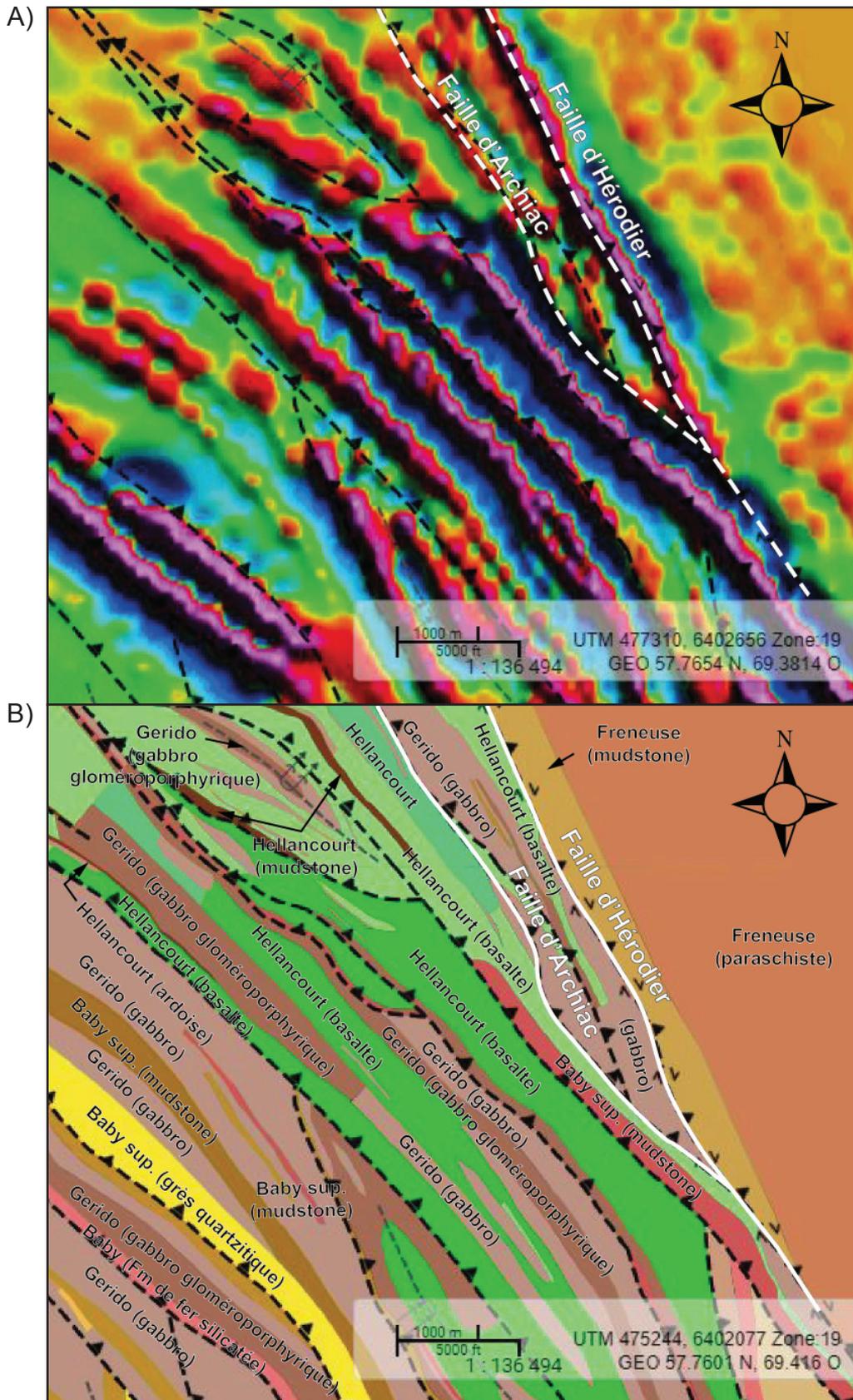


FIGURE 26 – Faïlle d’Archiac au SE de la rivière Koksoak ($57^{\circ} 44' N$; feuillet 24F11 et 24F14). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Clark, 1980). À sa limite SE, la Faïlle d’Archiac est recoupée par la Faïlle d’Hérodier, une faille de chevauchement oblique dextre plus jeune. Images extraites de la Carte interactive le 25 novembre 2019.

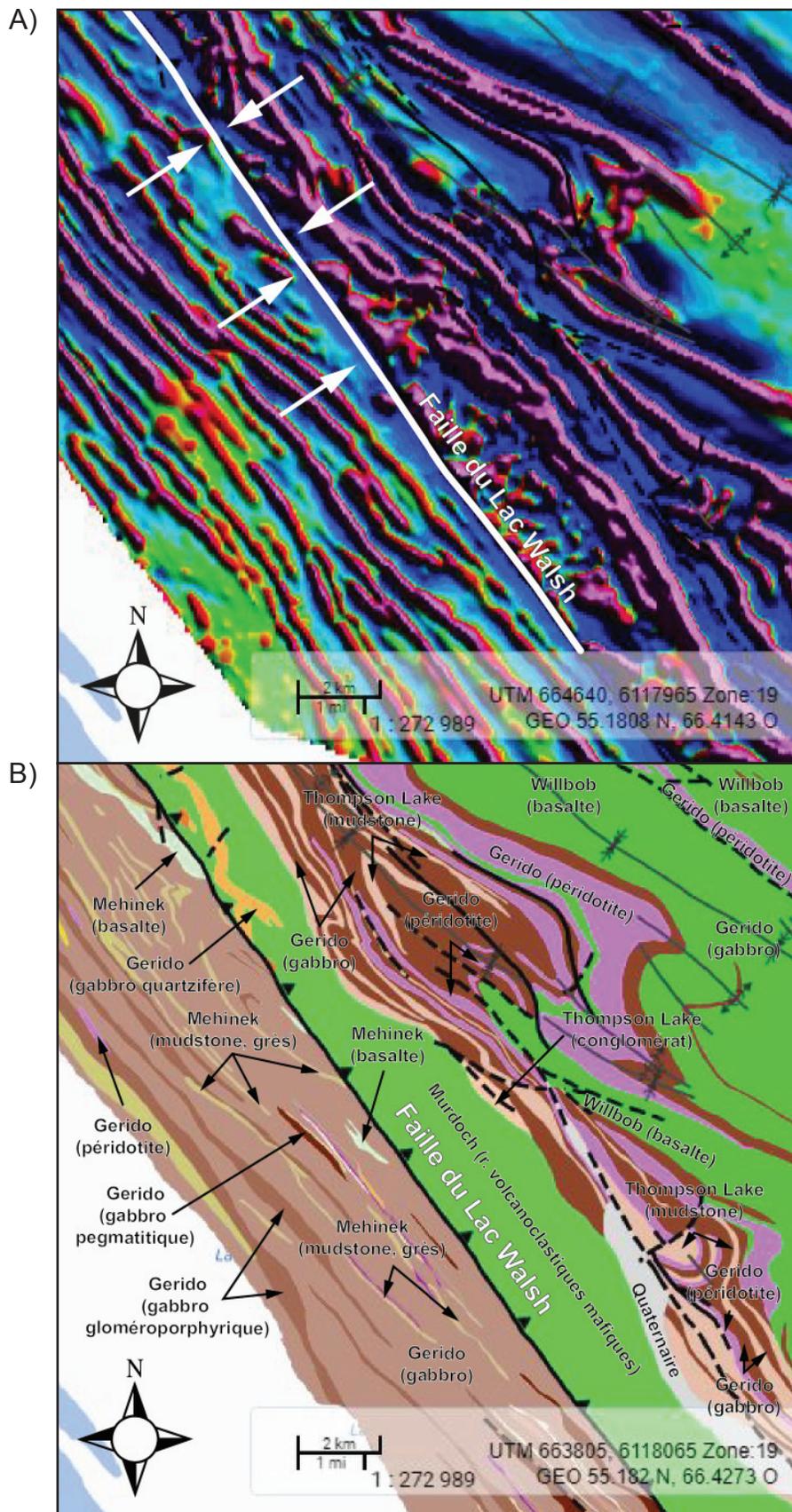


FIGURE 27 – Faille du Lac Walsh dans le secteur du lac Connolly (55° 6' N; feuillet 23001). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Frarey, 1967). On remarque la linéarité de la Faille du Lac Walsh et les recouvrements à faible angle des deux côtés de la faille (flèches dans la figure 27a). Images extraites de la Carte interactive le 27 mars 2020.

du Lac Walsh coupe à travers les unités stratigraphiques et les structures du compartiment occidental (Carte interactive). Une augmentation de l'intensité du métamorphisme du côté est de la faille dans ce même secteur a été signalée par Baragar (1967). À son extrémité SE (au Labrador), la Faille du Lac Walsh est recoupée par la Faille de Gill Lake (Wynne-Edwards, 1960; Wardle, 1979).

La signature magnétique des compartiments localisés de part et d'autre de la Faille du Lac Walsh est très différente (figure 27a). Dans le secteur de la figure 27a, la carte du gradient vertical révèle que la faille recoupe à angle faible les unités stratigraphiques de part et d'autre de la faille.

La Faille du Lac Walsh juxtapose une séquence volcano-sédimentaire dont la plus grande partie s'est formée dans un bassin d'eau profonde (Groupe de Doublet), à l'est, à une séquence surtout sédimentaire de plateforme et de pente déposée en eau peu ou moyennement profonde (Groupe de Ferriman), à l'ouest. Cette structure se serait développée le long d'un paléoescarpement majeur situé à la limite occidentale du Groupe de Doublet (Wardle et Bailey, 1981). La Faille du Lac Walsh est une faille de chevauchement avec une composante importante de décrochement dextre (Donaldson, 1966; Baragar, 1967). Cette composante dextre s'appuie sur la présence de plis d'entraînement presque verticaux et de stries de glissement horizontales (Donaldson, 1966). Le plissement de la Faille de Ferrum River près du lac Marion au Labrador (54° 45' N) a été attribué au mouvement sur la Faille du Lac Walsh (Wardle *et al.*, 1990).

D'après Baragar (1967), le plongement régional des plis vers le SE dans le secteur du lac Retty (Zone de Retty) et la forme asymétrique des grands plis seraient reliés à un mouvement de chevauchement oblique. Cependant, d'après Goulet (1995), le mouvement décrochant pourrait être tardif par rapport à la formation des grands plis.

Imbrications structurales associées aux failles de chevauchement

Les zones frontales des grandes failles de chevauchement de la Fosse du Labrador sont communément imbriquées en raison de la présence de plusieurs failles subsidiaires (*splays*) associées aux failles principales. L'imbrication structurale est une façon de distribuer le mouvement global parmi plusieurs failles secondaires (Dahlstrom, 1969). Les zones imbriquées sont typiques des grandes ceintures plissées-faillées de la Terre (p. ex. Boyer et Elliott, 1982). L'imbrication se produit lorsque le décollement basal à faible pendage s'incurve vers le haut pour s'approcher de la surface d'érosion synorogénique. Dans une zone imbriquée typique, le pendage des failles est plutôt fort (p. ex. 60°). Les zones frontales des failles de Ferrum River et d'Argencourt ont déjà été mentionnées à titre d'exemples (sections intitulées « Faille de Ferrum River » et « Faille d'Argencourt »). Trois autres exemples de zones imbriquées associées à des failles de chevauchement sont présentés ci-dessous.

Imbrication dans le Synclinal du Lac de l'Hématite

Le secteur au nord et au nord-ouest du lac de l'Hématite (56° 33' N; feuillet 24C10 et 24C11) est un bon exemple d'une séquence imbriquée où la carte du gradient magnétique vertical a été très utile pour tracer les failles de chevauchement (figure 28a). Le secteur se situe à cheval sur la limite entre la Zone de Bérard (autochtone/parautochtone), à l'ouest, et la Zone de Schefferville (allochtone), à l'est. La zone imbriquée est constituée surtout des unités du deuxième cycle (formations de Wishart, de Ruth, de Sokoman et de Menihek) (figure 28b; Dressler, 1979).

La structure du secteur correspond à un grand synclinal faillé qui plonge vers le NW. Son cœur est occupé par la Formation de Menihek qui forme l'unité sommitale de la séquence stratigraphique locale. Le Synclinal du Lac de l'Hématite est complètement limité à sa surface extérieure par des failles de chevauchement, c'est-à-dire que toute la structure a subi un transport tectonique plus ou moins important. En effet, la faille qui borne la structure à l'ouest a charrié les roches du deuxième cycle sur les roches granitiques archéennes du socle du Supérieur (grandes flèches blanches sur la figure 28b). Au NW, ces mêmes roches reposent en discordance d'érosion sur le socle archéen (coin NW de la figure 28b). De nombreuses failles de chevauchement ont fortement imbriqué la séquence Wishart-Ruth-Sokoman-Menihek dans le flanc oriental de la structure. Les roches dans quelques-unes de ces écaillles chevauchantes sont plissées. Dans les écaillles non plissées toutefois, la polarité des strates est typiquement vers l'est. La faille la plus à l'ouest de la zone fortement imbriquée du flanc oriental de la structure constitue la frontière ouest de la Zone allochtone de Schefferville (flèche noire épaisse sur la figure 28b). Les anomalies magnétiques plutôt floues dans le centre du synclinal, où affleure le Menihek (figure 28a), pourraient signifier la remontée du Sokoman à la faveur de failles de chevauchement qui n'atteignent pas la surface (*blind thrusts*).

Ce synclinal ne constitue pas un pli dans le sens habituel du mot. Bien que le flanc occidental de la structure montre une certaine courbure, le flanc oriental est formé d'un empilement d'écaillles de chevauchement. C'est le transport de ces écaillles vers l'ouest qui a donné une forme de synclinal au secteur (noter la polarité stratigraphique normale dans certaines écaillles). Puisque la structure plonge vers le nord-ouest, sa base est visible du côté sud. Cette partie est marquée par un décollement qui, vers l'est, semble descendre dans la stratigraphie par l'entremise d'une rampe pour soutenir les roches du Groupe de Pistolet (flèche noire vide sur la figure 28b). Encore plus à l'est (Carte interactive), cette séquence est surmontée structuralement par des roches encore plus vieilles par le biais des failles de Castignon et de la Rivière Nachicapau. L'empilement incorpore même des écaillles du socle granitique archéen (au lac Patu, 56° 36' N, 68° 34' W; feuillet 24C10).

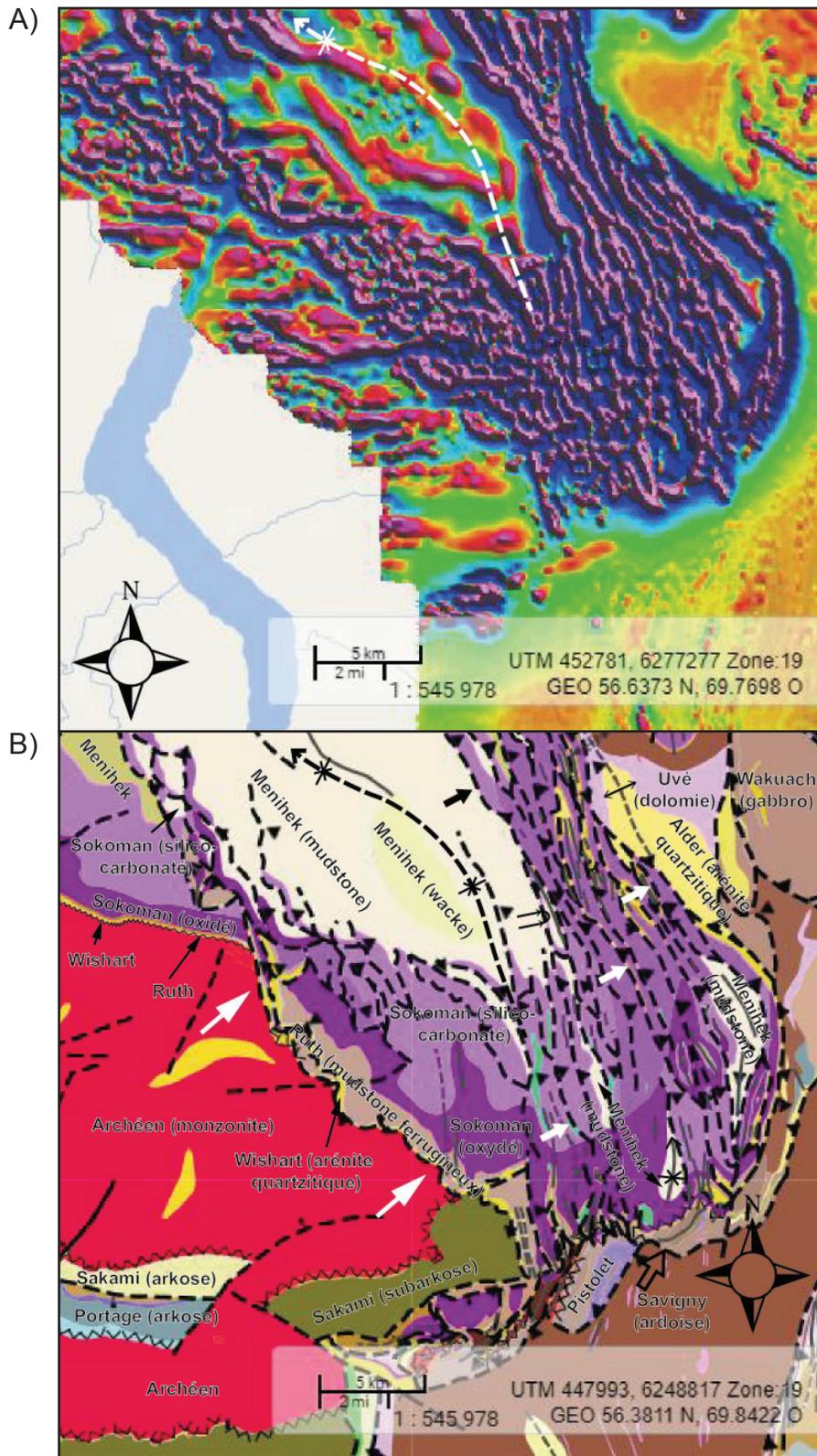


FIGURE 28 – Imbrications structurales des unités du deuxième cycle près du lac de l’Hématite ($56^{\circ} 3' N$; feuillets 24C10 et 24C11). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dressler, 1979). La forme du grand synclinal, dont le tracé du plan axial est indiqué par une ligne tirée blanche sur la figure 28a, est surtout due au transport tectonique vers l’ouest d’écailles le long du flanc oriental de la structure. Sur la figure 28b, deux écailles ayant une polarité stratigraphique normale sont indiquées par de petites flèches blanches épaisses. La limite ouest de la grande structure est marquée par une faille de chevauchement qui a transporté les roches du deuxième cycle sur le socle archéen de la Province du Supérieur et sur des roches autochtones du deuxième cycle (grandes flèches blanches). La faille qui forme la limite ouest de la Zone de Schefferville est indiquée par une flèche noire épaisse. La faille à la base de la structure (voir la flèche noire vide) semble descendre dans la stratigraphie vers l’est pour éventuellement sous-tendre les roches du Groupe de Pistolet. Les lignes en zigzag correspondent aux discordances d’érosion. Images extraites de la Carte interactive le 24 mars 2020.

Imbrication dans le secteur de Schefferville

Le secteur autour de Schefferville (55° 8' N; feuillets 23O03, 23O04, 23O05 et 23O06) représente un autre exemple où la carte du gradient magnétique s'est révélée utile pour tracer les failles dans une zone imbriquée (figure 29a). Dans ce secteur, la Zone autochtone de Tamarack est chevauchée par la Zone de Schefferville qui est fortement imbriquée (figure 29b). La Faille de Maraude/Stakit Lake (figure 6) marque à la fois la limite ouest de la zone imbriquée et la limite ouest de la Zone de Schefferville. Les failles de chevauchement sont à fort pendage, proches les unes des autres et associées à des plis serrés (Harrison *et al.*, 1972). Elles deviennent plus espacées et les plis moins serrés vers le NE. Ces failles sont à l'origine de la répétition des unités sédimentaires des groupes d'Attikamagen et de Ferriman. Les flancs inférieurs des plis sont communément tronqués par des failles de chevauchement.

Imbrication au NW du lac Nachicapau

Au NW du lac Nachicapau (56° 45' N; feuillets 24C09, 24C15 et 24C16), de nombreuses failles subsidiaires (*splays*) divergent de la Faille de Robelin (figure 6) et sont responsables de l'imbrication et de l'épaississement de la séquence volcano-sédimentaire. Celle-ci est composée en grande partie des roches volcanoclastiques mafiques de la Formation de Murdoch. Les traces des failles sont évidentes sur la carte du gradient magnétique vertical (figure 30a). Les axes de plis dans la zone imbriquée plongent vers le nord-ouest, tout comme le grand pli en S au sud de la Faille de Robelin. Cette zone imbriquée est située à proximité de la terminaison SE de la Faille de Robelin. Noter qu'une zone imbriquée est communément localisée près de la terminaison latérale d'une faille de chevauchement majeure (Boyer et Elliott, 1982). D'autres failles plus à l'est, dont la Faille d'Hérodier, recoupent le Murdoch et les paraschistes de la Suite de Freneuse (Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte; figure 30b). Ces dernières failles appartiennent au système de failles de chevauchement à composante de décrochement dextre qui limite la zone volcano-sédimentaire de la Fosse le long de sa bordure orientale. L'interprétation faite à l'aide des cartes géophysiques peut être comparée à la carte géologique d'origine qui montre très peu de failles dans la région (figure 30b; voir Dressler, 1979, feuillets du Lac Marcel et du Lac Nachicapau).

Failles de chevauchement à composante de décrochement dextre

Des failles de chevauchement à composante de décrochement dextre marquent le contact entre la partie volcano-sédimentaire de la Fosse et l'arrière-pays, dont la Zone de Rachel-Laporte (maintenant Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte; p. ex., Wynne-Edwards, 1960; Donaldson, 1966; Dimroth, 1970a; Wardle, 1979; Goulet, 1986, 1987

et 1995; Wardle *et al.*, 2002; Clark et Wares, 2004). Les failles de Rachel, d'Hérodier, du Lac Keato et de Gill Lake sont des exemples de ces structures (figure 6). La Faille du Lac Olmstead représente une autre faille de chevauchement à composante de décrochement dextre située à l'ouest de Kuujuaq, dans l'arrière-pays. D'après la réinterprétation de la carte basée sur la trame magnétique, certaines de ces failles sont en échelon.

L'activité le long de ces failles était tardive par rapport aux failles de chevauchement et aux grands plis de la zone volcano-sédimentaire (Donaldson, 1966; Goulet, 1995). Au sud du lac Thévenet (58° N; feuillets 24F14 et 24K03), les failles en échelon d'Hérodier et de Rachel empruntent, en partie, une faille de chevauchement plus ancienne qui suit le contact supérieur plissé de la Formation d'Hellancourt (Goulet, 1995; Carte interactive). Dans le sud de la Fosse (54° 30' N, au Labrador), la Faille du Lac Walsh est recoupée par la Faille de Gill Lake (Wynne-Edwards, 1960; Donaldson, 1966; Wardle, 1979). Toutefois, dans certains secteurs, les failles en décrochement limitant la Fosse sont recoupées par des structures encore plus récentes (Carte interactive). Par exemple, au NW du Dôme de Wheeler (feuillelet 24B12), la Faille d'Hérodier est recoupée par une faille de chevauchement sous-tendant une séquence imbriquée composée des roches méta-ignées et métasédimentaires des suites de Klein et de Freneuse (Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte). Près de l'extrémité SE du Dôme de Wheeler (feuillelet 24B02), la Faille du Lac Keato est recoupée par un système de zones de cisaillement et de failles de chevauchement à composante de décrochement dextre qui se prolongent dans l'arrière-pays de la Fosse (Carte interactive). Les grandes failles de chevauchement à composante de décrochement dextre ont été attribuées à la collision oblique entre le craton archéen du Supérieur, à l'ouest, et des blocs archéens, dont la Zone noyau, à l'est (Goulet, 1987 et 1995; Hoffman, 1990; Perreault et Hynes, 1990; Wardle *et al.*, 1990 et 2002; Corrigan *et al.*, 2009).

Secteur à l'ouest de Kuujuaq

Le secteur à l'ouest de Kuujuaq, entre le lac Thévenet et le lac aux Feuilles, est caractérisé par de grands plis ouverts et asymétriques en Z qui sont associés à un événement de déformation tardif (figures 31a et 31b) (Wares et Goutier, 1990b; Goulet, 1995; voir aussi la section précédente et la section « Faille d'Archiac »). Les plis sont droits, déversés ou renversés et plongent vers le SE avec un angle compris entre 10° et 40° (Sauvé et Bergeron, 1965; Clark, 1980 [carte]; Goulet, 1986, 1987 et 1995). Les plis affectent à la fois les roches de la Fosse et, à l'est, les gneiss et les schistes du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte. Ils replissent les failles de chevauchement précoces, par exemple la faille qui marque le contact entre la Formation d'Hellancourt, appartenant à la Fosse, et la Suite de Freneuse du Rachel-Laporte (Goulet, 1987 et 1995; figure 31b et Carte interactive). Cette déformation plicative est à l'origine de

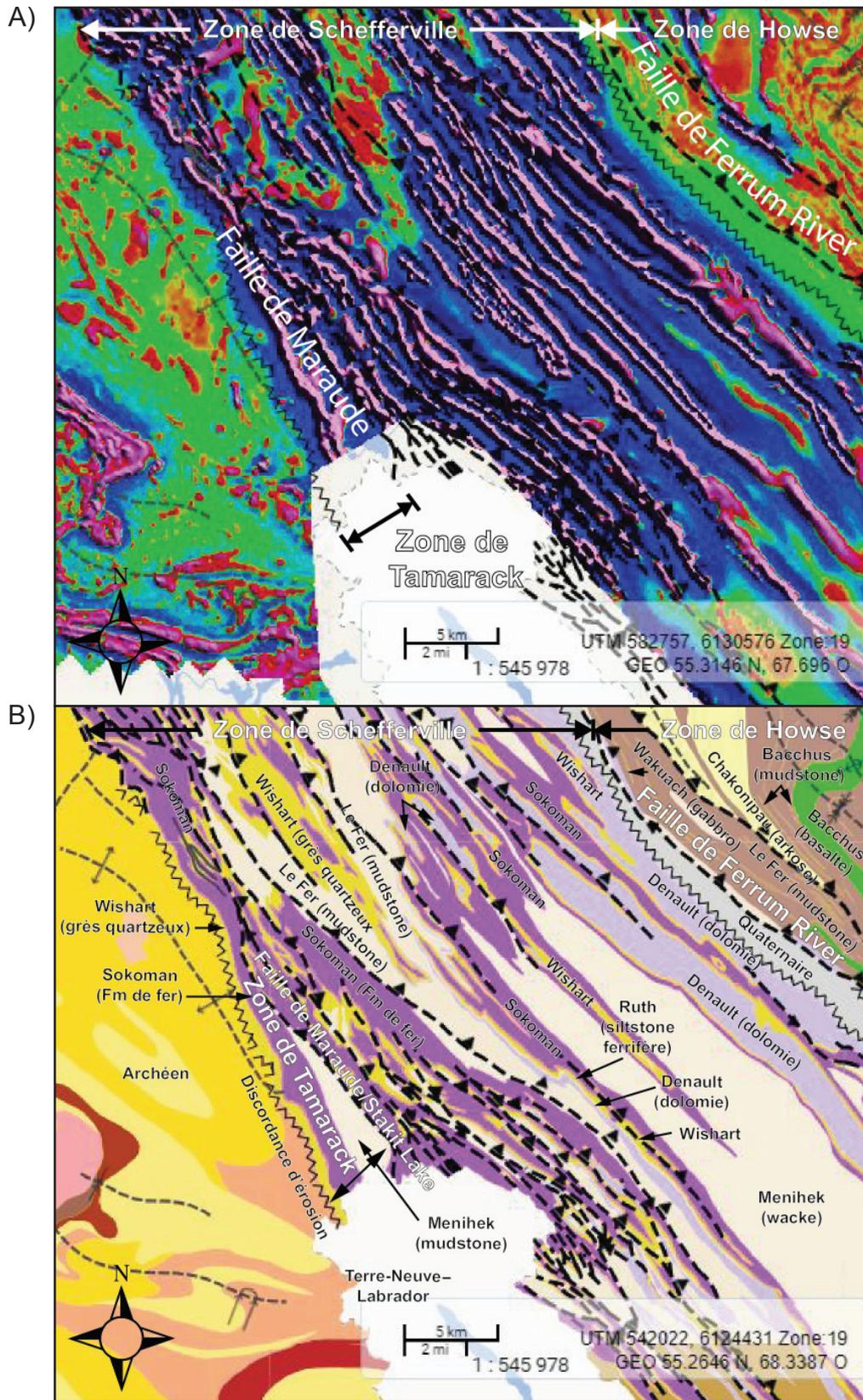


FIGURE 29 – Imbrication de la séquence stratigraphique dans la région de Schefferville (55° 8' N; feuillets 23003, 23004, 23005 et 23006). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Baragar, 1967, Harrison *et al.*, 1972 et Dimroth, 1978). La séquence à l'ouest de la Faille de Maraude/Stakit Lake forme la Zone de Tamarack (autochtone), tandis que celle à l'est correspond aux zones de Schefferville et de Howse (allochtones). Images extraites de la Carte interactive le 13 novembre 2019.

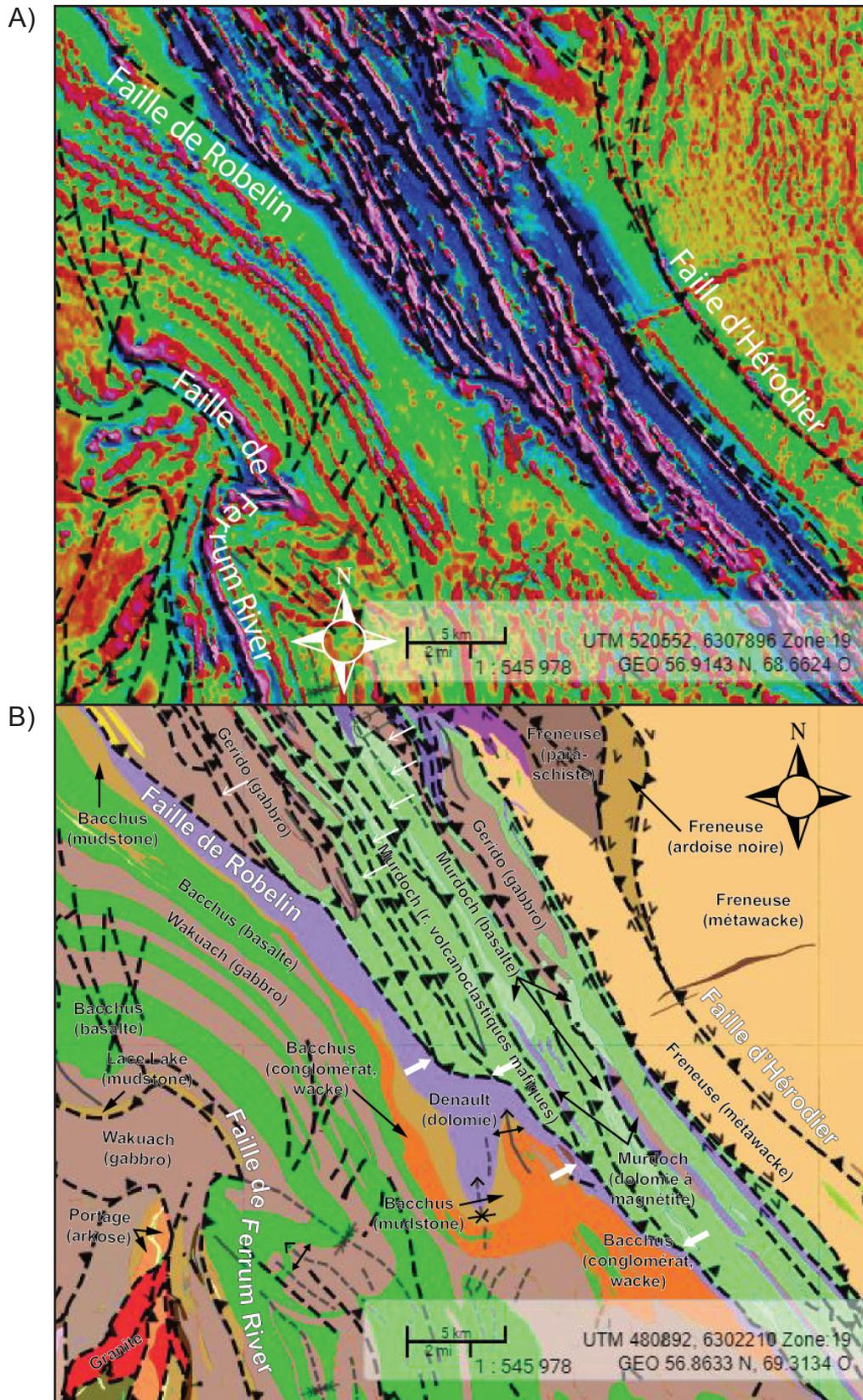


FIGURE 30 – Imbrication structurale au NW du lac Nachicapau ($56^{\circ} 45' N$; feuillet 24C09, 24C15 et 24C16). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dressler, 1979). Sur la figure 30b, noter les nombreuses failles de chevauchement (flèches blanches minces) qui répètent les roches volcanoclastiques mafiques de la Formation de Murdoch. Ces failles s'enracinent dans la Faille de Robelin (flèches blanches épaisses). Images extraites de la Carte interactive le 13 novembre 2019.

l’empreinte structurale caractéristique de toute la partie nord de la Fosse ainsi que probablement des parties centrale et sud allochtones (Goulet, 1995, sa figure 9). Le fait que les plis plongent vers le SE permet d’observer la Formation de Denault (auparavant la Formation d’Harveng) dans le cœur (la base stratigraphique) de l’Anticlinal de Faujas (Carte interactive, feuillet 24K05; Bélanger, 1982; Goulet, 1995).

La Faille de Rachel est une faille de chevauchement à composante de décrochement dextre (Sauvé et Bergeron, 1965; Goulet, 1987 et 1995). Elle délimite les flancs NE des anticlinaux de Thévenet et de Gélinas et suit en partie le plan d’une faille de chevauchement plus ancienne. Dans la charnière de l’Anticlinal de Thévenet (57° 59’ N), la Faille de Rachel quitte le contact des roches volcano-sédimentaires de la Fosse et se prolonge dans les gneiss et les schistes du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte (figures 31a et 31b). La Faille d’Hérodier semble être disposée en échelon par rapport à la Faille de Rachel (Carte interactive). L’augmentation de l’intensité du métamorphisme dans le compartiment oriental permet d’évaluer le mouvement vertical le long de cette faille à fort pendage à une dizaine de kilomètres (Sauvé et Bergeron, 1965; Perreault *et al.*, 1987; Moorhead et Hynes, 1990). Une composante horizontale d’une quinzaine de kilomètres a été estimée en se basant sur le déplacement des contacts lithologiques (Goulet, 1987). La Faille de Rachel est synchrone ou tardive par rapport au développement des grands plis ouverts; elle est le témoin de la dernière activité tectonique compressive importante dans le secteur (Goulet, 1987 et 1995).

Dans le secteur à l’ouest de Kuujuaq, la largeur de la Fosse est plus importante que plus au nord. Cet épaississement résulte de la formation de grands plis combinée au mouvement dextre sur les failles de chevauchement obliques, telles les failles de Rachel et d’Hérodier. Nous suggérons que le déplacement dextre dans ce secteur aurait été favorisé par l’orientation de la Fosse par rapport à la contrainte tectonique principale. En effet, on remarque que la bordure ouest de la Fosse entre la baie Payne et les rivières aux Mélèzes et Koksoak est orientée N-S. Cette orientation pourrait représenter la paléo-orientation de la Fosse dans cette région. Ainsi, l’angle entre la direction générale de la Fosse dans ce secteur et la contrainte tectonique principale aurait été plus faible qu’ailleurs. Cette géométrie aurait favorisé le développement de failles montrant une composante directionnelle relativement importante (comme dans le cas d’un cisaillement simple). Au sud des rivières aux Mélèzes et Koksoak, où la Fosse reprend une direction NW-SE, l’angle entre la Fosse et la contrainte principale aurait été plus grand et la composante directionnelle des failles tardives aurait été moins importante.

Secteur du lac Le Moyne et du Complexe carbonatitique de Le Moyne

Dans le secteur du lac Le Moyne (56° 56’ N; feuillets 24C15, 24C16, 24F01 et 24F02), plusieurs failles de chevauchement subparallèles à mouvement oblique dextre se trouvent à proximité de la bordure est de la portion volcano-sédimentaire de la Fosse. Elles recoupent la partie orientale du Complexe carbonatitique de Le Moyne (également connu sous le nom de « Carbonatite d’Eldor ») (figure 32b). La carte magnétique indique que, en direction SE, ces failles quittent les unités volcano-sédimentaires pour se poursuivre et se perdre dans les schistes et les gneiss du Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte (figure 32a; voir aussi les figures 30a et 30b).

Le Complexe carbonatitique de Le Moyne mesure environ 15 km sur 4 km. Il est l’hôte d’importantes minéralisations d’éléments de terres rares, dont le gîte Ashram (Béland et Williams-Jones, 2019). Sa signature magnétique suggère une structure grossièrement zonée et annulaire (figure 32c). Le complexe est composé d’une partie centrale intrusive de carbonatite et de carbonatite « ultramafique » et d’une partie externe extrusive formée de tufs mafiques carbonatitiques (Birkett et Clark, 1991; figure 32d). La carbonatite centrale, où se situe le gîte Ashram, est plus jeune que les roches carbonatitiques de la bordure (Béland et Williams-Jones, 2019). Le complexe est déformé et fait partie d’un panneau structural faillé d’après notre interprétation des cartes aéro-magnétiques et géologiques. Sa limite orientale est marquée par des failles de chevauchement obliques dextres qui sont responsables des zones de cisaillement et des imbrications dans la zone de contact entre la carbonatite et les schistes pélitiques du Rachel-Laporte (Suite de Freneuse), à l’est (figure 32d).

À quelques kilomètres au nord de la carbonatite (57° 5’ N; feuillet 24F01), entre deux failles de chevauchement obliques dextres adjacentes, on observe sur les images satellitaires RapidEye une zone marquée de nombreux plis asymétriques hectométriques avec des plans axiaux NW-SE et des axes de plis à plongement vers le SE (figures 32e et 32f). L’orientation des plans axiaux de ces plis est compatible avec un mouvement oblique dextre sur les failles qui délimitent la zone.

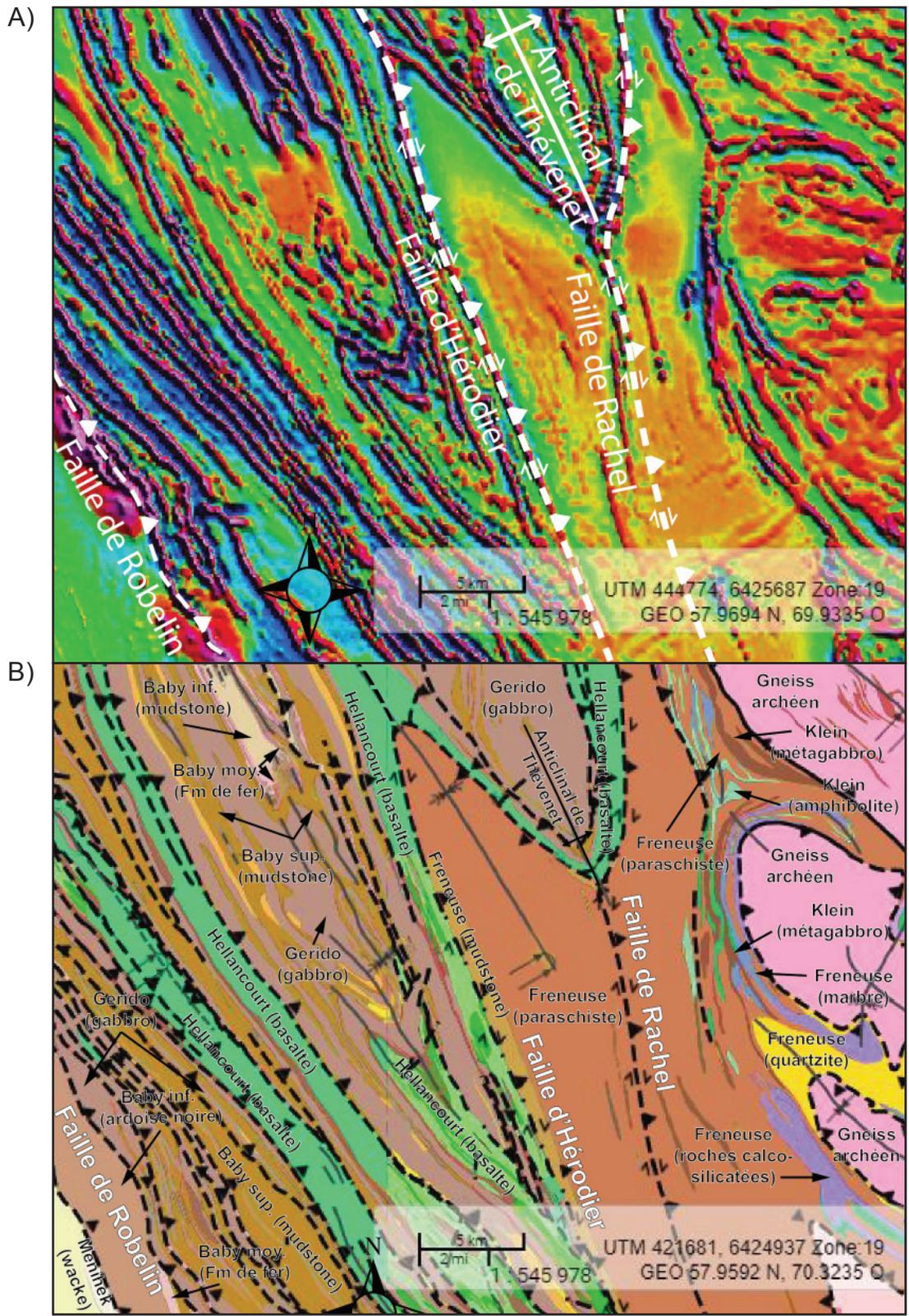
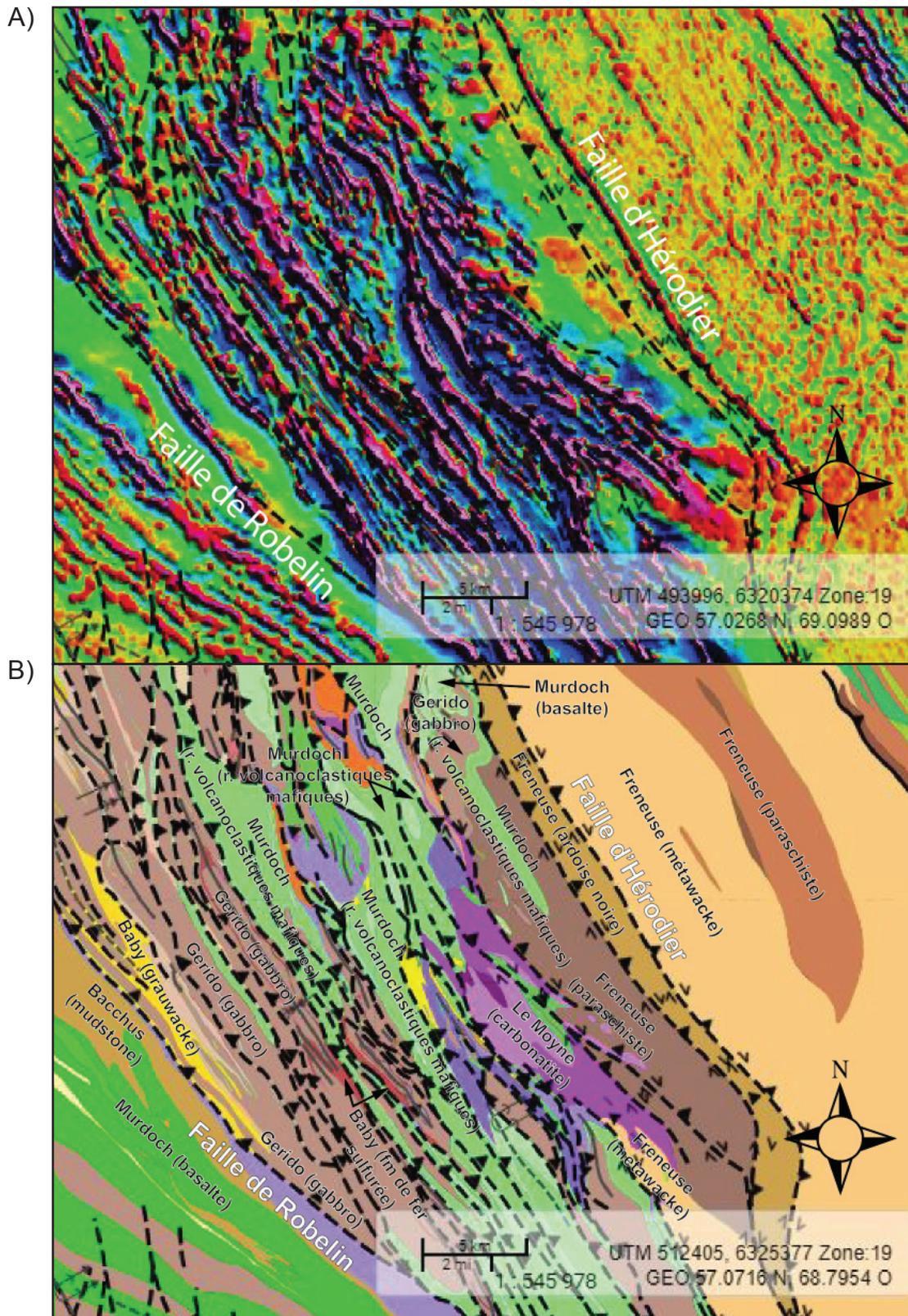


FIGURE 31 – Failles de chevauchement à composante de décrochement dextre à la bordure orientale de la portion volcano-sédimentaire de la Fosse à l'ouest de Kuujuaq (la figure est centrée sur la latitude 57° 55' N). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Sauvé et Bergeron, 1965) montrant un grand pli asymétrique en Z (comprenant l'Anticline de Thévenet). Le flanc NE de l'anticline est coupé par la Faille de Rachel, une faille de chevauchement à composante dextre comparable à la Faille d'Hérodier. Images extraites de la Carte interactive le 29 novembre 2019.



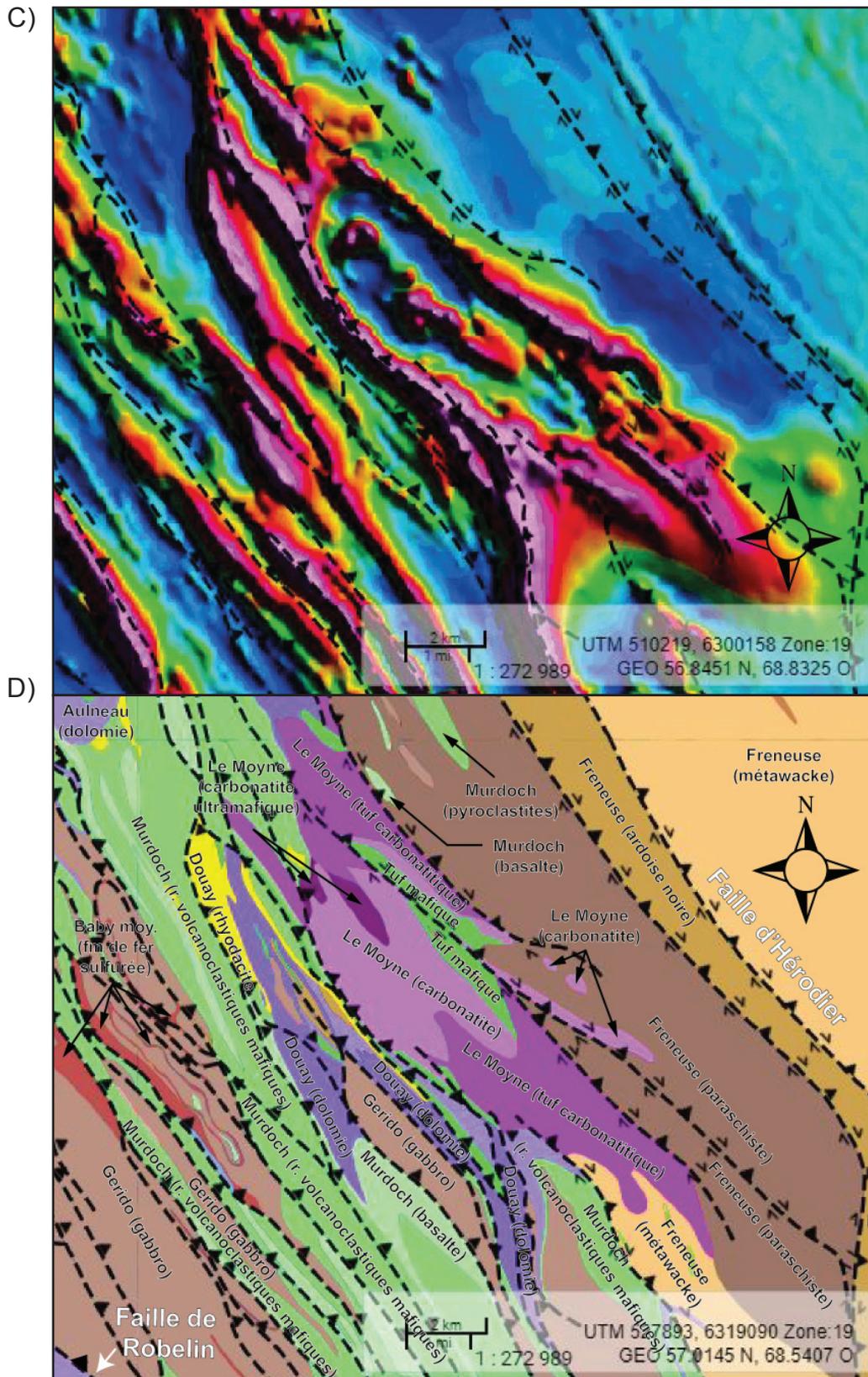


FIGURE 32 (SUITE) – Failles et plis dans le secteur du lac Le Moyne et du Complexe carbonatitique de Le Moyne dans le centre nord de la Fosse (56° 56' N; feuillets 24C15, 24C16, 24F01 et 24F02). (c) Carte du champ magnétique résiduel illustrant le caractère zoné de la carbonatite. (d) Carte géologique du secteur de la carbonatite (modifiée de Dressler, 1979 et Birkett et Clark, 1991). Images extraites de la Carte interactive le 29 novembre 2019 et, pour l'image RapidEye, le 30 mars 2020.

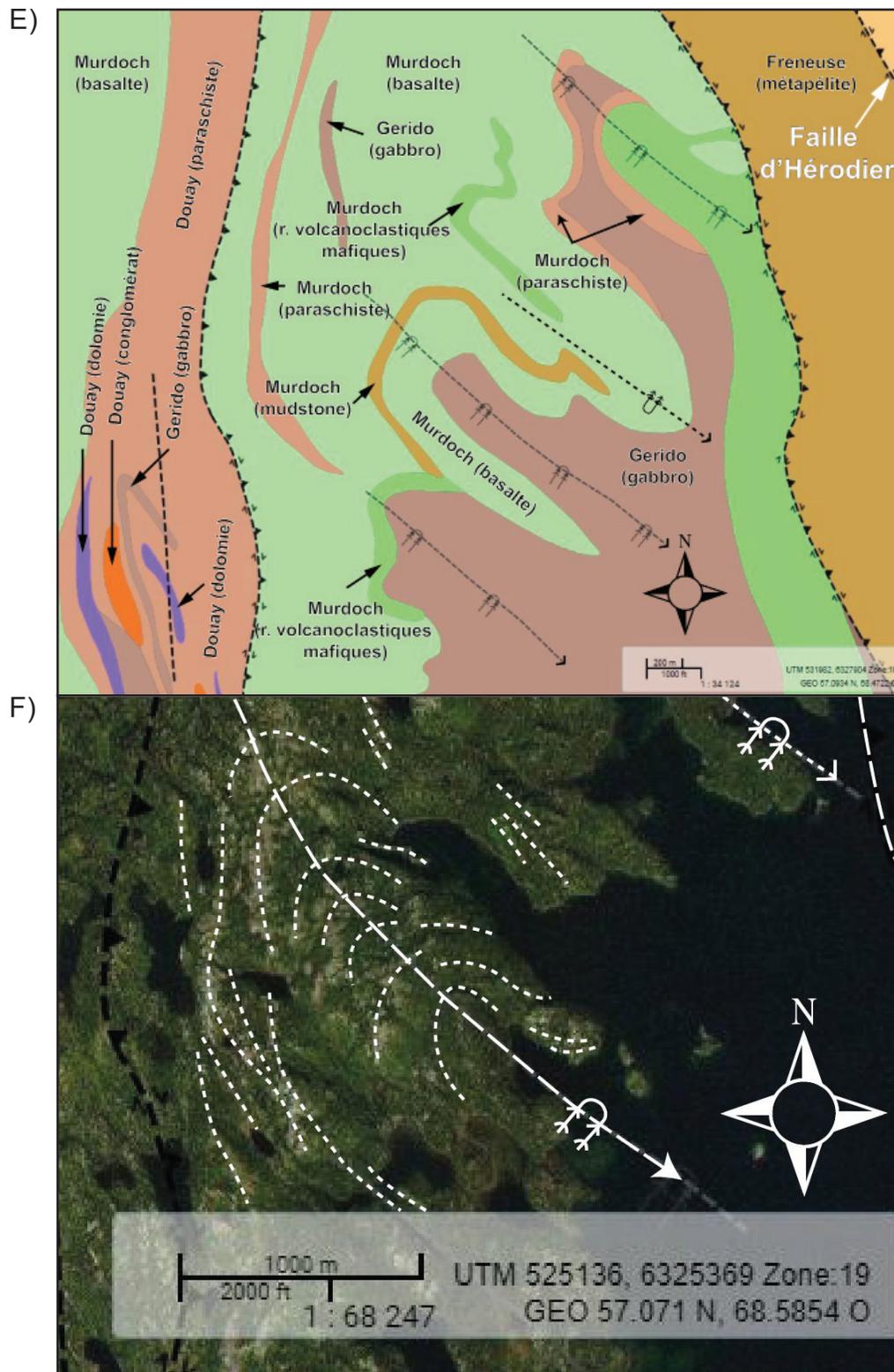


FIGURE 32 (SUITE) – Failles et plis dans le secteur du lac Le Moyne et du Complexe carbonatitique de Le Moyne dans le centre nord de la Fosse (56° 56' N; feuillet 24C15, 24C16, 24F01 et 24F02). (e) Carte géologique détaillée d'un secteur au nord de la carbonatite (57° 5' N) (modifiée de Dressler, 1979) montrant les plis asymétriques plongeant vers le SE. Notez qu'une partie de cette carte est couverte par les eaux du lac Le Moyne et que la géologie y est schématisée. (f) Image satellitaire RapidEye d'une partie du secteur couvert par la figure 32e; le litage est indiqué en tireté fin et les axes des grands plis à plongement SE en tireté plus large. Images extraites de la Carte interactive le 29 novembre 2019 et, pour l'image RapidEye, le 30 mars 2020.

Failles normales

Dans une ceinture de plissement-chevauchement comme la Fosse du Labrador, on s'attend à ce que la période de relâchement qui a suivi le raccourcissement tectonique soit marquée par des déplacements normaux sur des failles longitudinales d'importance régionale. Toutefois, de tels mouvements ont rarement été mis en évidence dans la Fosse (Harrison, 1952; Corrigan *et al.*, 2009). La rareté de grandes failles d'extension s'explique peut-être par le fait que l'orogène ne présente qu'une épaisseur relativement faible, malgré sa largeur (Corrigan *et al.*, 2009).

Mentionnons néanmoins deux exemples possibles de structures à mouvement normal empruntant d'anciennes failles de chevauchement : les failles de Robelin et du Lac du Nord (figure 6). La Faille de Robelin juxtapose des séquences relativement jeunes, à l'est, contre des séquences plus vieilles, à l'ouest (voir la section intitulée « Faille de Robelin » et la Carte interactive). Une telle relation peut s'expliquer par une faille de chevauchement hors série, mais serait peut-être plus typique d'une faille normale. De même, près de son extrémité sud-est, au lac Marion (54° 45' N, au Labrador), la Faille du Lac du Nord s'infléchit vers l'est avant de se buter contre la Faille de Quartzite Lake (Wardle, 1979). À l'endroit où la faille change de direction (Donaldson, 1966), un embranchement se prolonge vers le SE pour recouper et déplacer la stratification de manière à suggérer que le compartiment NE s'est affaissé; cette relation géométrique pourrait indiquer que cette partie de la faille présente un mouvement normal.

La Fosse est recoupée par de nombreuses failles normales orientées à angle fort par rapport aux unités géologiques (Carte interactive). Les caractéristiques cartographiques de ces structures suggèrent qu'elles sont le résultat d'un tectonisme cassant à ductile et qu'elles sont d'âge préorogénique à postorogénique. Les failles normales sont particulièrement nombreuses près de la bordure ouest de la Fosse où elles affectent le socle de la Province du Supérieur et les roches sédimentaires de la Fosse. Elles recoupent le grain magnétique du socle archéen et leur effet peut généralement être décelé dans les roches de la Fosse (figures 33a et 33b). Les roches sédimentaires sont plissées à proximité de certaines failles normales (Bérard, 1965). Le déplacement réel associé aux failles affectant la bordure de la Fosse est généralement faible (Harrison, 1952; Bérard, 1965). Toutefois, à cause du faible pendage des strates, on observe localement des déplacements latéraux apparents qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres, par exemple au NW du lac de la Moraine (57° 2' N; feuillets 24F03 et 24F04; Dressler, 1979, feuillet du lac Drumlin). À cet endroit, une faille normale recoupe trois failles de chevauchement, suggérant un âge tarditectonique à post-tectonique (figure 33b). L'origine de certaines failles normales dans la zone autochtone/parautochtone (p. ex., les failles à l'ouest du lac Chioak [58° 20' N] semble liée à des mouvements de chevauchement localisés plus à l'est (Bérard, 1965).

À la rivière de la Mort (56° 16' N; feuillets 24C03 et 24C06), les roches sédimentaires de la Fosse se sont affaissées à la suite du mouvement le long d'une faille normale (figure 34). Cette faille aurait été réactivée en faille inverse durant la propagation des failles de chevauchement régionales (Clark, 1984). Les roches archéennes du côté NW de la faille auraient alors joué le rôle de contrefort. D'après le pendage des strates et des plans axiaux, les roches sédimentaires autochtones/parautochtones à proximité ont été plissées et chevauchées vers le SE (rétrocharriage). Des relations semblables peuvent aussi être observées près de la faille normale qui passe par l'extrémité nord du lac Lace (56° 6' N; feuillet 24C02).

Plusieurs diaclases et failles normales coupent la Zone de Howse près du lac Romanet (24B04, 24B05 et 24C08), mais leurs déplacements sont généralement faibles (Dimroth, 1978; voir la section « Anomalies magnétiques secondaires associées à des clivages et à des fractures »). Ces structures semblent s'être formées en même temps que les grands plis dans la Zone de Howse. Dans le même secteur, les failles normales limitant le Horst du Lac Romanet (p. ex., la Faille du Lac Bertin; figure 6) constituent un élément majeur dans la disposition des unités géologiques (voir la section « Origine du Horst du Lac Romanet »). Enfin, mentionnons que quelques failles normales mineures ont été notées à l'est de la Faille de Stakit Lake (figure 6) dans la Zone de Schefferville (Harrison *et al.*, 1972).

Les failles normales et la signature magnétique à l'ouest du lac Cramolet

Nous n'avons pas entrepris la révision systématique de la carte géologique du secteur à l'ouest du lac Cramolet (55° 50' N; feuillets 23N09, 23N16, 23O12 et 23O13). Toutefois, nous ne pouvons passer sous silence le phénomène spectaculaire qui marque la carte magnétique de la zone de bordure de la Fosse dans ce secteur (figure 35a). On y observe des structures linéaires orientées NE-SW qui tronquent les fortes anomalies magnétiques qui caractérisent les zones de Cambrien et de Schefferville. Deux structures parallèles définissent ainsi une zone dans laquelle les anomalies magnétiques sont beaucoup plus faibles qu'à l'extérieur (figure 35a). Une troisième structure plus au SE borde une zone beaucoup plus large caractérisée par des anomalies de faible amplitude de direction NW-SE. Dans le secteur à l'ouest du lac Cramolet, la Formation de Sokoman fait partie de la Zone de Cambrien (autochtone/parautochtone); à l'est de la Faille de Maraude (figures 6 et 35b), les roches sédimentaires des groupes de Pistolet et de Swampy Bay appartiennent à la Zone de Schefferville (allochtone).

Selon l'interprétation proposée ici, les troncatrices de la trame magnétique sont dues à des failles normales. Au NE de la Faille de Maraude, les failles peuvent être suivies sur la carte du champ magnétique résiduel (figure 35a) sous les roches de la Zone de Schefferville (à l'est de la Faille de Maraude) et la partie frontale de la Zone de Howse (à

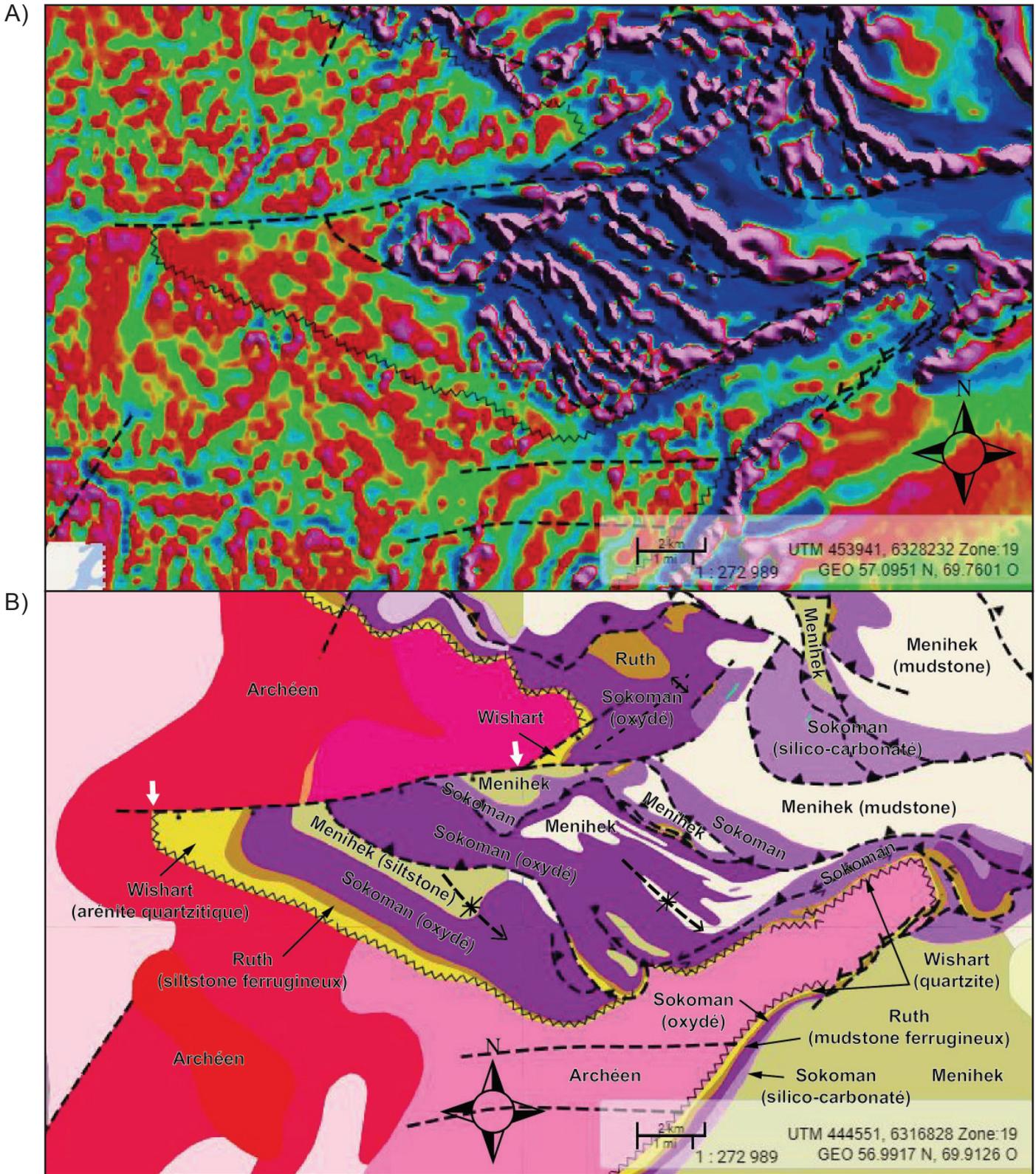


FIGURE 33 – Faille normale au NW du lac de la Moraine ($57^{\circ} 2' N$; feuillets 24F03 et 24F04). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dressler, 1979). Une faille normale affecte la signature magnétique du socle archéen et de la séquence sédimentaire de la Fosse. En raison du pendage très faible des strates dans la Fosse, cette faille montre un déplacement latéral apparent de 10 km (entre les deux flèches blanches). Ligne en zigzag = discordance d'érosion. Images extraites de la Carte interactive le 14 août 2019.

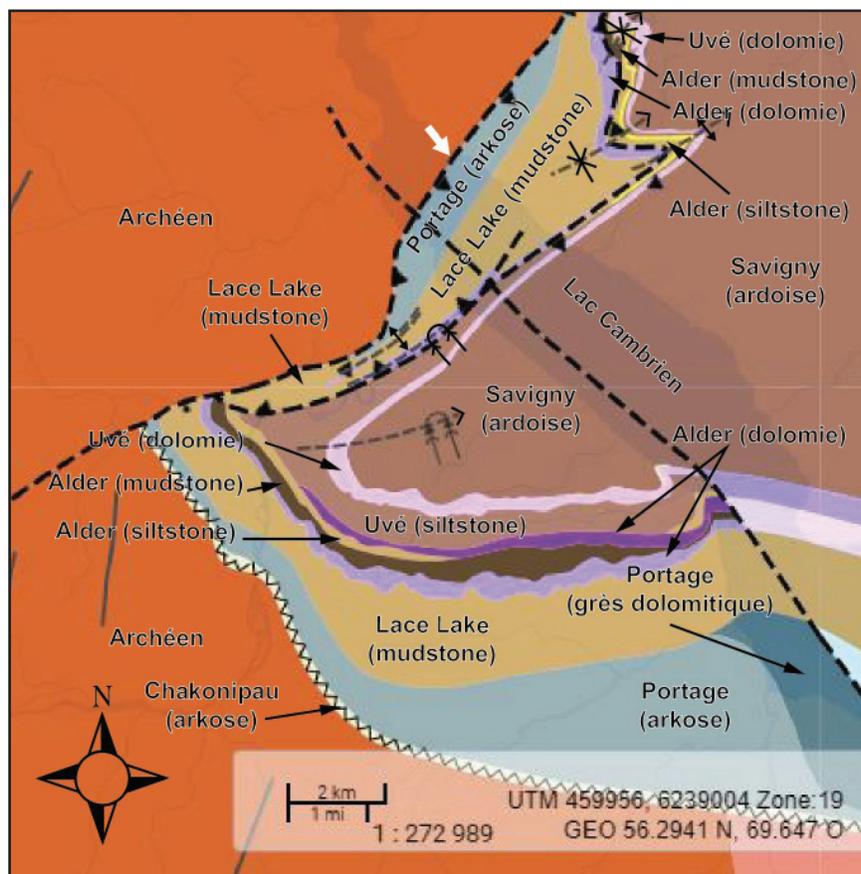


FIGURE 34 – Carte géologique illustrant une faille normale réactivée (flèche blanche) dans le secteur de la rivière de la Mort (56° 16' N; feuillets 24C03 et 24C06). Une faille normale aurait été réactivée en faille inverse durant l'épisode orogénique (carte modifiée de Clark, 1984). La carte a été extraite de la Carte interactive le 30 mars 2020.

l'est de la Faille de Ferrum River). L'absence de fortes anomalies dues aux formations de fer du Sokoman suggère que les compartiments à faible signature magnétique se sont soulevés par rapport aux compartiments situés de part et d'autre. La zone discordante (figure 35a) est donc un horst et la formation de fer présente initialement serait donc disparue par l'action de l'érosion ou du tectonisme. Dans la partie SE de la carte géologique (figure 35b), le compartiment au SE de la structure coupant le grain magnétique semble s'être soulevé en biseau (demi-horst). Encore plus loin vers le SE (en dehors de la figure 35b; voir la Carte interactive), on reconnaît de fortes anomalies magnétiques qui sont probablement dues à la présence du Sokoman sous le compartiment chevauchant supérieur formé des groupes de Pistolet et de Swampy Bay. La Carte interactive a été mise à jour en fonction de ces interprétations.

La troncature des anomalies associées à la formation de fer indique que le mouvement sur les failles normales s'est produit après le dépôt de la Formation de Sokoman. Le fait que les failles normales n'affectent pas les failles de chevauchement de façon compatible avec la présence d'un horst suggère que les failles normales ont été actives avant le chevauchement. On conclut que le mouvement vertical sur les failles normales est post-sédimentaire et pré-tectonique à syntectonique.

Anomalies magnétiques secondaires associées à des clivages et à des fractures

La cristallisation de la magnétite dans les clivages et les fractures peut entraîner la formation d'anomalies magnétiques parallèles qui peuvent être confondues avec la stratification (figure 36a). Au nord du lac Romanet (56° 24' N; feuillet 24B05) par exemple, les basaltes et les filons-couches gabbroïques de la Zone de Howse montrent des plis ouverts (figure 36b). Des fractures et des failles normales mineures se sont développées parallèlement à la trace des plans axiaux des plis (Dimroth, 1978, feuillet du Lac Romanet). Des anomalies du gradient magnétique vertical parallèles à ces structures et à angle fort par rapport à la stratification se sont développées particulièrement dans le secteur à l'est de l'isograde de la biotite (figure 36a). Dans les secteurs de plus faible métamorphisme (à l'ouest de l'isograde), ces anomalies secondaires s'estompent. Il est possible que des fluides métamorphiques circulant dans ces fractures soient à l'origine de la magnétite secondaire. En comparaison, les failles et les fractures qui affectent la bordure ouest de la Fosse, où le métamorphisme est nul ou très faible, sont plutôt associées à la destruction de la magnétite (comparer avec la figure 33a).

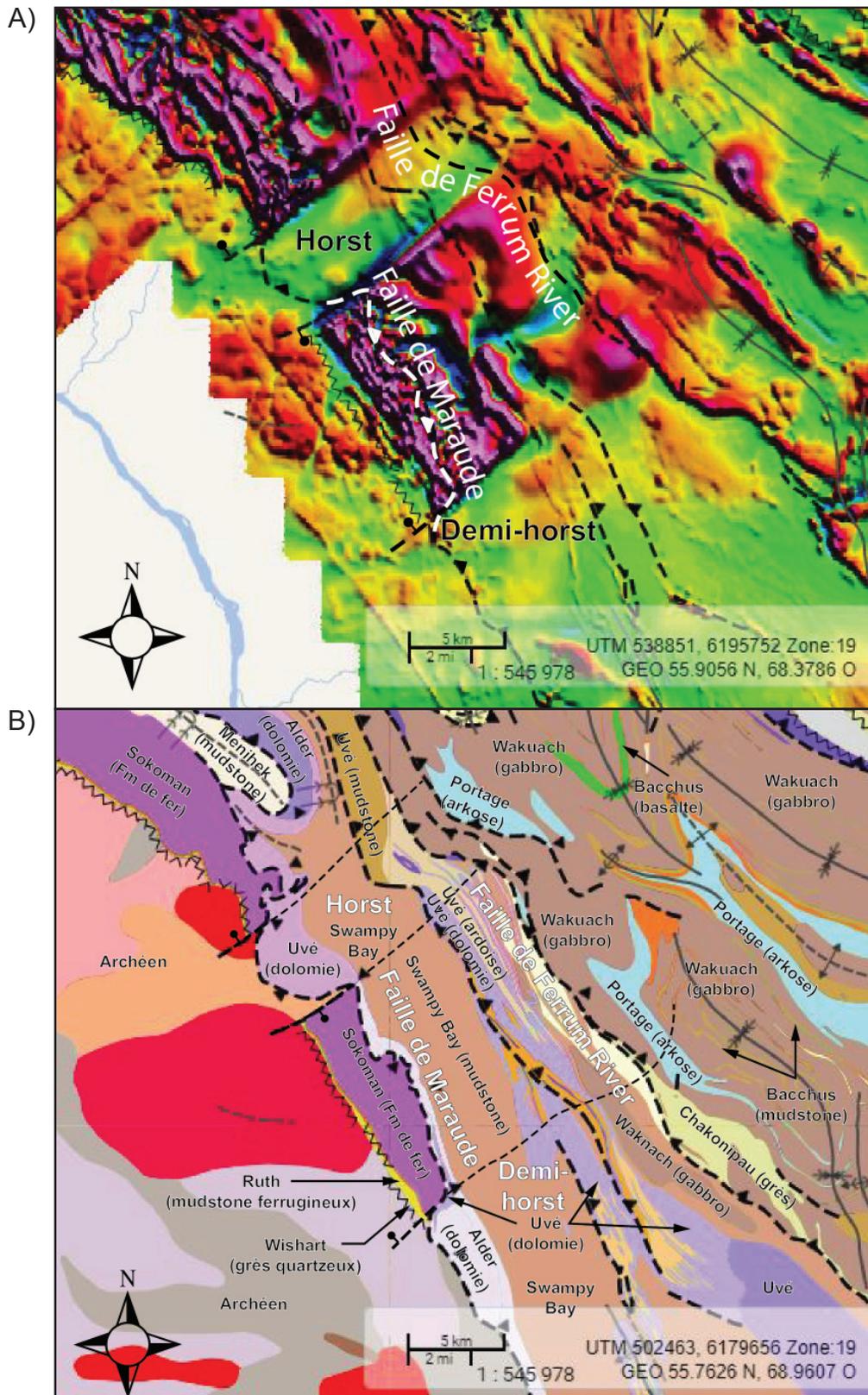


FIGURE 35 – Discontinuités spectaculaires de la signature magnétique à l’ouest du lac Cramoilet (55° 50’ N; feuillets 23N09, 23N16, 23O12 et 23O13). (a) Carte du champ magnétique résiduel. (b) Carte géologique non révisée (sauf pour les prolongements des failles normales) du même secteur (basée principalement sur Baragar, 1967 et Dimroth, 1978). Sur la carte géologique de la figure 35b, les traces des trois failles normales localisées au SW de la Faïlle de Maraude, dans la Zone de Cambrien et la Province du Supérieur, sont marquées par un tireté épais. Leurs prolongements en subsurface au NE de la Faïlle de Maraude, déterminés à partir de la carte magnétique, sont indiqués par un tireté mince. Au NE de la Faïlle de Maraude (dans la Zone de Schefferville), les failles normales sont enfouies sous les roches des groupes de Pistolet et de Swampy Bay. À l’est de la Faïlle de Ferrum River (dans la Zone de Howse), les failles normales sont enfouies encore plus profondément sous les roches des groupes de Seward et de Swampy Bay. Images extraites de la Carte interactive le 18 janvier 2020.

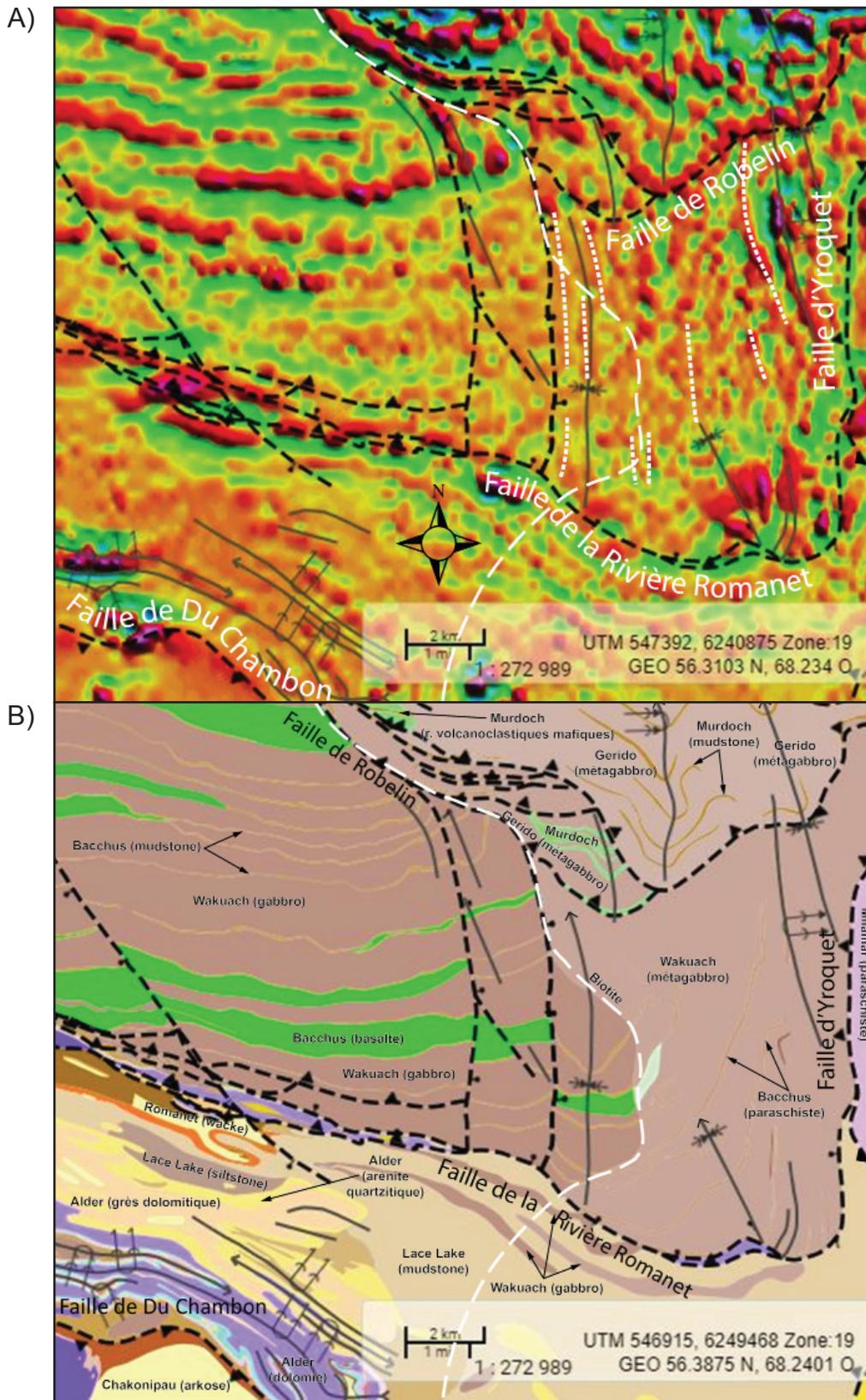


FIGURE 36 – Anomalies magnétiques secondaires associées à des clivages et à des fractures au nord du lac Romanet (56° 24' N; feuillet 24B05). (a) Carte du gradient magnétique vertical. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dimroth, 1978). Sur la figure 36a, quelques anomalies orientées à angle fort par rapport à la stratification sont soulignées par des lignes en petits tirets blancs. Sur les figures 36a et 36b, la ligne en longs tirets blancs correspond à l'isograde de la biotite; la biotite est stable du côté est de la ligne (Dimroth, 1978, feuillet du Lac Romanet). Images extraites de la Carte interactive le 4 décembre 2019.

Sables magnétiques dans le réseau hydrographique

Les cartes des anomalies magnétiques révèlent plusieurs phénomènes intéressants concernant l'histoire du réseau hydrographique depuis la fin de la glaciation. En effet, on observe couramment des anomalies magnétiques qui suivent les cours d'eau actuels. Un bel exemple est la rivière Swampy Bay à l'ouest du lac Wakuach (57° 42' N; feuillet 23O12; figures 37a et 37b). De la magnétite provenant de l'érosion de la Formation de Sokoman affleurant plus au sud s'est concentrée dans le lit de la rivière. Un autre exemple est la rivière Koksoak (58° N; feuillets 24F15 et 24K02; non illustré).

L'examen de la carte aéromagnétique permet de constater que les lits de certaines grandes rivières, telles les rivières aux Mélézes et Caniapiscau, ont migré depuis le retrait des glaciers (figures 38a et 38b). Même si ces rivières sont des cours d'eau majeurs aujourd'hui, elles étaient encore plus importantes durant la période postglaciaire. Ces rivières sont maintenant bordées de larges terrasses fluvioglaciaires composées de sables magnétiques (figure 39). De plus, on remarque que le tracé de certains tributaires de ces rivières qui traversent des secteurs exposant des formations de fer est marqué par des accumulations de magnétite (figures 38a et 39). Ces tributaires ne constituent maintenant plus que des ruisseaux.

À la figure 38a, on voit que la rivière aux Mélézes (57° 33' N; feuillets 24E09 et 24F12) coulait à presque 2 km au sud de son lit actuel durant la période postglaciaire (flèches blanches minces). La présence d'une anomalie plutôt floue de direction NW-SE comprise dans une large zone de dépôts meubles épais suggère l'existence d'une bande de formation de fer non cartographiée cachée sous le recouvrement glaciaire (flèches noires; figure 38a). Cette bande rejoindrait une unité de formation de fer observée près de la bordure ouest de la figure 38b, ce qui suggère que la

bande cachée résulterait de la propagation d'une faille de chevauchement non cartographiée. On note la présence de deux petites anomalies secondaires N-S (flèches blanches épaisses). En effet, l'une de ces anomalies suit fidèlement un ruisseau tributaire de la rivière aux Mélézes. Ces deux anomalies sont peut-être causées par la magnétite provenant de la formation de fer cachée, bien qu'une source située plus au sud soit également possible.

Dispersion de la magnétite dans les tills glaciaires

La présence de magnétite dans les tills peut également être à l'origine d'anomalies magnétiques. De telles anomalies ne reflètent généralement pas la géologie du socle et peuvent masquer celles dues aux roches sous-jacentes. Dans le secteur de la rivière aux Mélézes par exemple, des anomalies du gradient magnétique orientées SW-NE sont parallèles aux formes de terrain causées par le mouvement glaciaire NE (figures 40a et 40b). Une séquence composée de dolomie de la Formation de Denault, de siltstone ferrifère de la Formation de Ruth et de formation de fer de la Formation de Sokoman est coïncée entre deux failles de chevauchement (centre de la carte géologique de la figure 40c). Cette bande de formation de fer est au faciès à carbonates, tandis que celle dans le coin SW est formée des faciès à oxydes et à carbonates. Les anomalies magnétiques SW-NE sont probablement dues à la présence de magnétite dans les tills provenant d'une formation de fer du Sokoman. Une grande partie de cette magnétite provient probablement de formation de fer à oxydes. La source de la forte anomalie plus ou moins circulaire dans le centre de la carte (figure 40a) est inconnue. L'anomalie curvilinéaire dans le coin NW est associée à l'ancien lit de la rivière aux Mélézes (section précédente et figure 38a). Une grande partie de ce secteur est couverte de dépôts meubles, ce qui constitue un obstacle à la connaissance détaillée de la géologie.

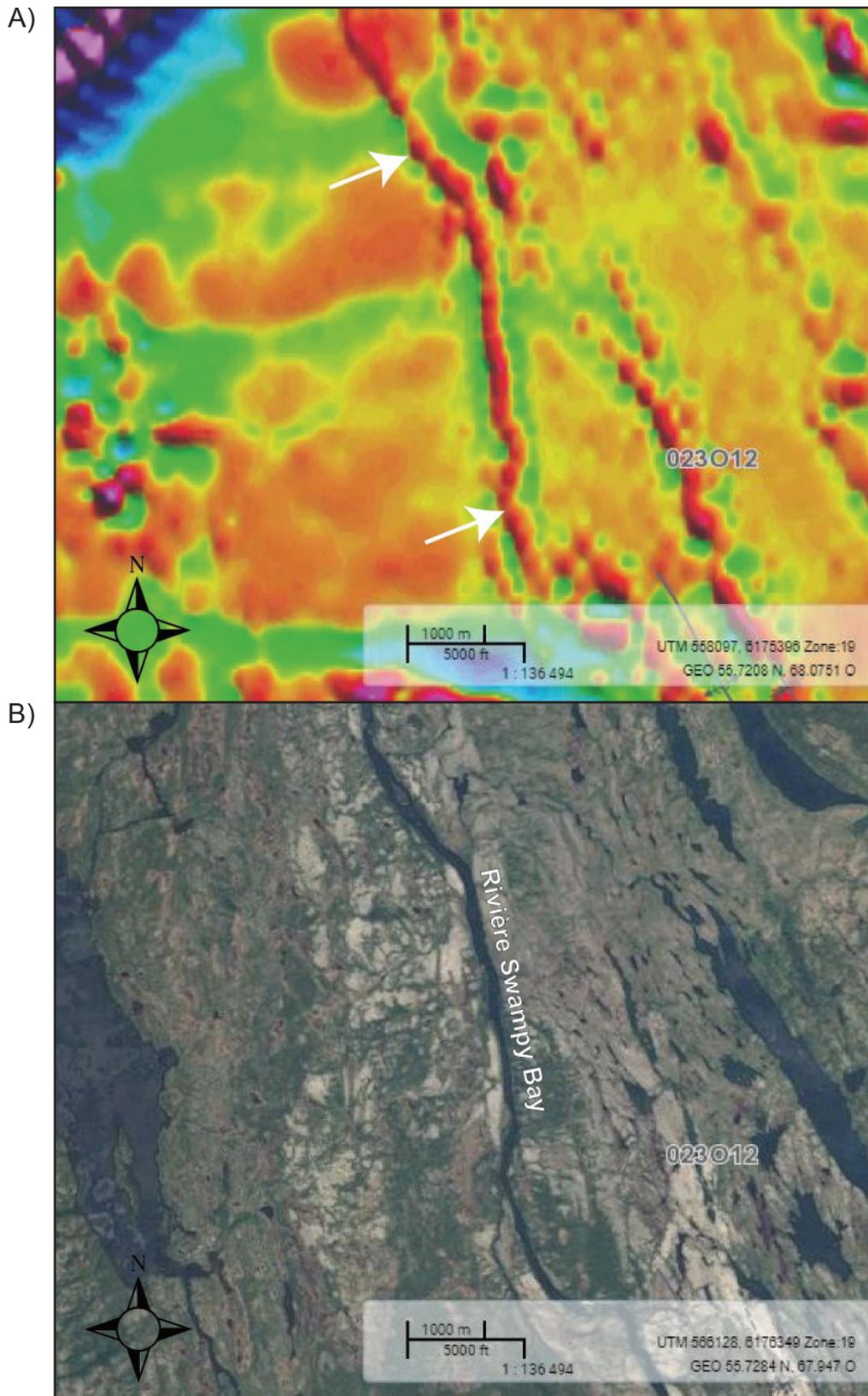


FIGURE 37 – Anomalie magnétique associée à la rivière Swampy Bay à l’ouest du lac Wakuach (57° 42’ N; feuillet 23O12). (a) Carte du gradient magnétique vertical. Les flèches indiquent l’anomalie associée à la rivière Swampy Bay qui s’écoule vers le nord. (b) Image satellitaire RapidEye du même secteur. Images extraites de la Carte interactive le 4 décembre 2019.

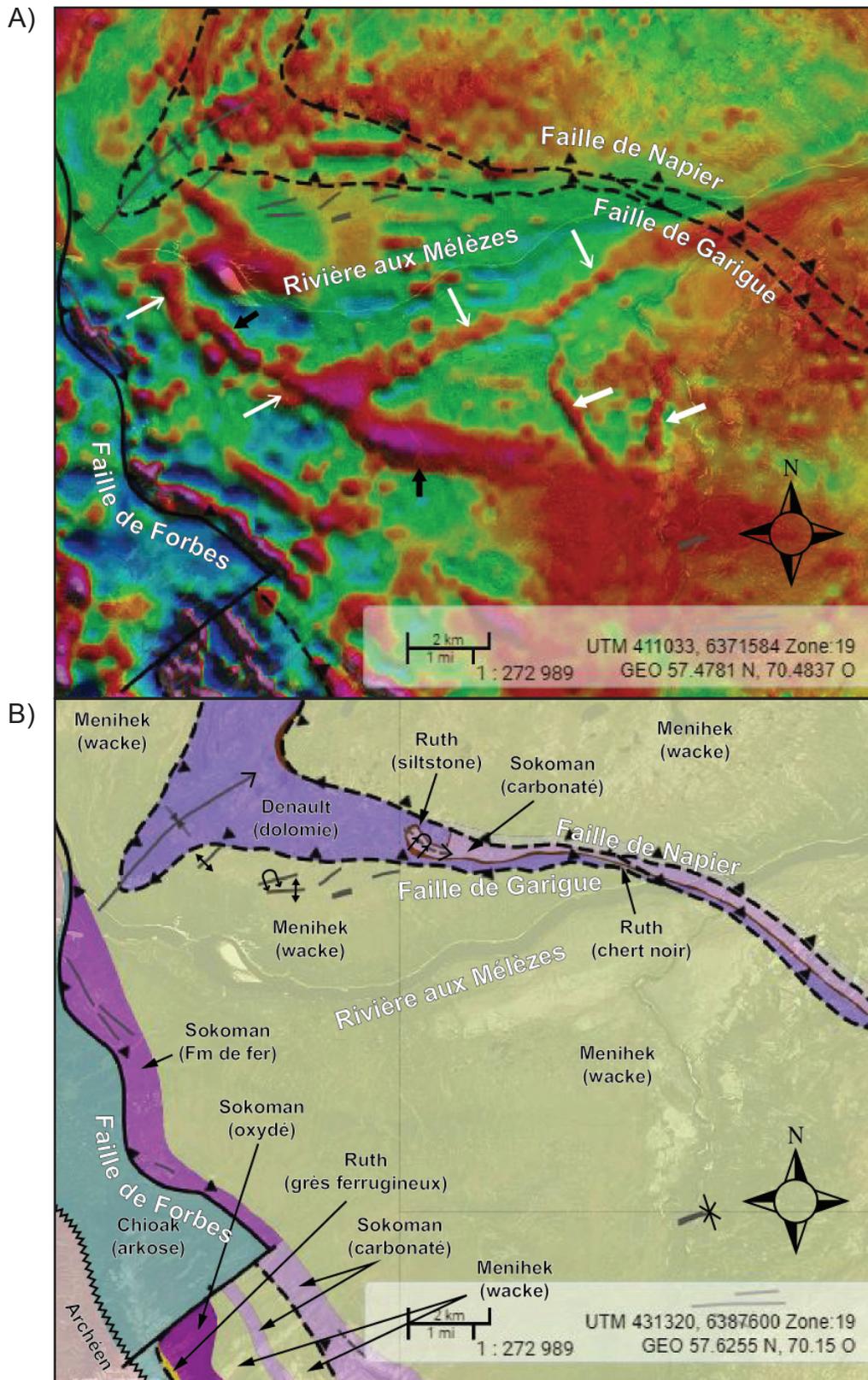


FIGURE 38 – Migration vers le nord du lit de la rivière aux Mélézes (57° 33' N; feuillets 24E09 et 24F12). (a) Carte du gradient magnétique vertical superposée à l'image satellitaire RapidEye. (b) Carte géologique (modifiée de Clark, 1977 et 1979) superposée à l'image RapidEye. À la figure 38a, une anomalie magnétique (flèches blanches minces) indique que l'ancien lit de la rivière aux Mélézes se situait jusqu'à 2 km au sud du lit actuel. Une anomalie floue suggère la présence d'une bande de formation de fer cachée sous le recouvrement quaternaire (flèches noires) (comparer avec la figure 38b). Cette bande représenterait une répétition tectonique de la formation de fer. Deux petites anomalies (flèches blanches épaisses) marquent des tributaires de la rivière aux Mélézes; la source de la magnétite est peut-être représentée par la bande de formation de fer cachée ou bien par les bandes de formation de fer situées près de la bordure ouest de la carte de la figure 38b. Images extraites de la Carte interactive le 31 mars 2020.

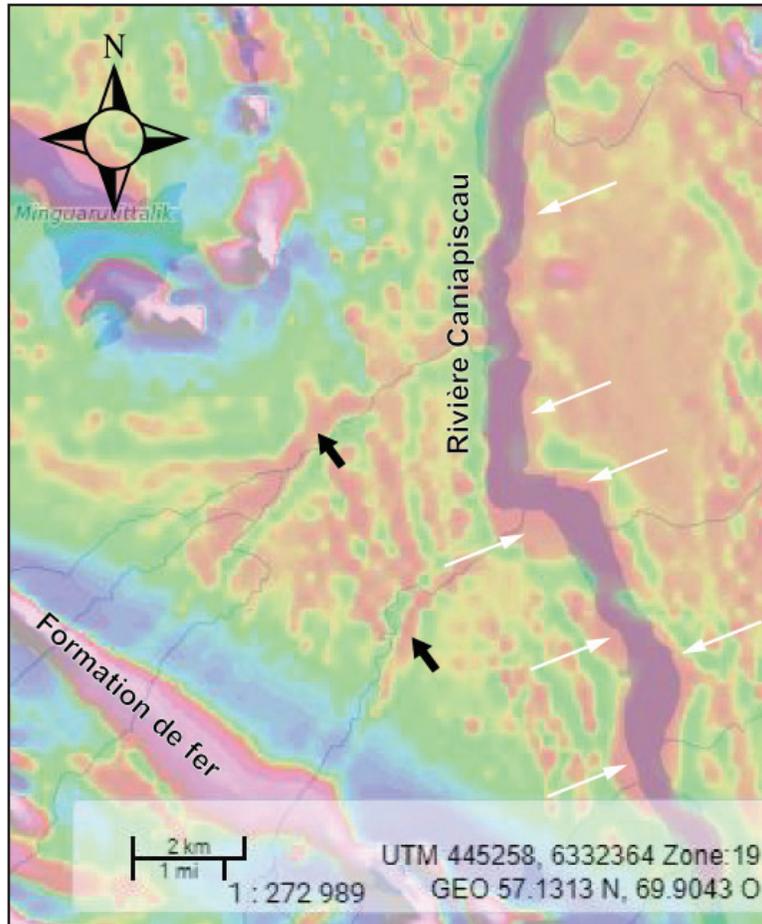


FIGURE 39 – Terrasses composées de sables magnétiques et ruisseaux tributaires de la rivière Caniapiscou (57° 10' N; feuillet 24F03) visibles sur la carte du gradient magnétique vertical superposée à l'image RapidEye. Les abords de la Caniapiscou montrent des terrasses de sables magnétiques (flèches blanches) indiquant que la rivière était plus large qu'elle ne l'est aujourd'hui. La figure montre également deux anciens tributaires de la Caniapiscou (flèches noires) dont les lits sont composés de sédiments enrichis en magnétite provenant d'une unité de formation de fer située au SW. En comparant les lits actuels des tributaires et les anomalies magnétiques, on s'aperçoit que ces tributaires ont changé légèrement de position au cours du temps. Images extraites de la Carte interactive le 9 août 2019.

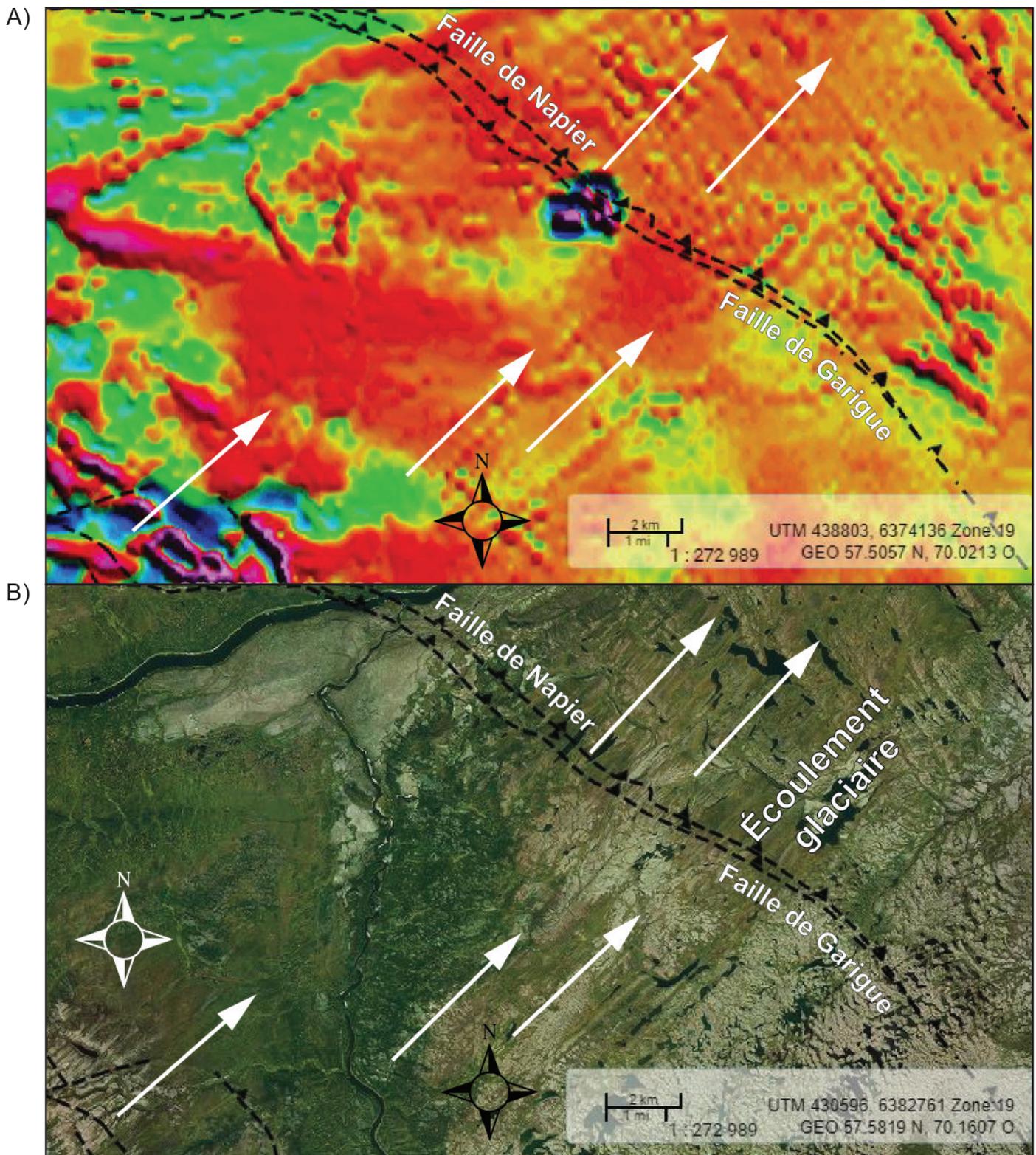


FIGURE 40 – Carte du gradient magnétique vertical (a) et image satellitaire RapidEye (b) du secteur au SE de la rivière aux Mélézes (feuilles 24E08, 24E09, 24F05 et 24F12). Sur ces figures, les grandes flèches blanches ou noires indiquent la direction de l'écoulement glaciaire déduite des traits morphologiques (figure 40b). Images extraites de la Carte interactive le 24 mars 2020.

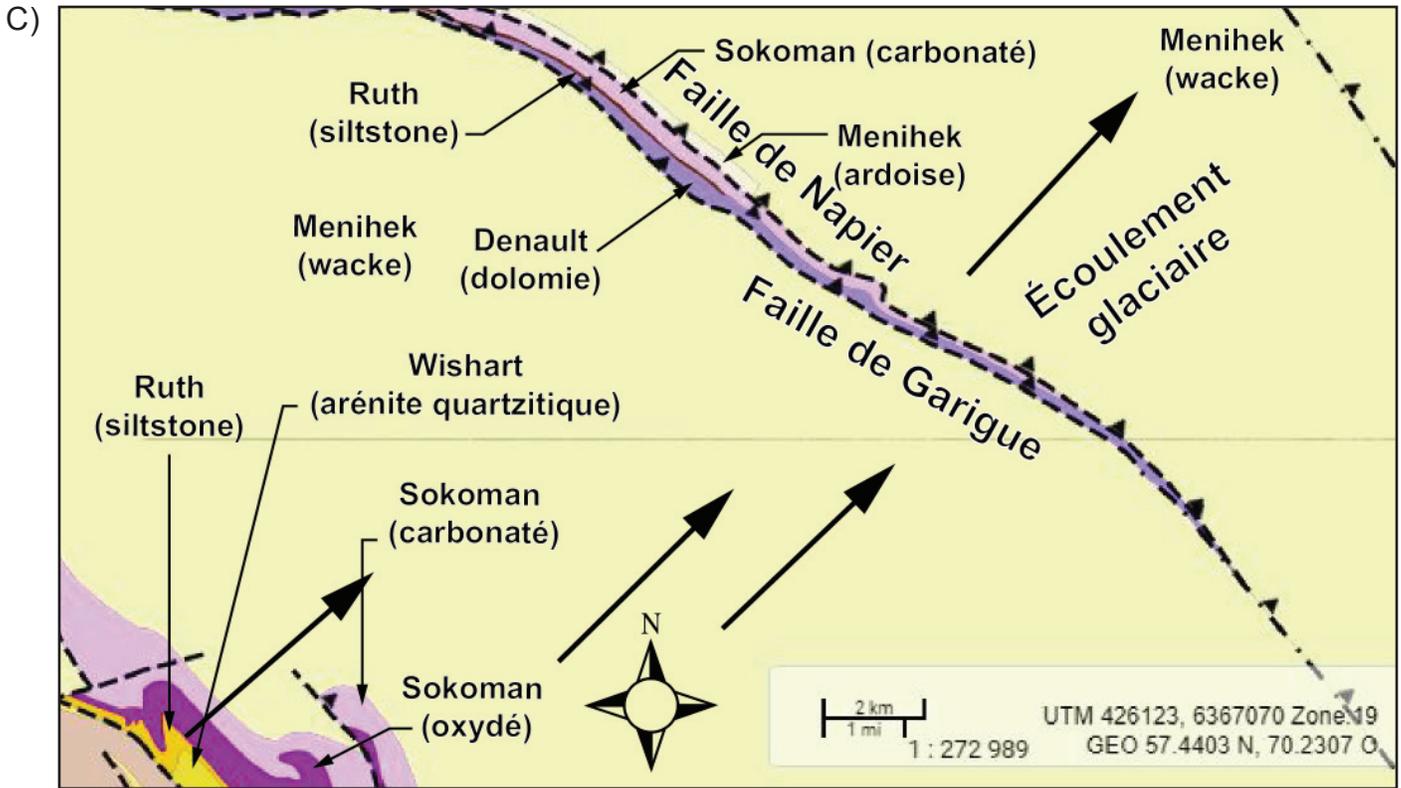


FIGURE 40 (SUITE) – (c) carte géologique du secteur au SE de la rivière aux Mélézes (feuilles 24E08, 24E09, 24F05 et 24F12) (géologie modifiée de Clark, 1977 et 1979). Sur ces figures, les grandes flèches blanches ou noires indiquent la direction de l'écoulement glaciaire déduite des traits morphologiques (figure 40b). Images extraites de la Carte interactive le 24 mars 2020.

Dispersion des minéraux radioactifs dans les tills glaciaires

Les formes glaciaires indiquent que le sens du mouvement glaciaire dans la Fosse du Labrador au SW de Kuujjuaq était vers le NE. Les tills en aval glaciaire de la limite ouest de la Fosse ont enregistré la dispersion glaciaire des minéraux radioactifs, un phénomène révélé par la carte spectrométrique ternaire du secteur au NE du lac Forbes (57° 30' N; feuillets 24F05, 24F06, 24F11 et 24F12; figure 41). Dans ce secteur, on observe des trainées de dispersion dominées par le bleu, lequel correspond à l'uranium. Les minéraux

uranifères pourraient provenir des roches granitiques du craton du Supérieur et/ou des arkoses de la Formation de Chioak qui affleurent à la bordure ouest de la Fosse (Clark et D'Amours, 2012). Les roches archéennes comprennent des pegmatites radioactives, alors que le Chioak contient de nombreux indices et sites minéralisés radioactifs (Clark et Wares, 2004).

Dans le coin NE de la figure 41, on remarque des anomalies en uranium qui suivent la stratification de direction NW-SE. Ces anomalies seraient associées à des sources locales, probablement les ardoises noires de la Formation de Baby (Clark et D'Amours, 2012).

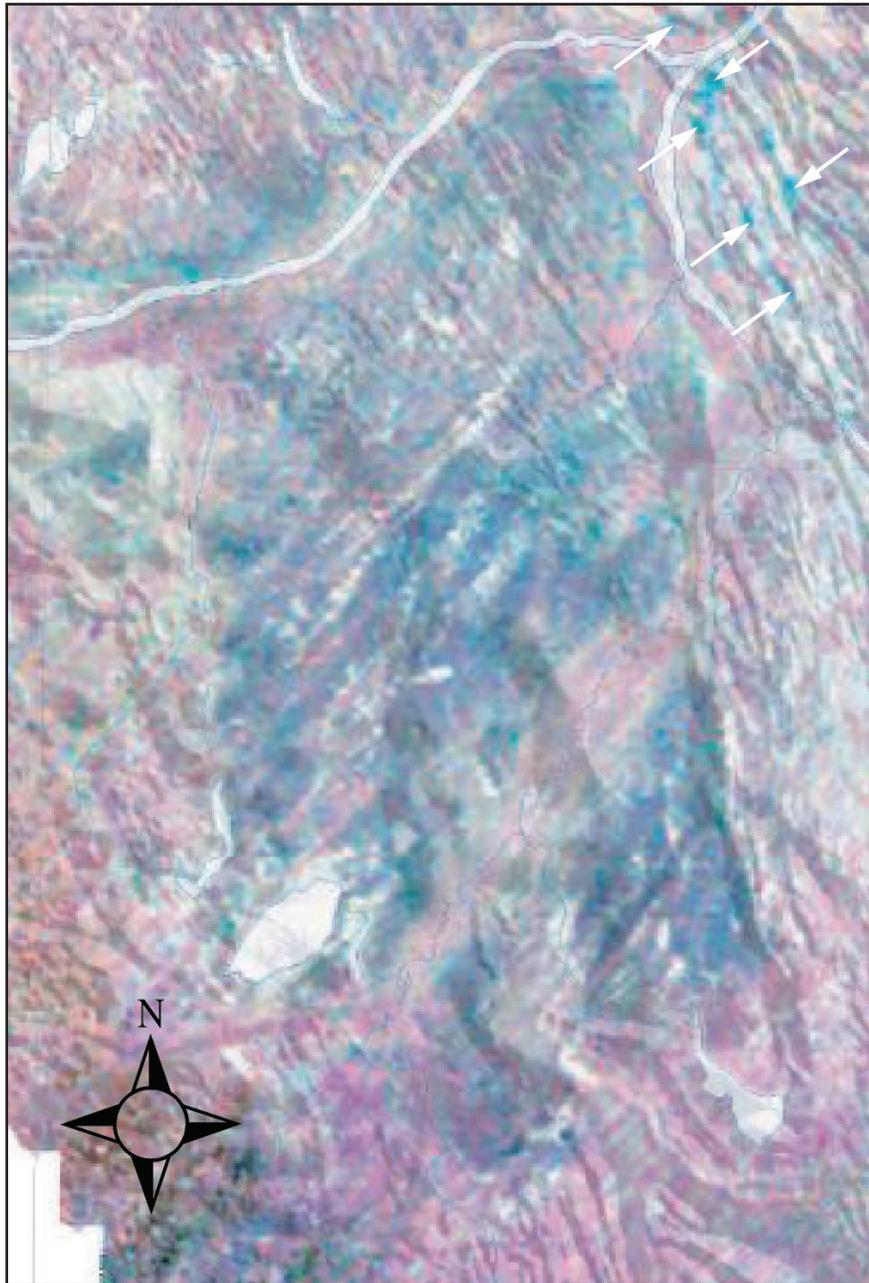


FIGURE 41 – Carte spectrométrique ternaire (U, Th, K) du secteur du lac Forbes (57° 30' N; feuillets 24F05, 24F06, 24F11 et 24F12) (Clark et D'Amours, 2012). La carte illustre la dispersion vers le NE des minéraux radioactifs uranifères. Signification des couleurs : bleu = uranium, jaune = thorium, rouge = potassium. Les flèches indiquent des concentrations d'uranium associées à des unités stratigraphiques particulières.

NOUVEAU MODÈLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE- TECTONIQUE POUR LA PARTIE CENTRALE DE LA FOSSE

La révision de la carte géologique entre le lac Cambrien et le Dôme de Wheeler a mis en évidence certaines incohérences dans le modèle paléogéographique publié par Dimroth (1968, 1970a et 1978) pour le premier cycle de dépôt. Ces observations nous ont conduit à réinterpréter le modèle d'évolution paléogéographique et tectonique de cette région située approximativement entre les latitudes 56° N et 56° 30' N (figure 42). Des modèles qui tiennent mieux compte des caractéristiques sédimentologiques et tectoniques de ce secteur ont été mis de l'avant par Le Gallais et Lavoie (1982) et Wardle *et al.* (1990). L'interprétation présentée ici est semblable à celle de Le Gallais et Lavoie (1982), mais diffère de celle-ci en ce qui concerne la strati-

tigraphie des compartiments structuraux et les conclusions paléogéographiques que l'on peut en déduire. Cette réinterprétation est basée sur le schéma proposé par Clark (1986). Cette réflexion nous a également menés à revoir certains aspects de l'évolution tectonique globale de la partie sud de la Fosse.

Le géanticlinal central a-t-il existé?

Dimroth (1970a) a reconnu dans la partie centrale de la Fosse (à la latitude 56° N approximativement) les éléments structuraux suivants (d'ouest en est, à partir du craton archéen du Supérieur) :

- une zone peu ou pas déformée;
- une zone synclinale héritée du bassin miogéosynclinal original;
- un anticlinorium reflétant la présence antérieure présumée d'un terrain élevé préorogénique (le « géanticlinal central »);
- un synclinorium correspondant au bassin eugéosynclinal original.

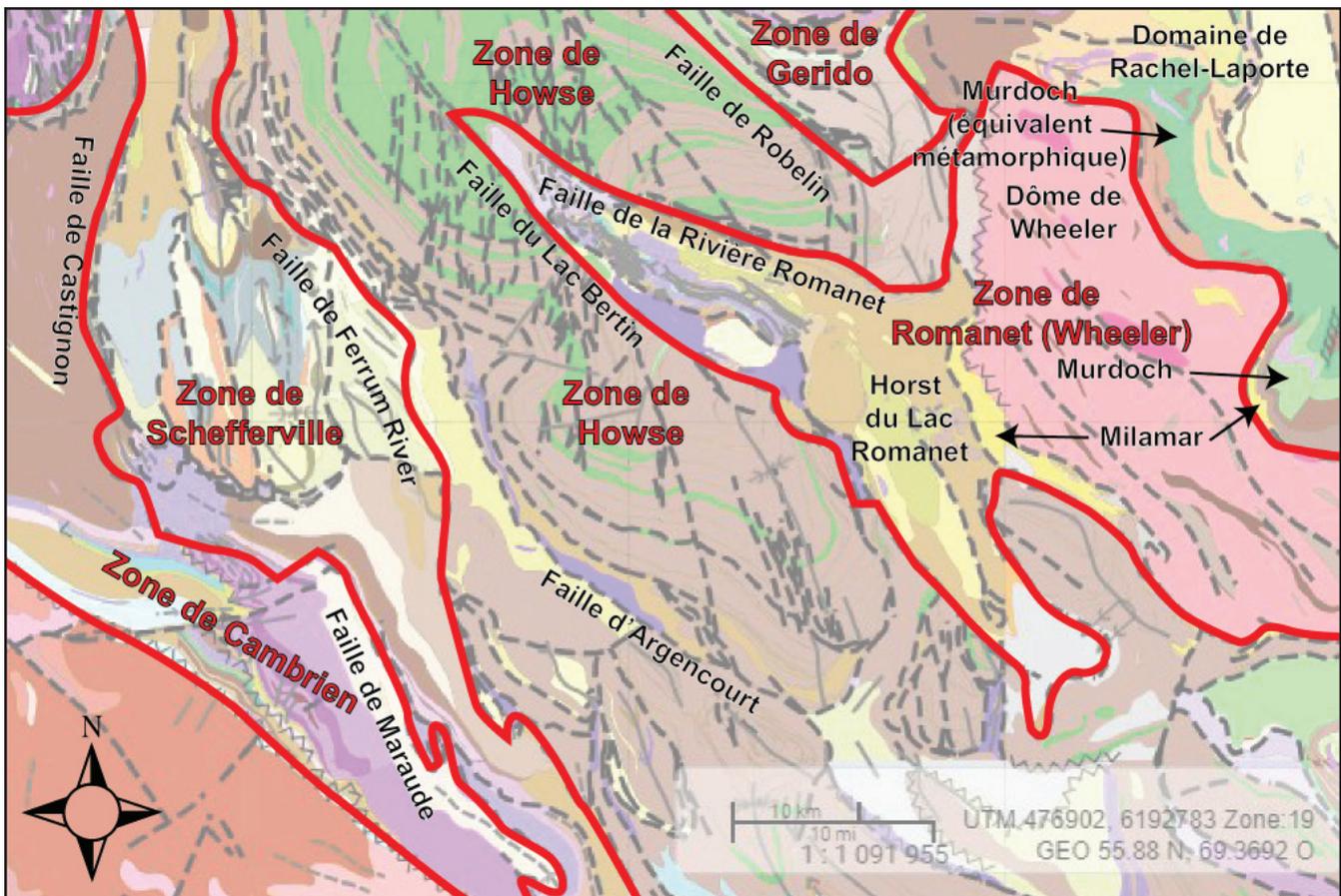


FIGURE 42 – Géologie de la partie centrale de la Fosse du Labrador entre le lac Cambrien et le Dôme de Wheeler (entre les latitudes 55° 54' N et 56° 33' N). La Zone de Cambrien (autochtone-parautochtone) est composée des roches des groupes de Seward, de Pistolet, de Swampy Bay et de Ferriman. La Zone de Schefferville (allochtone), limitée à l'ouest par les failles de Castignon et de Maraude, est composée des groupes de Seward, de Pistolet et de Swampy Bay. La Zone de Howse (allochtone) est limitée au SW par la Faille de Ferrum River et est constituée des groupes de Seward et de Swampy Bay ainsi que de la Formation de Lace Lake (à la base du Groupe de Pistolet; le reste du Pistolet est manquant). La Zone de Gerido (allochtone), limitée au SW par la Faille de Robelin, est formée du Groupe de Doublet. La Zone de Romanet (Wheeler) comprend le Horst du Lac Romanet et le Dôme de Wheeler. Le horst est un bloc tectonique limité au SW et au NE par des failles normales, les failles du Lac Bertin et de la Rivière Romanet, respectivement. Il est composé des roches des groupes de Seward, de Pistolet et de Swampy Bay. Le Dôme de Wheeler (allochtone) est constitué de gneiss archéens et est en partie chapeauté par des roches du Groupe de Seward (en discordance d'érosion sur les gneiss), de la Formation de Lace Lake (Groupe de Pistolet) et du Groupe de Doublet. Lignes en zigzag = discordances d'érosion. Image extraite de la Carte interactive le 31 mars 2020.

En fonction des zones lithotectoniques de Clark et Wares (2004; figure 4), ces éléments correspondent respectivement à :

- la Zone de Cambrien, une zone sédimentaire autochtone/parautochtone;
- la Zone de Schefferville, une zone sédimentaire allochtone;
- la Zone de Howse, une zone volcano-sédimentaire allochtone;
- les zones de Gerido et de Retty, des zones volcano-sédimentaires allochtones.

L'existence présumée d'un géanticlinal central dans la partie centrale de la Fosse mérite une attention particulière. Dans les zones de Schefferville et de Romanet (Wheeler), des variations d'épaisseur et de faciès sédimentaires des unités des groupes de Pistolet et de Swampy Bay du premier cycle ont mené Dimroth (1968, 1970a et 1978) à proposer le soulèvement synsédimentaire de la plateforme pour former un géanticlinal central et des sous-bassins de part et d'autre de celui-ci. Le géanticlinal central aurait été situé (au minimum) entre les lacs Otelnuk et Romanet (Dimroth, 1968, figure 7; Dimroth, 1978, p. 167 et 168). Durant le dépôt du Swampy Bay, l'un de ces sous-bassins se serait développé dans l'axe des lacs Minowean et Otelnuk (surtout les feuillettes 24C01 et 23N16; Zone de Schefferville) et des détritiques provenant d'une source située plus à l'est (le géanticlinal central présumé) s'y seraient déposés (Dimroth, 1968). Un second sous-bassin se serait formé sur la plateforme à quelques kilomètres à l'ouest du lac Romanet (feuillettes 24B05 et 24C08; Zone de Romanet [Wheeler]) qui aurait été alimenté par les détritiques en provenance de l'ouest (où se situait le géanticlinal présumé) ou de l'est (l'arrière-pays) (Dimroth, 1968). Mentionnons que le concept de géanticlinal central a été incorporé dans le modèle paléogéographique de Wardle et Bailey (1981).

Dimroth (1968; 1978, p. 167 et 168) notait que les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bacchus (Groupe de Swampy Bay) surmontent directement les roches sédimentaires des formations de Chakonipau, de Dunphy (Groupe de Seward) et de Lace Lake (Groupe de Pistolet) à l'est du lac Otelnuk et au nord-ouest et au sud du lac Dunphy (Zone de Howse). Dans ce secteur, il a attribué l'absence des roches sédimentaires de plateforme des formations d'Alder et d'Uvé (Groupe de Pistolet) et du Groupe de Swampy Bay à l'érosion du géanticlinal central. Les matériaux érodés auraient été remaniés et redéposés sous forme de shales et de wackes quartzitiques dans les deux sous-bassins à l'ouest et à l'est du géanticlinal pour former une partie du Groupe de Swampy Bay. Selon cette interprétation, la base de la Formation de Bacchus, là où le Pistolet est absent, correspondrait à une discordance d'érosion (indiquée par la zone à lignes verticales au centre du tableau 1 de Dimroth, 1978, p. 16). Le Bacchus se serait déposé en même temps que la Formation de Le Fer et de la partie supérieure de la Formation d'Otelnuq du Groupe de Swampy Bay (Dimroth, 1978, tableau 1, p. 16, p. 168). Ces interprétations ne concordent cependant pas avec la stratigraphie présentée à la figure 5.

Le Gallais et Lavoie (1982) ont interprété différemment les variations de faciès sédimentaires dans le Groupe de Swampy Bay. Selon eux, ces variations peuvent s'expliquer par des processus sédimentaires normaux qui se produisent sur une plateforme marine en subsidence; il est donc inutile de postuler l'existence d'un géanticlinal central. En particulier, les roches sédimentaires de la partie supérieure du Groupe de Swampy Bay (surtout celles de la Formation d'Otelnuq) peuvent représenter des turbidites d'eau relativement profonde dérivées d'une source plus à l'ouest et déposées dans des portions de la plateforme en voie d'affaissement (Le Gallais et Lavoie, 1982). De la même façon, les conglomérats à blocs de dolomie de la Formation de Romanet, exposés près de l'extrémité NW du lac Romanet, représenteraient la marge orientale faillée de la plateforme (la Formation de Romanet est corrélée avec des parties des formations d'Otelnuq et de Savigny du Groupe de Swampy Bay dans l'ouest de la Fosse). Ces processus impliqueraient des détritiques sédimentaires provenant de sources localisées sur le continent et sur la plateforme et transportés vers le bassin marin à l'est. La marge de la plateforme aurait été située dans l'est de la Fosse, près des limites orientales actuelles des unités de plateforme (Le Gallais et Lavoie, 1982).

Dans le modèle de Le Gallais et Lavoie (1982), la mise en place des roches du Bacchus serait contemporaine du dépôt de l'ensemble des groupes de Seward, de Pistolet et de Swampy Bay. Une relation semblable entre les roches sédimentaires de plateforme et les basaltes a été suggérée par Wardle *et al.* (2002, leur figure 11). L'ensemble de ces observations suggère que l'existence d'un géanticlinal central n'est pas nécessaire pour expliquer la distribution des unités sédimentaires du cycle 1.

Certaines observations structurales semblent également aller à l'encontre de la présence d'un géanticlinal central. En effet, nous constatons que les variations latérales de faciès dans le Swampy Bay utilisées par Dimroth pour localiser le géanticlinal central sont préservées dans le compartiment structural inférieur, c'est-à-dire les zones de Schefferville et de Romanet (Wheeler) (figures 4 et 42). Nous reconnaissons également que les roches du Groupe de Pistolet sont absentes du compartiment structural supérieur dans cette partie de la Fosse, soit la Zone de Howse (figures 4 et 42). Ainsi, Dimroth a localisé le géanticlinal central en se basant sur des observations stratigraphiques provenant de deux blocs structuraux distincts et sur le postulat implicite de l'absence de mouvement relatif entre ces derniers durant l'orogénèse. Toutefois, le compartiment supérieur (Zone de Howse) a certainement été transporté sur une distance considérable vers l'ouest par rapport au compartiment inférieur durant cette période (Wardle *et al.*, 2002). D'ailleurs, aucune des cartes paléogéographiques proposées par Dimroth (1968 et 1978) ne tient compte du raccourcissement associé à la déformation de la Fosse. Nous pensons qu'un autre modèle est nécessaire pour expliquer l'absence du Groupe de Pistolet dans la Zone de Howse (figure 5), un modèle basé principalement sur l'évolution structurale de la région.

Un modèle alternatif

Le modèle paléogéographique-tectonique que nous proposons ici est un amalgame des modèles publiés par Dimroth (1970a), Wardle et Bailey (1981), Le Gallais et Lavoie (1982), Clark (1986) et Wardle *et al.* (1990 et 2002) (figures 43 et 44). Il s'agit d'une version modifiée du scénario illustré à la figure 18 du présent rapport. Dans le modèle exposé dans les paragraphes qui suivent, la région comprendrait deux bassins volcano-sédimentaires distincts dans le temps et dans l'espace. Les deux bassins se seraient rapprochés et fusionnés durant l'orogénèse.

Nous proposons, comme auparavant (Clark, 1986), que les roches du Bacchus (et une unité sédimentaire corrélée avec la Formation de Lace Lake) ont été déposées dans l'axe de la zone de rift continental initial et directement sur la séquence représentée par le Groupe de Seward, sans période d'érosion entre les deux séquences. Selon cette interprétation, la totalité de la séquence de rift (Seward au Bacchus) se serait mise en place à l'est de la limite actuelle des roches de plateforme du Groupe de Pistolet (formations de Lace Lake, d'Alder et d'Uvé) et non pas au-dessus, comme dans certains modèles antérieurs (p. ex. Dimroth, 1978). Nous corrélons les roches volcano-sédimentaires du Bacchus (Groupe de Swampy Bay) avec les roches sédimentaires de la plateforme (groupes de Pistolet et de Swampy Bay) (voir la figure 5), comme illustré sur les schémas de Le Gallais et Lavoie (1982, leur figure 4) et Wardle *et al.* (2002, leur figure 11). Cette interprétation se distingue du modèle selon lequel le Bacchus est corrélatif seulement avec la partie supérieure du Groupe de Swampy Bay (Dimroth, 1970a et 1978).

Ainsi, le bassin de rift contenant la séquence allant du Seward au Bacchus aurait été situé entre la limite est de la plateforme sédimentaire et la bordure ouest du Dôme de Wheeler. Vers le NW, les basaltes du Bacchus (Zone de Howse) s'étendent jusqu'à la latitude 57° 26' N. Vers le sud-est, au nord de l'Arche de Snelgrove, le Bacchus et la Zone de Howse virent vers le nord-est en raison du plissement et sont tronqués par les failles du Lac Walsh (Faille de Moss Lake au Labrador) et de Quartzite Lake (Donaldson, 1966; Wardle, 1982). Ainsi, en raison de la déformation, la position pré-tectonique du Bacchus par rapport à l'Arche de Snelgrove est incertaine.

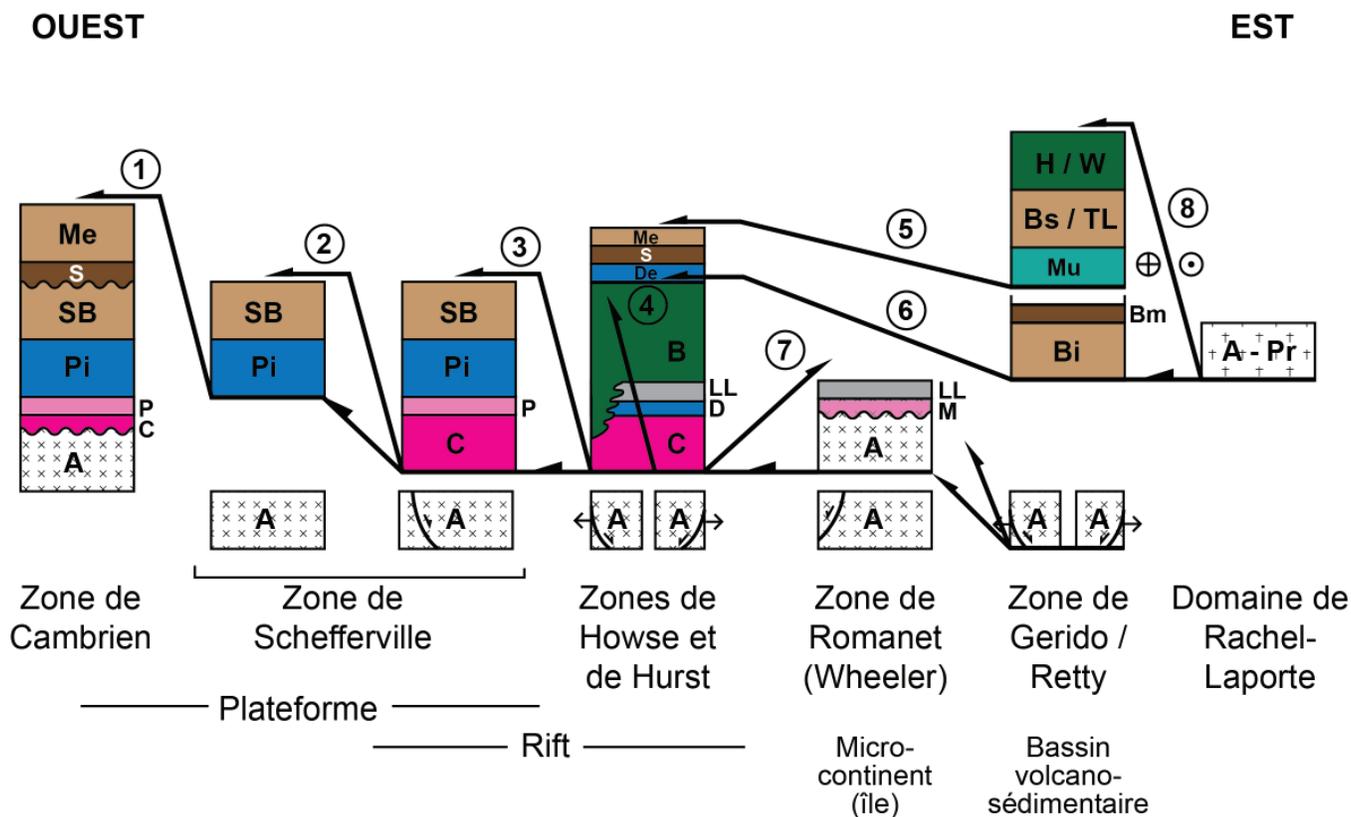
Durant le dépôt du Groupe de Seward, le Dôme de Wheeler (tout comme l'Arche de Snelgrove, au sud) représentait un terrain émergé exposant des gneiss granitiques archéens (Dimroth, 1968 et 1970a; Wardle et Bailey, 1981). Par la suite, le dôme aurait commencé à s'affaisser et les grès et les conglomérats arkosiques marins de la Formation de Milamar (Groupe de Seward supérieur) se seraient déposés en contact d'érosion sur les flancs et le dessus du dôme (figure 43). Le dépôt des pélites de la Formation de Lace Lake (Groupe de Pistolet inférieur) aurait suivi. De la même façon, les arkoses du Groupe de Seward se seraient mises en place sur le flanc de l'Arche de Snelgrove émergée (Wardle, 1979 et 1982). Par analogie avec l'Arche de Snelgrove (Wardle et Bailey,

1981), les dolomies de la Formation de Denault, au sommet du premier cycle, auraient recouvert le Dôme de Wheeler (pas représentées sur la figure 43).

Sur les côtés sud et est du dôme, le Milamar et le Lace Lake sont surmontés par les roches volcanoclastiques mafiques de la Formation de Murdoch, du deuxième cycle de dépôt, et par leurs équivalents métamorphiques de la Suite de Klein (Domaine lithotectonique de Rachel-Laporte; Dimroth, 1978; Charette *et al.*, 2015; Carte interactive). Rappelons que le Murdoch a été corrélé avec la partie inférieure de la Formation de Menihék (Findlay *et al.*, 1995). La façon dont le Murdoch se moule sur les flancs nord, est et sud du dôme (Carte interactive) rappelle le comportement des roches bordant un boudin tectonique. Le Bacchus est absent entre le Milamar-Lace Lake et le Murdoch sur le flanc est du Dôme de Wheeler. Cette lacune appuie l'hypothèse que le Bacchus s'est déposé uniquement à l'ouest du dôme. Sur le flanc est, le contact entre le Milamar-Lace Lake et le Murdoch est probablement représenté par une faille de chevauchement. Cette interprétation est basée sur le fait que les limites ouest du Murdoch au NW et au SE du dôme correspondent aux failles de Robelin et du Lac Walsh, respectivement.

Au SE du Dôme de Wheeler, le Murdoch est surmonté par les roches sédimentaires de la Formation de Thompson Lake et les basaltes tholéitiques de la Formation de Willbob (Groupe de Doublet). Au NW du dôme, le Murdoch est recouvert par des roches sédimentaires de la Formation de Baby et par les basaltes tholéitiques de la Formation d'Hellancourt (Groupe de Koksoak). La limite NW du Murdoch se situe à la latitude du lac du Canyon (57° 29' N). Dans le nord de la Fosse, le Baby comprend des membres inférieur et supérieur composés de roches métasédimentaires pélitiques et de métagrès ainsi qu'un membre médian de formation de fer. Ce dernier a été corrélé avec la Formation de Sokoman (figure 5), mais à la différence du Sokoman, la formation de fer de Baby se serait déposée en eau plus profonde (Clark, 1988; Clark et Wares, 2004).

D'après la carte géologique, le bassin volcano-sédimentaire représenté par les groupes de Doublet et de Koksoak s'étendait sur toute la longueur de la Fosse. Il se serait formé à l'est du Dôme de Wheeler et de l'Arche de Snelgrove (figure 44). Cette hypothèse est appuyée par la présence interprétée d'une faille de chevauchement sous le Murdoch et la disposition de cette faille par rapport au Dôme de Wheeler et de l'Arche de Snelgrove. Une origine à l'est de ces terrains gneissiques archéens a été aussi suggérée par Dimroth (1970a) et Wardle et Bailey (1981, leur figure 19.10). Plus au nord dans la Fosse (58° N), Boone et Hynes (1990) ont déterminé que les basaltes de la Formation d'Hellancourt du Groupe de Koksoak avaient été transportés sur au moins 50 km vers l'ouest durant le raccourcissement tectonique. Ils ont spéculé que les basaltes auraient pu se mettre en place sur une croûte continentale très amincie ou bien à la limite des blocs continental et océanique.



Failles

- ① Maraude
 - ② Castignon
 - ③ Ferrum River
 - ④ Argencourt
 - ⑤ Walsh Lake
 - ⑥ Robelin
 - ⑦ Yroquet
 - ⑧ Rachel, Hérodier (et équivalents)
- ⊕ ⊙ Mouvement s'éloignant de / vers l'observateur

Unités lithostratigraphiques

- | | |
|---------------------------|----------------------------|
| A Archéen | B Bacchus |
| Pr Protérozoïque | Bi Baby inférieur |
| C Chakonipau | Bm Baby moyen |
| P Portage | Mu Murdoch |
| D Dunphy | Bs Baby supérieur |
| M Milamar | TL Thompson lake |
| LL Lace Lake | H Hellancourt |
| Pi Pistolet | W Willbob |
| SB Swampy Bay | |
| De Denault | ~~~~ Discordance d'érosion |
| S Sokoman, Wishart | |
| Me Menihek | |

FIGURE 43 – Schéma lithotectonique représenté par des coupes verticales (pas à l'échelle) pour la partie centrale de la Fosse du Labrador entre l'extrémité sud du lac Cambrien et le lac Duhamel (56° N à 56° 40' N). Le diagramme montre la composition lithostratigraphique des différents compartiments structuraux avant le transport tectonique. Les futures failles limitant les compartiments structuraux sont indiquées; la numérotation des différentes failles n'indique pas l'ordre de formation. Le Dôme de Wheeler est représenté par la lettre A dans le compartiment « Zone de Romanet (Wheeler) ». Certaines parties des compartiments ont été projetées sur le diagramme à partir du nord ou du sud. Pour les zones de Howse et de Hurst, le Hurst correspond à la partie sommitale de la colonne (De-S-Me), et il surmonte la Zone de Howse. Le Domaine de Rachel-Laporte comprend des gneiss archéens et des roches supracrustales paléoprotérozoïques; ces dernières comprennent les roches métasédimentaires de type flysch de l'ancienne formation de Thévenet (et équivalents), laquelle fait partie de l'actuelle Suite de Freneuse. Les compartiments illustrés correspondent aux zones lithotectoniques proposées par Clark et Wares (2004).

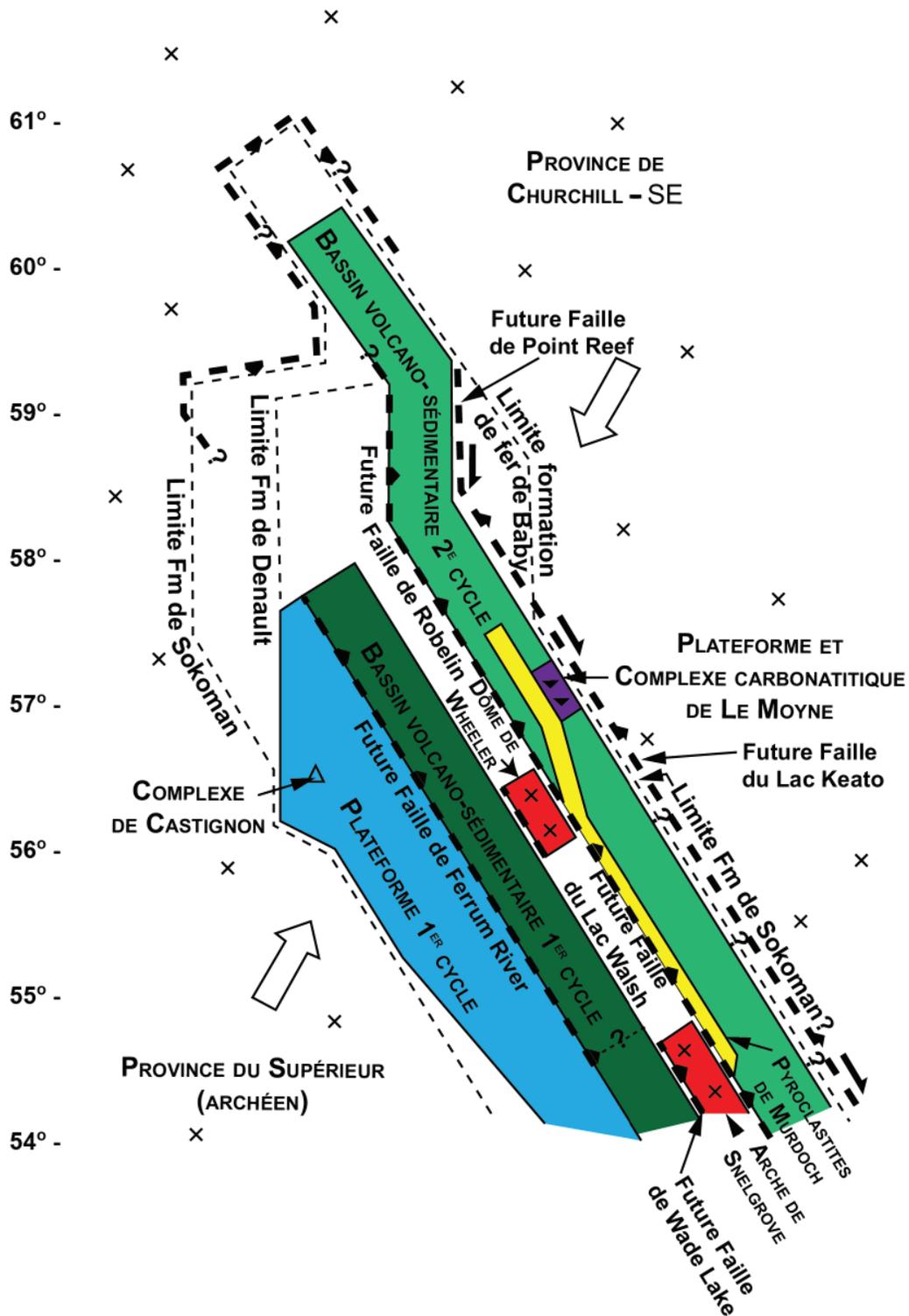


FIGURE 44 – Diagramme schématique illustrant la disposition relative des différents blocs composant la Fosse du Labrador avant le raccourcissement tectonique, selon notre modèle. Le diagramme montre les deux bassins volcano-sédimentaires parallèles des cycles 1 et 2. Ces deux bassins sont séparés par les blocs émergés de croûte archéenne du Dôme de Wheeler et de l'Arche de Snelgrove. Le bassin volcano-sédimentaire du cycle 1 comprend la séquence sédimentaire de rift continental initial. La relation entre les basaltes du premier cycle et l'Arche de Snelgrove est incertaine. Également représentés sont la plateforme de marge continentale du premier cycle, la limite de dépôt des formations de fer de Sokoman (sa limite orientale est incertaine) et de Baby, une bande correspondant aux roches volcanoclastiques et aux coulées mafiques de la Formation de Murdoch, le Complexe volcanique de Castignon, le Complexe carbonatitique de Le Moyne et la plateforme dans laquelle elle s'est mise en place ainsi que les failles futures de Ferrum River, de Robelin, du Lac Walsh, de Wade Lake, de Pointe Reef et du Lac Keato. Une faille sous-tendant la partie extrême nord de la Fosse a été postulée. Les différents blocs ont été chevauchés les uns sur les autres durant le raccourcissement orogénique transhudsonien. Les directions des contraintes tectoniques principales (grandes flèches), du moins durant les dernières phases du tectonisme, étaient obliques à la direction générale de la Fosse, générant, entre autres, les failles de chevauchement à composante de décrochement dextre. Périodiquement, des contraintes différentes ont résulté localement en des mouvements de décrochement senestres.

Notre modèle paléogéographique pré-tectonique préconise donc l'existence de deux bassins volcano-sédimentaires parallèles et d'âges différents. Le bassin du premier cycle à l'ouest et celui du deuxième à l'est auraient été séparés l'un de l'autre par des terrains archéens émergés (figure 44). La figure 44 montre également la disposition de certaines composantes tectoniques et ignées de la Fosse ainsi que la limite nord de la Formation de Denault et les limites des formations de fer de Sokoman et de Baby. Une conséquence vérifiable découlant de ce modèle est que l'on ne trouverait pas des filons-couches de gabbro d'un âge correspondant au deuxième cycle (Suite intrusive de Gerido) parmi les filons-couches de gabbro dans la Zone de Howse (Suite intrusive de Wakuach).

Le Groupe de Doublet à l'est de la Faille du Lac Walsh ne comprend pas de formation de fer d'étendue régionale, la distribution de la formation de fer du lac Irène (feuillelet 23O10) n'étant que locale (carte 1210A dans Baragar, 1967). Cela le distingue du Groupe de Koksoak à l'est de la Faille de Robelin, dans le nord de la Fosse, où la formation de fer de Baby est très présente. L'explication pour l'absence générale de formation de fer dans le Groupe de Doublet n'est pas évidente, mais elle pourrait être de nature tectonique.

La paléogéographie décrite précédemment aurait été bouleversée durant l'Orogenèse transhudsonienne. À la suite du raccourcissement tectonique, le Dôme de Wheeler et les séquences paléoprotérozoïques plus à l'est (figure 44) se seraient rapprochés du craton du Supérieur par l'entremise d'un décollement basal. Dans ce modèle, le décollement passerait sous le Dôme de Wheeler et se serait éventuellement propagé sur presque toute la largeur de la Fosse (figure 43). Il se serait poursuivi vers le SW pour former les écaillles imbriquées de la Zone de Schefferville (et de la Zone de Mélézes plus au nord). Ensuite, par le biais de la Faille de Ferrum River, une faille hors série, la séquence de rift du premier cycle (Seward au Bacchus) à l'ouest du Dôme de Wheeler aurait été transportée vers le SW et mise en place sous la forme d'une nappe de charriage au-dessus des roches de la plateforme (figure 18; Clark, 1986). Le déplacement de cette séquence aurait été au moins égal à sa largeur initiale, soit une distance minimale d'environ 48 km (davantage si on tient compte des plis et des failles dans la Zone de Howse). La bordure de la plateforme, possiblement marquée originellement par une faille synsédimentaire, aurait servi de rampe lors du mouvement sur la Faille de Ferrum River, comme proposé par Baragar (1967) et Wardle et Bailey (1981). Le transport de la nappe de charriage se serait arrêté lorsque la masse granitique du Dôme de Wheeler serait entrée en collision avec les roches de la plateforme et du socle du Supérieur sous-jacent. La zone de racine (maintenant cryptique) de la nappe de charriage serait localisée immédiatement à l'ouest du Dôme de Wheeler.

Le bloc correspondant à la Zone de Howse, dans le toit de la Faille de Ferrum River, ne s'est pas comporté comme une masse monolithique durant le chevauchement. Les cartes géophysiques à haute résolution montrent que la Faille

d'Argencourt s'enracine dans la Faille de Ferrum River au nord du lac Chakonipau (56° 31' N) (voir les sections intitulées « Faille de Ferrum River » et « Faille d'Argencourt »). À cause du plongement sud-est de la majorité des grands plis dans cette région, l'extrémité avant (*tip*) de la Faille d'Argencourt est visible à l'ouest du lac Chassin (55° 43' N). À cet endroit, la faille se termine dans un synclinal qui est sous-jacent à un anticlinal dans le compartiment chevauchant (figures 23a et 23b). On peut donc envisager que le transport de la nappe de charriage aurait engendré la formation de la Faille d'Argencourt. Le mouvement sur les failles d'Argencourt et de Ferrum River aurait été accompagné de plissements ouverts dans la Zone de Howse qui est composée surtout de roches ignées mafiques relativement rigides.

La figure 44 indique la présence d'un hypothétique décollement sous les unités du deuxième cycle dans l'extrême nord de la Fosse. Les travaux de Hardy (1976) et de Bilodeau *et al.* (2018) laissent croire que le contact entre les roches paléoprotérozoïques de la Fosse et le socle archéen entre 59° 30' et 60° 30' N représente une discordance d'érosion. D'ailleurs, un conglomérat basal a été reconnu localement près de ce contact par Hardy (1976). Toutefois, Madore *et al.* (1999) et Madore et Larbi (2000) ont observé que le contact entre les 59° et 61° N correspond à une zone de déformation ductile intense (au faciès métamorphique des amphibolites) qu'ils ont attribuée au chevauchement de la séquence de la Fosse sur le socle. Ils suggèrent également que la séquence paléoprotérozoïque est structuralement imbriquée à la latitude 60° 45' N (Madore et Larbi, 2000, carte du feuillelet 25D). La faille postulée au contact des unités archéennes et protérozoïques constitue probablement un décollement qui suit le contact basal des strates protérozoïques, mais qui peut localement remonter dans la stratigraphie le long de rampes structurales.

Le modèle présenté ici comporte certains éléments de celui proposé par Le Gallais et Lavoie (1982), mais il en diffère par trois aspects importants :

- Dans le modèle de Le Gallais et Lavoie (1982, leur figure 8), les roches sédimentaires de rift du Chakonipau sont surmontées par les roches sédimentaires de plateforme. Les roches volcaniques mafiques du Bacchus se sont épanchées dans un bassin à partir d'une « zone de rifting » situé à l'est des sédiments de rift. En revanche, dans le modèle présenté ici, les roches sédimentaires du Groupe de Seward et de la Formation de Lace Lake sont surmontées stratigraphiquement par les basaltes de la Formation de Bacchus dans la Zone de Howse. Ainsi, d'après cette interprétation, les roches sédimentaires de rift de la Formation de Chakonipau et les basaltes de Bacchus se sont formés successivement dans la même zone de rifting (figures 5 et 43).
- Pour Le Gallais et Lavoie (1982, leur figure 4), le Bacchus se corrèle avec toutes les formations sédimentaires du premier cycle (y compris le Seward), tandis que dans le présent modèle, le Bacchus

constitue l'équivalent des groupes de Pistolet et de Swampy Bay (figure 43).

- Pour Le Gallais et Lavoie (1982, leur figure 8), les bassins volcano-sédimentaires (c'est-à-dire les parties des bassins où les roches volcaniques prédominent) des cycles 1 et 2 sont superposés, tandis qu'ici, ils constituent deux bassins séparés et parallèles (figure 44). Noter que la distribution des roches sédimentaires de la Formation de Denault (premier cycle) et du Groupe de Ferriman (deuxième cycle) est bien plus importante que celle des roches volcaniques de ces deux bassins, bien que ceux-ci soient distincts (figure 44).
- La subdivision de la Fosse en zones lithotectoniques n'est pas la même dans les deux modèles. En effet, dans le modèle présenté ici, la Zone de Howse comprend le « complexe volcano-sédimentaire » ainsi que le « complexe igné-sédimentaire » (*allochthonous igneous-sediment complex*) de Le Gallais et Lavoie (1982, leur figure 2), localisé plus à l'est.

Notre modèle diffère également de celui de Wardle et Bailey (1981) qui est basé sur le concept du géanticlinal central de Dimroth. De plus, d'après Wardle et Bailey (1981), les laves mafiques de la Formation de Bacchus se seraient épanchées dans un bassin marin à l'ouest du Dôme de Wheeler et au-dessus des restes du géanticlinal central érodé; les laves seraient donc plus jeunes que les roches sédimentaires de plateforme. Dans notre modèle, les basaltes du Bacchus se sont déposés dans un bassin de rift à l'est de la plateforme et sont contemporains des roches de la plateforme (Groupe de Pistolet; figure 43).

La vision présentée dans la coupe schématique de la figure 18 diffère quelque peu du modèle proposé ici. En effet, la Formation de Murdoch ne constitue pas l'équivalent latéral de la Formation de Bacchus et semble plutôt correspondre à la partie inférieure du Menihek du deuxième cycle (bien que cette corrélation ne soit pas confirmée; voir Findlay *et al.*, 1995). De plus, la séquence Murdoch-Thompson Lake-Willbob ne s'est pas déposée sur le Dôme de Wheeler et d'une partie de la Formation de Chakonipau, comme la figure 18 le suggère, mais dans un bassin volcano-sédimentaire situé à l'est du dôme. De la même façon, toujours selon notre modèle, les basaltes de la Formation de Willbob ne se sont pas épanchés sur les basaltes de la Formation de Bacchus, mais plutôt dans le bassin plus à l'est.

Origine du Horst du Lac Romanet

La vallée des lacs Mistamisk et Romanet comprend des roches volcano-sédimentaires de rift (formations de Chakonipau, de Lace Lake et de Bacchus) et des roches sédimentaires de plateforme (formations d'Alder et d'Uvé) du premier cycle. Ces roches font partie d'un biseau structural limité par les failles du Lac Bertin et de la Rivière Romanet (figures 45a, 45b et 46; 56° 18' N; feuillettes 24B04, 24B05, 24C01 et 24C08) et nommé Horst du Lac Romanet

(Le Gallais et Lavoie, 1982). Le Horst du Lac Romanet fait partie de la Zone de Romanet (Wheeler). Dimroth (1978, p. 167) avait reconnu que, avant la formation du horst, les roches volcano-sédimentaires du Bacchus couvraient les roches sédimentaires affleurant dans la vallée. Il a interprété la structure comme un bloc faillé préorogénique (Dimroth, 1981). Selon l'interprétation de Le Gallais et Lavoie (1982), le horst représente plutôt une fenêtre structurale exposant les roches sédimentaires de rift et de plateforme des groupes de Seward, de Pistolet et de Swampy Bay à travers le panneau volcano-sédimentaire de la Zone de Howse. Cette fenêtre aurait été formée par un mouvement inverse tardif sur des failles postchevauchement. Ces dernières structures sont mises en évidence par la coupure nette des anomalies magnétiques qui caractérisent le panneau volcano-sédimentaire de la Zone de Howse (figure 45a). L'importance économique du Horst du Lac Romanet est liée à ces failles qui ont permis la circulation de fluides hydrothermaux responsables de plusieurs minéralisations de U-Cu-Au reconnues dans le horst (Kish et Cuney, 1981; Chev , 1985; Clark, 1986; Clark et Wares, 2004; Conliffe *et al.*, 2019).

La Faille du Lac Bertin forme la limite SW du horst (figures 45a, 45b et 46). Il s'agit d'une faille subverticale qui tronque les structures du compartiment SW (Zone de Howse; Chev , 1985; Clark, 1986). Le déplacement subvertical sur cette faille diminue vers le NW, de sorte que, près du lac Mistamisk, les basaltes de la Formation de Bacchus sont présents des deux côtés de la faille (figure 45b; Clark [1986] et Carte interactive). Près de l'extrémité NW du horst, une faille semblable à la Faille du Lac Bertin marque la limite NE de ce bloc structural (Clark, 1986). Vers le SE, toutefois, cette limite est plus complexe et est peut-être marquée par plusieurs failles parallèles à pendage abrupt à modéré vers le NE (figure 46; Clark, 1986).

La présence du Bacchus dans le horst près de son extrémité NW et l'observation que le Bacchus surmonte la séquence Seward-Lace Lake (l'Alder et l'Uvé étant absents) au lac Mistamisk (Carte interactive) laissent croire qu'on y observe une séquence représentant l'équivalent de la partie basale de la Zone de Howse (figures 45b et 46). La surface inférieure de la séquence Seward-Lace Lake-Bacchus dans le horst correspond à la Faille de Du Chambon, une faille de chevauchement reconnue par Dimroth (1978). D'après la Carte interactive, cette faille recoupe les unités dans son toit, soit la séquence Seward-Lace Lake-Bacchus, engendrant des relations structurales complexes (p. ex., des polarités variables). De plus, la présence du Bacchus près de la rivière Romanet (Carte interactive) suggère que l'équivalent de la partie basale de la Zone de Howse est également visible dans ce secteur.

Dans les secteurs nord, est et sud-est du horst, la séquence stratigraphique dans le mur de la Faille de Du Chambon et ses équivalents est différente. En effet, cette séquence comprend les roches sédimentaires des groupes de Pistolet et de Swampy Bay qui correspondent à la séquence sédimentaire de plateforme du premier cycle.

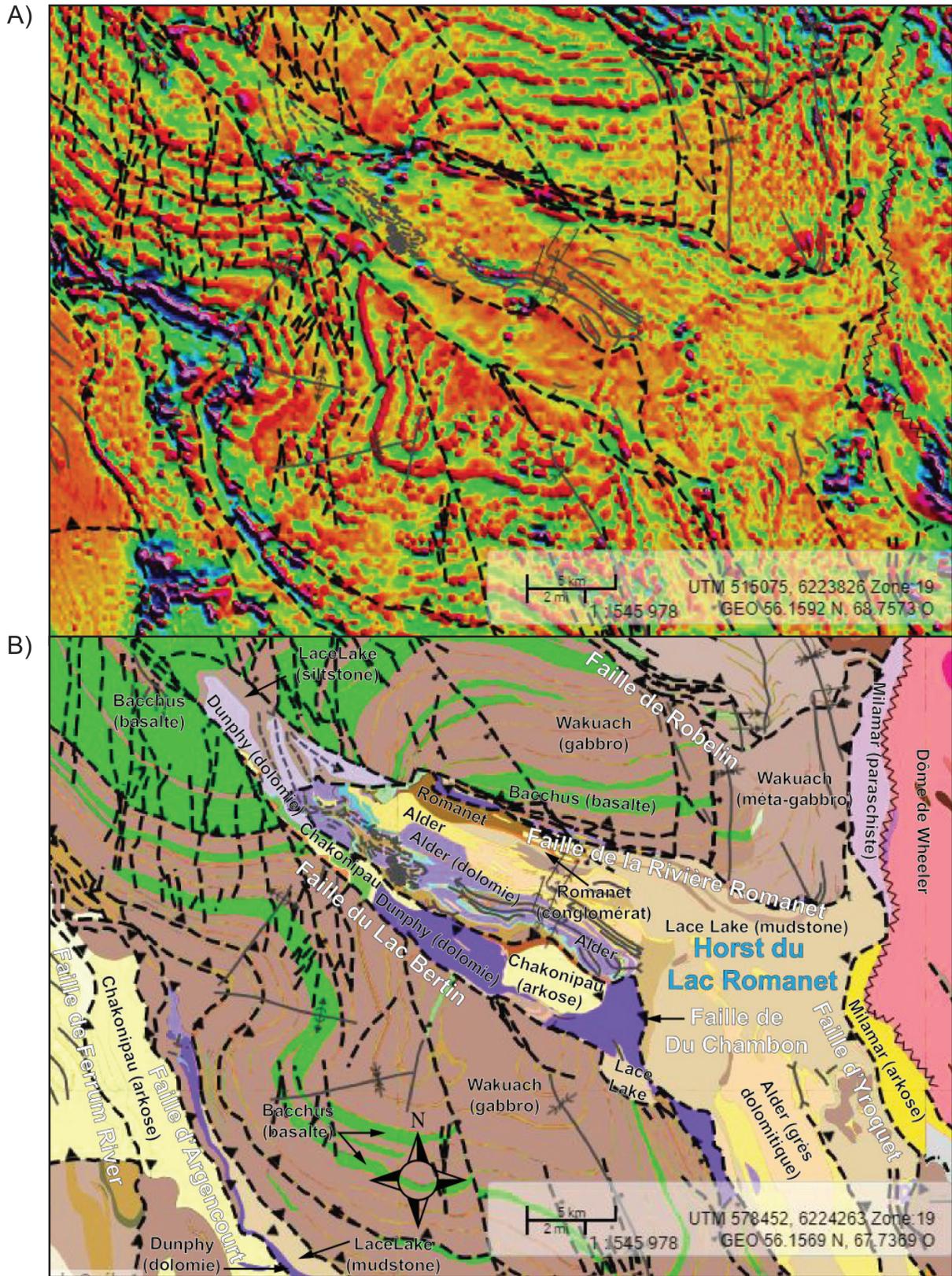


FIGURE 45 – Horst du Lac Romanet (56° 18' N; feuillets 24B04, 24B05, 24C01 et 24C08). (a) Carte du gradient magnétique vertical avec, en superposition, le tracé des failles, des diaclases et des discordances d'érosion. (b) Carte géologique du même secteur (modifiée de Dimroth, 1978 et de Clark, 1986). Images extraites de la Carte interactive le 23 décembre 2019.

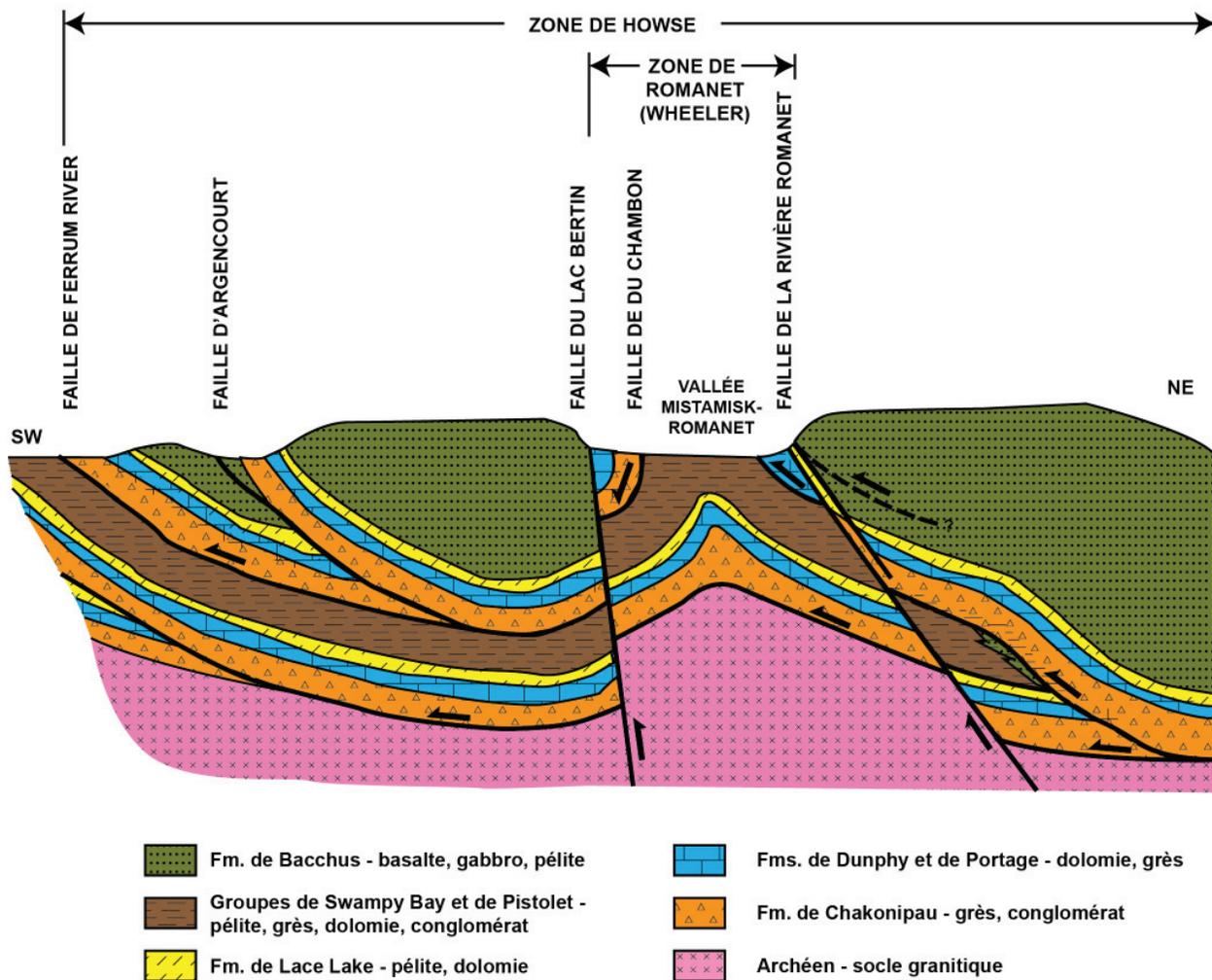


FIGURE 46 – Coupe schématique SW-NE à travers le Horst du Lac Romanet au niveau du lac Bertin (modifiée de Clark, 1986). La figure montre que les roches de plateforme se poursuivent sous les roches volcano-sédimentaires de rift (Zone de Howse) et qu'elles ont été ramenées en surface grâce au mouvement vertical du Horst du Lac Romanet combiné à l'érosion. La Faille de Du Chambon (figure 45b) se présente dans le horst sous les roches du Groupe de Seward; on peut spéculer qu'il s'agit d'une faille reliée à la Faille de Ferrum River qui sous-tend la Zone de Howse plus à l'ouest. Le décollement basal hypothétique dans le diagramme serait le prolongement enfoui de la Faille de Maraude (dont le tracé en surface est en dehors du dessin).

Dimroth (1968) a noté des conglomérats à blocs de dolomie dans la Formation de Romanet du Groupe de Swampy Bay près de la rivière Romanet (indiquée à la figure 45b) et a suggéré une source locale et une association avec des failles abruptes synsédimentaires. Le Gallais et Lavoie (1982) ont noté que ces conglomérats pouvaient se situer près de la limite orientale de la plateforme. Cette limite serait située approximativement à la limite orientale de la zone d'affleurement des groupes de Pistolet et de Swampy Bay dans le horst, soit à environ 2 km à l'ouest du Dôme de Wheeler.

La présence du Horst du Lac Romanet face au Dôme de Wheeler n'est probablement pas une coïncidence. Nous proposons que l'origine du horst soit associée à un mouvement tardif du dôme vers le SW (figures 43 et 47). Les métagrès et les métaconglomérats de la Formation de Milamar et les phyllades et les métagrès de la Formation de Lace Lake sur le flanc SW du Dôme de Wheeler sont en discordance d'érosion sur le dôme et donc autochtones par rapport à

celui-ci (Dimroth, 1978). Les pendages de ces unités près des flancs ouest et sud-ouest du Dôme de Wheeler sont surtout vers l'ouest ou le sud-ouest (Dimroth, 1970c et 1978, cartes du Lac Romanet et de la Rivière Wheeler), suggérant que les contacts avec les gneiss du dôme s'enfoncent dans ces directions sous la couverture sédimentaire. La nature schisteuse des roches sédimentaires de la carapace sédimentaire des flancs ouest et sud-ouest du dôme semble indiquer la présence d'une faille à pendage ouest ou sud-ouest dans la carapace que nous appelons ici la Faille d'Yroquet (figures 43, 45b et 47). À l'aide des cartes géophysiques, on peut tracer cette faille jusqu'à la limite SE du dôme (Carte interactive). Durant ce mouvement vers le SW, le dôme aurait agi comme un biseau, ce qui aurait résulté en la déformation, le détachement et le soulèvement des roches sédimentaires adjacentes, formant ainsi le horst. Ainsi, nous interprétons la Faille d'Yroquet comme un rétrocharriage (figure 47). Les données géophysiques à haute résolution semblent indiquer que la Faille d'Yroquet tronque la Faille

CONCLUSIONS

Les cartes géophysiques à haute résolution ont été d'une aide fondamentale lors de la révision des cartes géologiques de la Fosse du Labrador. Elles nous ont notamment permis de tracer les unités géologiques dans les zones recouvertes par les dépôts meubles quaternaires et les lacs. Elles ont facilité la reconnaissance de plusieurs failles de chevauchement et de plis nécessaires pour expliquer la distribution des unités stratigraphiques reconnues pendant les campagnes de cartographie régionale. La révision de la géologie de la Fosse a également servi à mettre à jour de la Carte interactive du SIGÉOM.

Cette révision a aussi mené à l'élaboration d'un nouveau modèle paléogéographique-tectonique pour la partie centrale de la Fosse. Ce modèle explique de nombreuses facettes de la géologie de cette région et présente une valeur prédictive. La validité du modèle devra être vérifiée par des travaux de terrain.

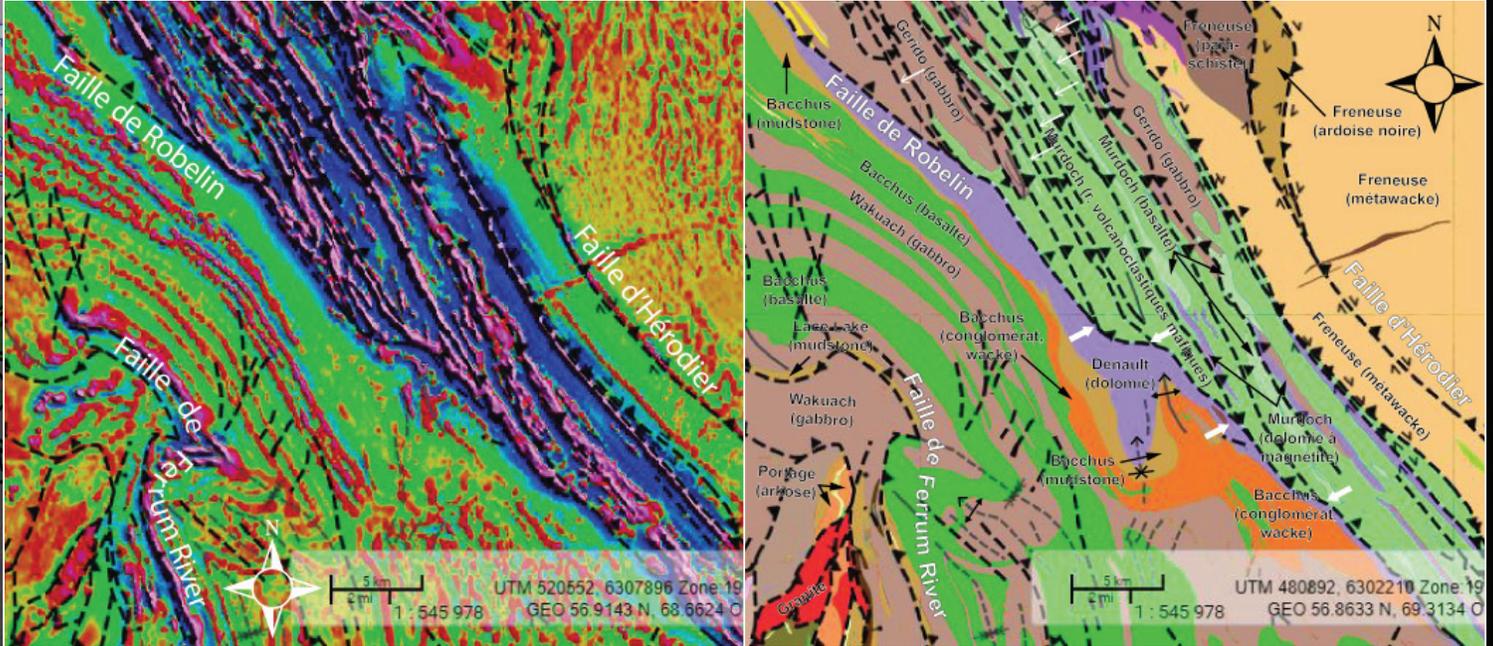
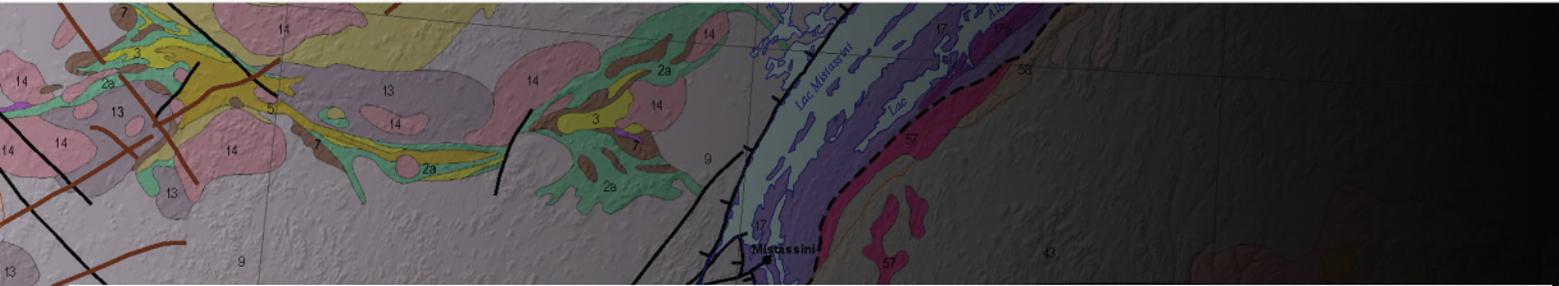
RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L. – CLARK, T. – MARCOUX, P. – BÉLANGER, M. – WILSON, C., 1990 – Carte des gîtes minéraux du Québec; région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-01, 42 pages, 21 plans.
- BARAGAR, W.R.A., 1967 – Wakuach Lake map-area, Quebec-Labrador (23 0). Geological Survey of Canada; Memoir 344, 174 pages.
- BÉLAND, C.M.J. – WILLIAMS-JONES, A.E., 2019 – La genèse du gîte d'ETR Ashram au Québec : ce que la géochimie des roches entières, les réactions de remplacement monazite-bastnaésite et la composition chimique des minéraux peuvent nous apprendre. Dans : Québec Mines 2019, Programme et Résumés, Québec, 20 novembre 2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2019-01, page 26.
- BÉLANGER, M., 1982 – Région du lac Faujas. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-06 (carte annotée).
- BÉRARD, J., 1965 – Région du lac Bérard, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 111, 172 pages, 2 plans.
- BERGERON, R., 1954 – A study of the Quebec-Labrador iron belt between Derry Lake and Larch River. Université Laval; Ph D. thesis.
- BILODEAU, C. – CARON-CÔTÉ, E., 2018 – Géologie de la région de la rivière Arnaud, provinces du Supérieur (Minto) et de Churchill (Fosse du Labrador), secteur de Kangirsuk, Nunavik, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; BG 2018-04.
- BIRKETT, T. – CLARK, T., 1991 – Géologie et potentiel métallifère de la carbonatite protérozoïque du lac Le Moyne dans le nord du Québec. Commission géologique du Canada; Forum des travaux en cours, Programme et Résumés, page 20.
- BOONE, E., 1987 – Petrology and tectonic implications of the Hellancourt volcanics, northern Labrador Trough, Québec. McGill University; M.Sc. thesis, 95 pages.
- BOONE, E. – HYNES, A., 1990 – A structural cross-section of the northern Labrador Trough, New Quebec. *In*: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic Correlations and Evolution (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 387-396.
- BOYER, S.E. – ELLIOTT, D., 1982 – Thrust systems. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin; volume 66, pages 1196-1230.
- BRASSARD, B., 1984 – Gîtologie des indices de cuivre du lac Musset, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-03, 32 pages, 2 plans.
- BUDKEWITSCH, P., 1986 – A structural study of the Chioak-Abner formation contact, northern part of the Labrador Trough, New Québec. Concordia University; B.Sc. thesis, 61 pages.
- CHARETTE, B. – LAFRANCE, I. – MATHIEU, G., 2015 – Géologie de la région du lac Jeannin (SNRC 24B). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2015-01.
- CHEVÉ, S.R., 1985 – Les indices minéralisés du lac Romanet, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-13, 62 pages, 2 plans.
- CHEVÉ, S., 1993 – Cadre géologique du complexe carbonatitique du lac Castignon, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-64, 100 pages, 1 plan.
- CHEVÉ, S.R. – MACHADO, N., 1988 – Reinvestigation of the Castignon Lake carbonatite complex, Labrador Trough, New Québec. Joint Annual Meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, St. John's, Newfoundland; Program with Abstracts, volume 13, pages 20.
- CLARK, T., 1977 – Geology of the Forbes Lake area, New Quebec Territory. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-452, 16 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1978 – Région du lac Hérodier (Nouveau-Québec) - rapport préliminaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 568, 42 pages, 2 plans.
- CLARK, T., 1979 – Région du lac Napier, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 663, 22 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1980 – Région de la rivière Koksoak. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 781, 18 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1984 – Géologie de la région du lac Cambrien, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-02, 71 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1986 – Géologie et minéralisations de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-22, 54 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1988 – Stratigraphie, pétrographie et pétrochimie de la Formation de fer de Baby, région du lac Hérodier, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-13, 42 pages.

- CLARK, T., 2018 – La Fosse du Labrador : vestige de processus sédimentaires, ignés et tectoniques durant le Paléoproterozoïque. *Géologues*, revue officielle de la Société géologique de France; numéro 198, pages 12-15.
- CLARK, T. – D'AMOURS, I., 2012 – Interprétations structurales et métallogéniques dans la Fosse du Labrador à partir des cartes magnétiques et spectrométriques. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2012-02, 12 pages.
- CLARK, T. – THORPE, R.I., 1990 – Model lead ages from the Labrador Trough and their stratigraphic implications. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic Correlations and Evolution* (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 413-432.
- CLARK, T. – 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, 180 pages, 1 plan.
- CONLIFFE, J. – CORRIVEAU, L. – MONTREUIL, J.-F. – BLEIN, O., 2019 – Le potentiel minéral de la Fosse du Labrador pour les minéralisations d'oxydes de fer-cuivre-or (IOCG) et les dépôts associés. Dans : Québec Mines 2019, Programme et Résumés, Québec, 20 novembre, 2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2019-01, page 27.
- CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – WODICKA, N. – DE KEMP, E., 2009 – The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. *In: Ancient Orogens and Modern Analogues* (Murphy, J.B., Keppie, J.D. and Hynes, A.J., editors). Geological Society, London; Special Publications, volume 327, pages 457-479.
- CORRIGAN, D. – WODICKA, N. – McFARLANE, C. – LAFRANCE, I. – VAN ROOYEN, D. – BANDYAYERA, D. – BILODEAU, C., 2018 – Lithotectonic framework of the Core Zone, southeastern Churchill Province, Canada. *Geoscience Canada*; volume 45, pages 1-24.
- CORRIGAN, D. – RAYNER, N. – VAN ROOYEN, D., 2019a – Detrital zircon provenance and tectonostratigraphic evolution of the mid- to southern Labrador Trough. Joint Annual Meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, Québec; Program with Abstracts, volume 42, page 74.
- CORRIGAN, D. – SAPPIN, A.-A. – HOULÉ, M.G. – RAYNER, N. – VAN ROOYEN, D., 2019b – Corrugated Hills: les restes d'une grande province ignée d'environ 2,17 Ga dans la Fosse du Labrador. Dans : Québec Mines 2019, Programme et Résumés, Québec, 20 novembre 2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2019-01, page 28.
- DAHLSTROM, C.D.A., 1969 – Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 6, pages 743-757.
- DIMROTH, E., 1968 – The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline, Part I: Stratigraphy, facies and paleogeography. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*; volume 132, pages 22-54.
- DIMROTH, E., 1970a – Evolution of the Labrador Geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*; volume 81, pages 2717-2742.
- DIMROTH, E., 1970b – Meimechites and carbonatites of the Castignon Lake Complex, New Quebec. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*; volume 112, pages 239-278.
- DIMROTH, E., 1970c – Cartes géologiques du lac Romanet et du lac Cramolet (Fosse du Labrador). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 068, 3 plans.
- DIMROTH, E., 1971 – The Attikamagen-Ferriman transition in part of the central Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 1432-1454.
- DIMROTH, E., 1972 – The Labrador Geosyncline revisited. *American Journal of Science*; volume 272, pages 487-506.
- DIMROTH, E., 1978 – Région de la fosse du Labrador (54°30'-56°30'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 193, 417 pages, 16 plans.
- DIMROTH, E., 1981 – Labrador Geosyncline: type example of early Proterozoic cratonic reactivation. *In: Precambrian Plate Tectonics* (Kröner, A., editor). Elsevier Scientific; *Developments in Precambrian Geology* 4, pages 331-352.
- DIMROTH, E. – DRESSLER, B., 1978 – Metamorphism of the Labrador Trough. *In: Metamorphism in the Canadian Shield* (Fraser, J.A. and Heywood, W.W., editors). Geological Survey of Canada; Paper 78-10, pages 215-236.
- DIMROTH, E. – BARAGAR, W.R.A. – BERGERON, R. – JACKSON, G.D., 1970 – The filling of the Circum-Ungava geosyncline. *In: Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield* (Baer, A.J., editor). Geological Survey of Canada; Paper 70-40, pages 45-142.
- DONALDSON, J.A., 1966 – Marion Lake map-area, Quebec-Newfoundland (23113). Geological Survey of Canada; Memoir 338, 85 pages.
- DRESSLER, B., 1979 – Région de la Fosse du Labrador (56°30'-57°15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 195, 136 pages, 14 plans.
- EVANS, J.L., 1978 – The geology and geochemistry of the Dyke Lake area (parts of 23 J/8, 9), Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Report 78-4, 39 pages.
- FAHRIG, W.F., 1955 – Lac Herodier, New Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 55-1.
- FAHRIG, W.F., 1956 – Lac Herodier (East Half), New Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 55-37.
- FAHRIG, W.F., 1965 – Lac Herodier, Québec. Commission géologique du Canada; Carte 1146A (1/253 440).
- FINDLAY, J.M. – PARRISH, R.R. – BIRKETT, T. – WATANABE, D.H., 1995 – U-Pb ages from the Nimish Formation and Montagnais glomeroporphyritic gabbro of the central New Québec Orogen, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 1208-1220.
- FRAREY, M.J., 1952 – Willbob Lake, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 52-16, 8 pages.
- FRAREY, M.J., 1967 – Willbob and Thompson Lake map-areas, Quebec and Newfoundland (23O/1 and 23O/8). Geological Survey of Canada; Memoir 348, 73 pages.
- FRAREY, M.J. – DUFFELL, S., 1964 – Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough. Geological Survey of Canada; Paper 64-25, 13 pages.
- GÉLINAS, L., 1965 – Géologie de la région de Fort Chimo et des lacs Gabriel et Thévenet, Nouveau Québec. Université Laval; thèse de doctorat, 212 pages.

- GIRARD, A., 1988 – Géologie et métallogénie des indices cuprifères et uranifères de la région du lac Colombet (Wapanikskan), Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-20, 85 pages, 2 plans.
- GIRARD, R., 1995 – Géologie de la région du lac Déborah, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-20, 186 pages, 3 plans.
- GOULET, N., 1986 – Étude tectonique et stratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador - Région de la baie aux Feuilles et du lac Bérard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-27, 22 pages, 6 plans.
- GOULET, N., 1987 – Étude tectonique de la partie nord de la Fosse du Labrador, rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-21, 33 pages, 4 plans.
- GOULET, N., 1995 – Étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-36, 41 pages, 1 plan.
- GROSS, G.A., 1968 – Geology of iron deposits in Canada, Volume III, Iron ranges of the Labrador Geosyncline. Geological Survey of Canada; Economic Geology Report 22, 179 pages.
- HARDY, R., 1976 – Région des lacs Roberts et des Chefs. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 171, 99 pages.
- HARRISON, J.M., 1952 – The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 5220, 21 pages.
- HARRISON, J.M. – HOWELL, J.E. – FAHRIG, W.F., 1972 – A geological cross-section of the Labrador miogeosyncline near Schefferville, Québec. Geological Survey of Canada; Paper 70-37, 34 pages.
- HASHIMOTO, T., 1964 – Géologie sur la région du lac Jogues, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 524, 13 pages, 1 plan.
- HOFFMAN, P., 1987 – Early Proterozoic foredeeps, foredeep magmatism and Superior-type iron-formations of the Canadian shield. *In*: Proterozoic Lithospheric Evolution (Kroner, A. editor). American Geophysical Union; Geodynamics Series, volume 17, pages 85-98.
- HOFFMAN, P., 1988 – United Plates of America, the Birth of a Craton: Early Proterozoic Assembly and Growth of Proto-Laurentia. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences; volume 16, pages 543-603.
- HOFFMAN, P., 1990 – Dynamics of the tectonic assembly of northeast Laurentia in geon 18 (1.9-1.8 Ga). Geoscience Canada; volume 17, pages 222-226.
- JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone: southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. Precambrian Research; volume 103, pages 31-54.
- JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 216-230.
- KISH, L. – CUNEY, M., 1981 – Uraninite-albite veins from the Mistamisk Valley of the Labrador Trough, Quebec. Mineralogical Magazine; volume 44, pages 471-483.
- LAMOTHE, D., 2013 – Évaluation du potentiel en minéralisations de sulfures massifs volcanogènes de type pélitique-mafique pour la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; EP 2012-01, 43 pages.
- LE GALLAIS, C.J. – LAVOIE, S., 1982 – Basin evolution of the Lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, central Labrador Miogeocline (Trough), Quebec. Bulletin of Canadian Petroleum Geology; volume 30, pages 150-166.
- MACHADO, N. – GOULET, N. – GARIÉPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1-15.
- MACHADO, N. – CLARK, T. – DAVID, J. – GOULET, N., 1997 – U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Quebec Orogen. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 716-723.
- MADORE, L. – LARBI, Y., 2000 – Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-05, 37 pages, 4 plans.
- MADORE, L. – BANDYAYERA, D. – BÉDARD, J.H. – BROUILLETTE, P. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – DAVID, J., 1999 – Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07, 41 pages, 1 plan.
- McCLAY, K.R., 1992 – Glossary of thrust tectonics terms. *In*: Thrust tectonics (McClay, K.R., editor). Chapman & Hall; pages 419-433.
- MELEZHNIK, V.A. – FALLICK, A.E. – CLARK, T., 1997 – Two billion year old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 271-285.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES NATURELLES (MERN), 2019 – Carte interactive. MERN, Québec; Produits et services en ligne – Mines, Carte interactive, http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr
- MOORHEAD, J., 1989 – Stratigraphy, structure and metamorphism of the Renia basement gneiss body and the adjacent cover succession in the western hinterland zone of the northern Labrador Trough, west of Kuujuaq, northern Quebec. McGill University; M.Sc. thesis, 174 pages.
- MOORHEAD, J. – HYNES, A., 1990 – Nappes in the internal zone of the northern Labrador Trough: Evidence for major early, NW-vergent basement transport. Geoscience Canada; volume 17, pages 241-244.
- MORLEY, C.K., 1988 – Out-of-sequence thrusts. Tectonics; volume 7, pages 539-561.
- OWENS, O.E., 1952 – Geological report. Fenimore Iron Mines, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 02135-B, 32 pages, 4 plans.
- PERREAULT, S. – HYNES, A. – MOORHEAD, J., 1987 – Metamorphism of the eastern flank of the Labrador Trough, Kuujuaq, Ungava, Northern Quebec. Geological Association of Canada, Program and Résumés, volume 12, page 80.
- PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Québec Orogen. Geoscience Canada; volume 17, pages 238-240.

- POIRIER, G. – PERREAULT, S. – HYNES, A. 1990 – Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujjuaq, Quebec. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen*. (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 397-411.
- RAYNER, N.M. – LAFRANCE, I. – CORRIGAN, D. – CHARETTE, B., 2017 – New U–Pb zircon ages of plutonic rocks from the Jeannin Lake area, Quebec: an evaluation of the Kuujjuaq domain and Rachel-Laporte Zone: Geological Survey of Canada; Current Research 2017-4, 14 pages.
- ROHON, M.-L. – VIALETTE, Y. – CLARK, T. – ROGER, G – OHNENSTETTER, D. – VIDAL, P., 1993 – Aphebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): its age and the nature of its mantle source. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1582-1593.
- SAUVÉ, P. – BERGERON, R., 1965 – Région des lacs Gerido et Thévenet. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 104, 141 pages, 3 pages.
- SKULSKI, T. – WARES, R.P. – SMITH, A.D., 1993 – Early Proterozoic (1.88-1.87 Ga) tholeiitic magmatism in the New Québec Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1505-1520.
- VAN ROOYEN, D. – CORRIGAN, D. – McNICOLL, V.– RAYNER, N., 2019 – Tectonic evolution of the New Quebec Orogen: new insights from field mapping and U-Pb geochronology in the Kuujjuaq area. Joint Annual Meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, Québec; Program with Abstracts, volume 42, page 187.
- WARDLE, R.J., 1979 – Geology of the eastern margin of the Labrador Trough. Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy; Report 78-9, 22 pages.
- WARDLE, R.J., 1982 – Geology of the south-central Labrador Trough. Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy; Maps 82-005 and 82-006.
- WARDLE, R.J. – BAILEY, D.G., 1981 – Early Proterozoic sequences in Labrador. *In: Proterozoic Basins in Canada* (Campbell, F.H.A., editor). Geological Survey of Canada; Paper 81-10, pages 331-358.
- 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: Lithotectonic Correlations and Evolution* (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 353-369.
- WARDLE, R.J. – JAMES, D.T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, pages 639-663.
- WARE, M.J., 1980 – Tamarack River Formation, Sims Lake – Menihok Lake area, western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy; Current Research, Report 80-1, pages 194-200.
- WARE, M.J. – WARDLE, R.J., 1979 – Geology of the Sims Lake – Evening Lake area, western Labrador, with emphasis on the Helikian Sims Group. Newfoundland Department of Mines and Energy; Current Research, Report 79-5, 32 pages.
- WARES, R. – GOUTIER, J., 1990a – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador : Étape III. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 90-25, 104 pages, 2 plans.
- WARES, R. – GOUTIER, J., 1990b – Deformational style in the foreland of the northern New Québec Orogen. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 244-249.
- WODICKA, N. – MADORE, L. – LARBI, Y. – VICKER, P., 2002 – Géochronologie U-Pb de filons-couches mafiques de la Ceinture de Cape Smith et de la Fosse du Labrador. Dans : Programme et résumés, 23e Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10, page 48.
- WYNNE-EDWARDS, H., 1960 – Michikamau Lake (west half), Quebec-Newfoundland. Geological Survey of Canada; Preliminary Map 2-1960.
- ZAJAC, I.S., 1974 – The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake area, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Bulletin 220, 159 pages.



Géologie au NW du lac Nachicapau (droite) interprétée à partir de la carte du gradient magnétique vertical à haute résolution (gauche) et de la carte géologique d'origine (feuilles 24C09, 24C15 et 24C16; Dressler, 1979)