Guide d'excursion de l'atelier 2023 du Canadian Tectonics Group

Mylonites, mylonites et mylonites: la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales, Province de Grenville

Du 20 au 22 octobre

Lac Bouchette, Lac St. Jean, Québec

Renaud Soucy La Roche (INRS)
Eve Gosselin (INRS)
Yannick Daoudene (MRNF)

En collaboration avec Abdelali Moukhsil et Mhamed El Bourki (MRNF)

INRS Institut national de la recherche scientifique

1981 2021

Ressources naturelles et Forêts Québec

Sommaire

L'excursion annuelle 2023 du CTG se tiendra dans la Province de Grenville, une ceinture orogénique du Mésoprotérozoïque au Néoprotérozoïque précoce qui couvre une vaste région au nord du fleuve Saint-Laurent, du lac Ontario au Labrador. La Province de Grenville est principalement composée de roches métamorphiques du faciès des amphibolites à celui des granulites et offre une fenêtre sur les styles de déformation à différents niveaux de la croûte continentale. L'excursion aura lieu autour du lac Bouchette, au sud du Lac Saint-Jean, un secteur qui a été cartographié par le Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec en 2018 (Moukhsil et Daoudene, 2019a). La zone expose des orthogneiss, des unités métasédimentaires et des suites magmatiques intrusives âgés de 1520 à 990 Ma. Plusieurs phases de déformation ont affecté la région, allant du plissement et du cisaillement de la croûte moyenne à la faille cassante de la croûte supérieure. L'excursion donnera un aperçu de la géologie locale, avec un accent particulier sur la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (Moukhsil et Daoudene, 2019b), une structure proéminente qui marque la transition entre une tectonique dominée par l'exhumation dans la seconde moitié de la phase Ottawan de l'orogénie Grenvillienne et une reprise du raccourcissement accommodé par des structures décrochantes jusqu'au début de la phase Rigolet. Le groupe se réunira à l'Auberge Eva, au Lac Bouchette, dans la soirée du vendredi 20 octobre. L'excursion se déroulera les samedi et dimanche 21 et 22 octobre. Des affiches seront présentées le samedi soir.

Sécurité

Plusieurs affleurements visités sont en territoire de chasse (zone #28), comme vous pourrez le constater d'après les nombreuses pancartes *Chasseurs à l'affût*. Les visites de terrain à l'automne risquent de chevaucher la saison de la chasse, ce qui peut poser des problèmes de sécurité ou créer des frictions avec les chasseurs. Nous recommandons d'éviter complètement la zone pendant la saison de la chasse. Les dates de l'excursion du CTG ont été choisies spécifiquement en dehors des saisons de chasse au cerf et à l'orignal, mais il est possible qu'il y ait des chasseurs de petit gibier dans la région.

Portez des vêtements à haute visibilité et ne vous éloignez pas du groupe.

Trois arrêts sont adjacents à la route 155, dans une zone où la vitesse est limitée à 90 km/h. Soyez extrêmement prudent lorsque vous traversez l'autoroute. Traversez en un seul groupe. Portez des vêtements à haute visibilité. Restez à l'écart de la chaussée, sauf pour traverser.

Plusieurs affleurements sont accessibles par des chemins forestiers dont l'état est variable. Des camionnettes ou des 4x4 avec une bonne garde au sol sont nécessaires. Si vous êtes sujets au mal

des transports, n'oubliez pas vos médicaments.

Aucune toilette ne sera accessible pendant l'excursion, préparez-vous en conséquence.

La météo à la fin du mois d'octobre est extrêmement variable, il faut donc se préparer à un large éventail de températures. Il y a autant de chances d'avoir un + 20 °C sec et ensoleillé qu'un 0 °C froid et humide avec de la pluie ou de la neige. Habillez-vous en conséquence: vêtement de pluie, manteau isolant, chaussures solides, crème solaire, chapeau, etc. et apportez une bouteille d'eau.

Les insectes (guêpes, abeilles, moustiques, mouches à chevreuil, mouches noires, brûlots, tiques) ne devraient pas constituer un risque majeur en raison de la période de l'année. Néanmoins, pensez à porter des vêtements à manches longues de couleur claire et à vous munir d'un insectifuge. Le risque de choc anaphylactique ou de réaction allergique est plus élevé pour les non-Canadiens qui n'ont pas été exposés aux insectes locaux. Nous suggérons aux participants internationaux d'apporter des antihistaminiques (par exemple, Benadryl) au cas où. Si vous souffrez d'allergies graves connues, veuillez avoir vos médicaments sur vous en permanence (par exemple Atarax, EPIPEN, etc.) et divulguez vos allergies à l'organisateur de l'excursion.

Le risque de rencontre avec des animaux (cerfs, orignaux, loups, lynx, mouffettes, renards et ours noirs) est faible, surtout si vous restez avec le groupe. Si vous voyez un animal sauvage, ne vous en approchez pas.

La plupart des affleurements sont extrêmement bien exposés. Des surfaces fraîches sont disponibles. Veuillez-vous abstenir de casser la roche avec votre marteau. Si vous le faites quand même (loin des surfaces bien exposées), portez des lunettes de sécurité et assurez-vous que les autres personnes se trouvent à une distance sûre et portent elles aussi des lunettes de sécurité.

La couverture des services de téléphonie cellulaire varie selon les fournisseurs de service et ne sera pas toujours disponible, en particulier aux alentours des arrêts 1.1 et 1.2. Un téléphone satellite sera disponible en cas d'urgence.

Veuillez discuter avec les responsables de l'excursion de tout risque particulier que vous pouvez prévoir et qui doit être clarifié avant d'accepter les risques inhérents à la participation à cette excursion. Les organisateurs ont minutieusement préparé l'excursion et prendront toutes les précautions possibles pour assurer la sécurité des participants, mais en fin de compte, chaque participant est responsable de sa propre sécurité et doit être vigilant et autonome en termes de sensibilisation à la sécurité. Les participants doivent agir de manière sûre pour eux-mêmes et pour les autres participants et utiliser des équipements de protection individuelle si nécessaire. Les responsables de l'excursion et le comité organisateur local de l’excursion du Canadian Tectonics Group de l’ACG, ainsi que leur organisation mère, ne peuvent assumer aucune responsabilité en cas d'accident. Les participants doivent signer un formulaire d'exonération de responsabilité pour pouvoir participer à l'excursion. Les participants doivent accepter de suivre les instructions et les précautions telles qu'écrites dans le guide de l'excursion et/ou énoncées par les responsables de l'excursion. Les participants doivent assister à toutes les séances d'information sur la sécurité et, s'ils observent un danger inhabituel important pendant l'excursion, ils sont priés d'assurer leur sécurité et de porter ces conditions particulières à l'attention des responsables de l'excursion.

Contexte géologique

La Province de Grenville est la plus jeune ceinture orogénique du Bouclier canadien. Elle s'étend du Labrador au lac Ontario et continue vers le sud-ouest sous la surface jusqu'au Texas. La Province de Grenville comprend de la croûte laurentienne archéenne à paléoprotérozoïque remaniée et des vestiges de terranes accrétés qui se sont formés à l'extérieur et le long de la marge sud-est de Laurentia. Les roches de la Province de Grenville témoignent de façon variable de plusieurs événements de déformation et de métamorphisme du Mésoprotérozoïque moyen tel que l'orogénie labradorienne (ca. 1680-1600 Ma), l'orogénie pinwarienne (ca. 1520-1460 Ma), l'accrétion de Québécia (1400-1370 Ma), l'orogénie elzevirienne (ca. 1245-1225 Ma), et l'orogénie de Shawinigan (1190-1140 Ma). Ces évènements ont précédé l'orogénie grenvillienne terminale à environ 1090-980 Ma, sensu stricto (Gower et al., 2008; Rivers et al., 2012; Groulier et al., 2020). La chronologie exacte de ces événements varie le long de la Province de Grenville, et ces limites temporelles ne sont pas précisément contraintes.

L'orogénie grenvillienne fait référence à la dernière collision continent-continent entre Laurentia et Amazonia lors de la formation du supercontinent Rodinia (Li et al., 2008; Rivers et al., 2012). L'orogénie grenvillienne est divisée en deux phases (Rivers et al., 2012; Indares et al., 2020). La phase Ottawan (1090-1020 Ma) est la phase orogénique dominante de haute température qui a métamorphosé la plupart des roches du toit (sud-est) du *Allochthon Boundary thrust* au faciès des amphibolites à celui des granulites (Fig. 1). La phase Rigolet (1005-980 Ma) a été plus courte et est limitée à une étroite ceinture dans le mur (nord-ouest) du *Allochthon Boundary thrust* (Fig. 1). Ces deux ceintures sont composées respectivement de terranes du Paléoprotérozoïque supérieur au Mésozoïque substantiellement déplacés (mais pas nécessairement exotiques) et de croûte laurentienne archéenne remaniée du Paléoprotérozoïque, et sont désignées sous le nom de ceintures allochtone et parautochtone. Dans certaines localités de l'ouest, de l'est et possiblement du centre du Grenville, les roches ont échappé aux effets de l'orogénie du Grenville, ce qui suggère qu'elles étaient positionnées dans la croûte supérieure pendant cette période (couvercle orogénique Ottawan; Rivers, 2008, 2012).

Dans les régions du lac Saint-Jean et de la Mauricie (Fig. 2), le métamorphisme au faciès des amphibolites et des granulites a été enregistré de façon variable pendant l'orogénie Shawinigan et le début de l'orogénie Ottawan. Près de Saguenay, le métamorphisme au faciès des amphibolites surimposé à celui au faciès des granulites a été associé à l'intrusion de l'anorthosite du Lac St. Jean (Fig. 2; Corriveau, 1982), tandis que des dates concordantes discordantes (intercepte inférieur) datant indiquent une empreinte métamorphique d'âge Ottawan (Hébert et van Breemen, 2004). Des zircons provenant d'unités situées au sud du lac Saint-Jean ont également révélé des âges métamorphiques Shawinigan et Ottawan (Moukhsil et al., 2015; Papapavlou et al. 2018; Papapavlou 2019). Plus au sud, la monazite (1094 ± 2 Ma) et le zircon (1087 ± 2 Ma) provenant d'une lentille de leucosome syn-kinématique indiquent que les roches ont été déformées dans des conditions suprasolidus au début de l'Ottawan (Corrigan, 1995). De <1200 à environ 1080 Ma, les roches de la Province du Grenville central ont probablement été déformées dans la croûte moyenne. Une exception est le domaine de Portneuf-Mauricie (Fig. 2), qui est interprété comme témoignant d'un

métamorphisme au faciès des amphibolites à celui des granulites, lié à l'accrétion de l'arc de Montauban vers 1400-1370 Ma, et d'un métamorphisme à basse pression et basse température d'âge Ottawan (Corrigan, 1995; Corrigan et van Breemen, 1997).

Les unités crustales moyennes de la région de la Mauricie ont été exhumées vers 1065-1035 Ma le long de la zone de cisaillement Taureau orientale à pendage SE (Soucy La Roche et al., 2015) et de la zone de cisaillement Tawachiche à pendage E (Corrigan et van Breemen, 1997; Fig. 2). La chronologie de l'exhumation des unités de croûte moyenne plus au nord n'est pas contrainte. La zone de déformation de St. Fulgence à pendage SE (Fig. 2) pourrait avoir été active en tant que zone de cisaillement dextre avant environ 1050 Ma et jusqu'à environ 1008 Ma (Owens et al., 1994; Hébert et al., 2009). La zone de cisaillement de St. Fulgence a probablement réactivé une structure de chevauchement plus ancienne; la cinématique et la chronologie de chaque événement de déformation le long de cette zone de déformation ne sont pas déterminées avec précision.

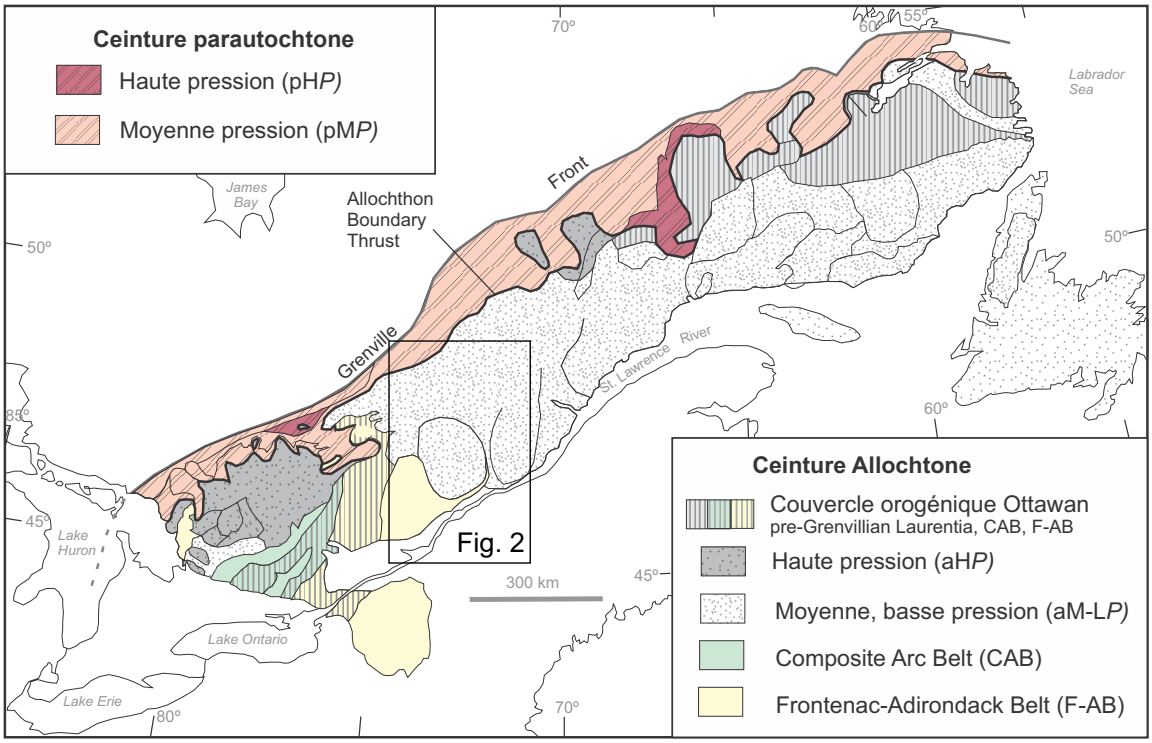

Fig. 1. Carte de la Province de Grenville d'après Rivers et al. (2012).

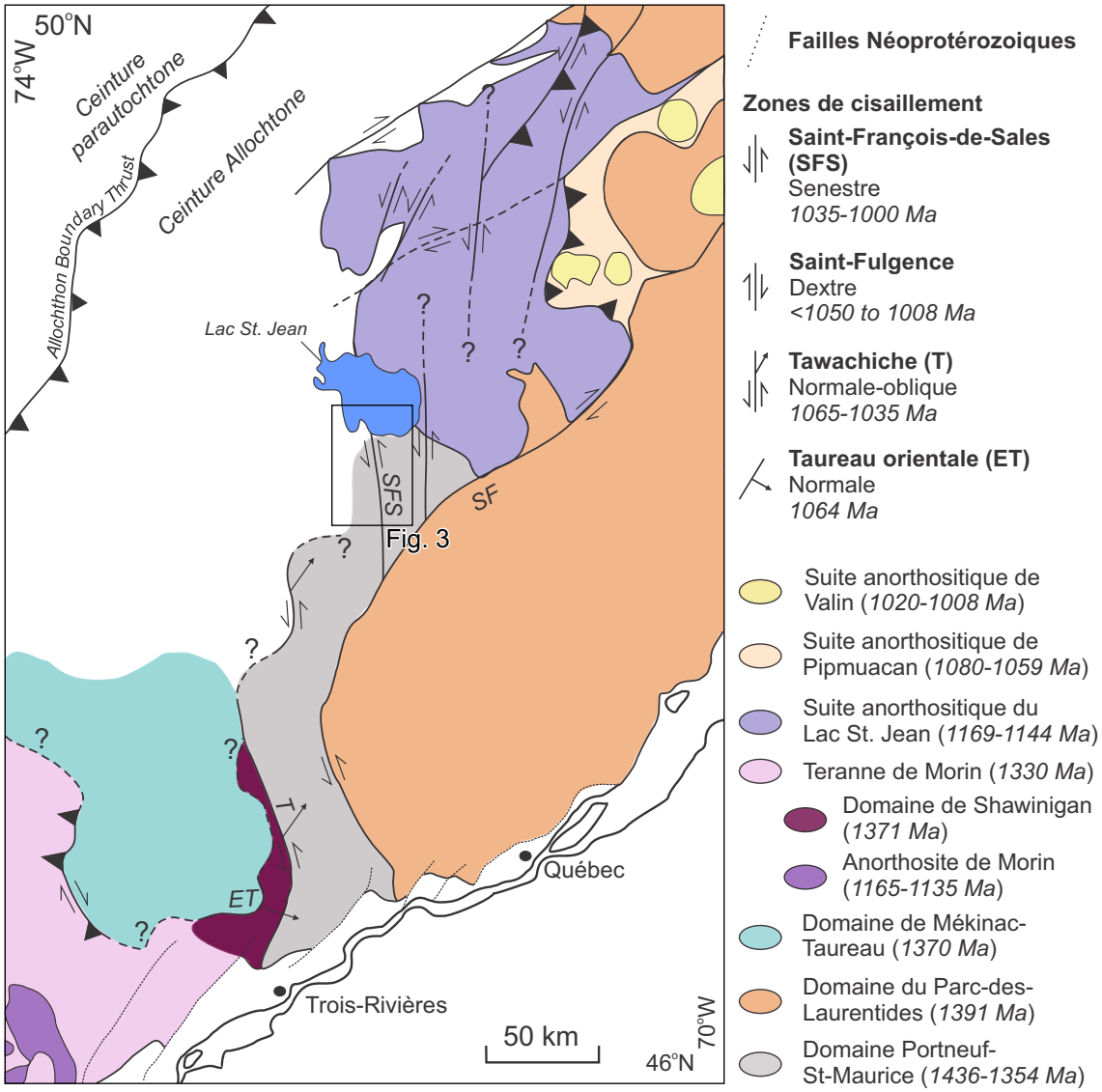

Fig. 2. Carte régionale des domaines lithotectoniques et des zones de cisaillement régionales. Modifiée d'après Gosselin et al. (2022) et les références qui y figurent.

Géologie régionale

L'excursion se déroule dans la ceinture allochtone de la Province de Grenville centrale, au sud du Lac Saint-Jean (Fig. 2, 3). Les unités métaplutoniques les plus anciennes de la région comprennent le complexe calco-alcalin de La Bostonnais datant d'environ 1400 à 1370 Ma (Nadeau et van Breemen, 1994; Corrigan, 1995) et la suite plutonique intermédiaire à felsique non datée de Belley (possiblement âgée de 1350 Ma (?); Moukhsil et Daoudene, 2019a). Ces suites intrusives sont recouvertes par le Complexe de Wabash, une séquence supracrustale métamorphisée qui a donné des âges de dépôt maximum de 1204 ± 12 Ma (Moukhsil et al., 2015) et 1309 ± 38 Ma (Papapavlou et al., 2022).

Des suites intrusives plus jeunes constituent la majeure partie de la zone d'excursion. La suite anorthositique de Ouiatchouan (non datée, probablement âgée de 1150 Ma (?); Moukhsil et Daoudene, 2019a) est en contact tectonique avec les suites plutoniques de Thaddé et de Travers sur la marge ouest de la zone d'excursion. La suite plutonique de Thaddé (non datée, probablement âgée de 1150 Ma (?); Moukhsil et Daoudene, 2019a) se trouve à la limite occidentale de la zone d'excursion. Les deux suites sont apparemment injectées par des dykes de granite et de syénite de la Suite de Travers (1076 ± 8 Ma; Papapavlou et al., 2018). Celle-ci est l'unité la plus importante sur le plan volumétrique et est composée de syénite, de granite, de mangérite, de monzonite et de gabbronorite. Elle est intrudée par la Mangérite de Lachance (1044 ± 7 Ma; Papapavlou, 2019), qui forme un corps elliptique N-S bien défini. La majorité des affleurements visités lors de l'excursion sont situés dans la Suite de Travers. La prépondérance des unités d'âge grenvillien dans le secteur de l'excursion est une heureuse coïncidence car elle simplifie l'interprétation des structures associées à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. La Suite de Travers contient une foliation métamorphique régionale faiblement à modérément développée, à fort pendage SE, appelée S_{n-1}, alors que la mangérite de Lachance est généralement massive. À quelques exceptions près (Arrêts 1.1, 2.1 et 2.2), les événements de déformation antérieurs à l'Ottawan peuvent être ignorés.

La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales

La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (Fig. 3; Moukhsil et Daoudene, 2019b) est un réseau anastomosé orienté N-S de zones métriques de protomylonite et de mylonite et de zones millimétriques à décimétriques d'ultramylonite qui déforment les unités magmatiques des suites plutoniques de Travers, Thaddé et Belley, et de la Mangérite de Lachance. La fabrique de cisaillement principale, appelé S_n, est une foliation mylonitique à pendage modéré ENE avec une linéation d'étirement subhorizontale, sauf du côté est de la zone de cisaillement où elle pente vers l'ouest. La foliation de cisaillement S_n recoupe la foliation métamorphique S_{n-1}, là où elle est présente. Les indicateurs de sens de cisaillement sont compatibles avec un mouvement de décrochement senestre. Une deuxième fabrique de cisaillement, moins abondante, est caractérisée par un sens de cisaillement dextre. Elle est fortement inclinée vers le SE ou le NO et la linéation associée est subhorizontale. Les relations de recoupement entre ces deux fabriques, telles qu'observées à l'arrêt 1.7, indiquent qu'elles ont été formées en même temps dans un système de cisaillement conjugué. Aux marges de l'ultramylonite et dans la mylonite, le quartz présente une recristallisation dynamique par rotation des sous-grains et le plagioclase est caractérisé par des mâcles d'albite pliées et une extinction ondulante. Les porphyroclastes de feldspath-K dans l'ultramylonite présentent une extinction ondulante, des fractures avec un début de recristallisation en bourgeonnement et de la perthite en flamme. Dans la protomylonite et la mylonite, le feldspath-K est caractérisé par des structures à noyau et manteau. La chlorite, l'épidote et l'actinolite-trémolite parallèles à la foliation dans les roches cisaillées indiquent des conditions métamorphiques rétrogrades du faciès supérieur des schistes verts au faciès inférieur des amphibolites pendant le cisaillement. Ces observations sont compatibles avec une température de déformation de ~400-500 °C. La déformation ductile le long de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales s'est

produite après ca. 1060 Ma (arrêt 2.5) et a été active entre ca. 1035 et ca. 1000 Ma (arrêts 1.1 et 1.4, Gosselin et al, 2022; Gosselin, données non publiées).

La déformation fragile dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales est mise en évidence par des fractures remplies de cataclasite et d'épidote-chlorite, généralement associées à l'altération en hématite de la roche hôte, qui recoupent les fabriques de cisaillement ductiles. Les fractures, désignées par S_{n+1} , sont orientées NO-SE à NE-SO, approximativement parallèlement à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales.

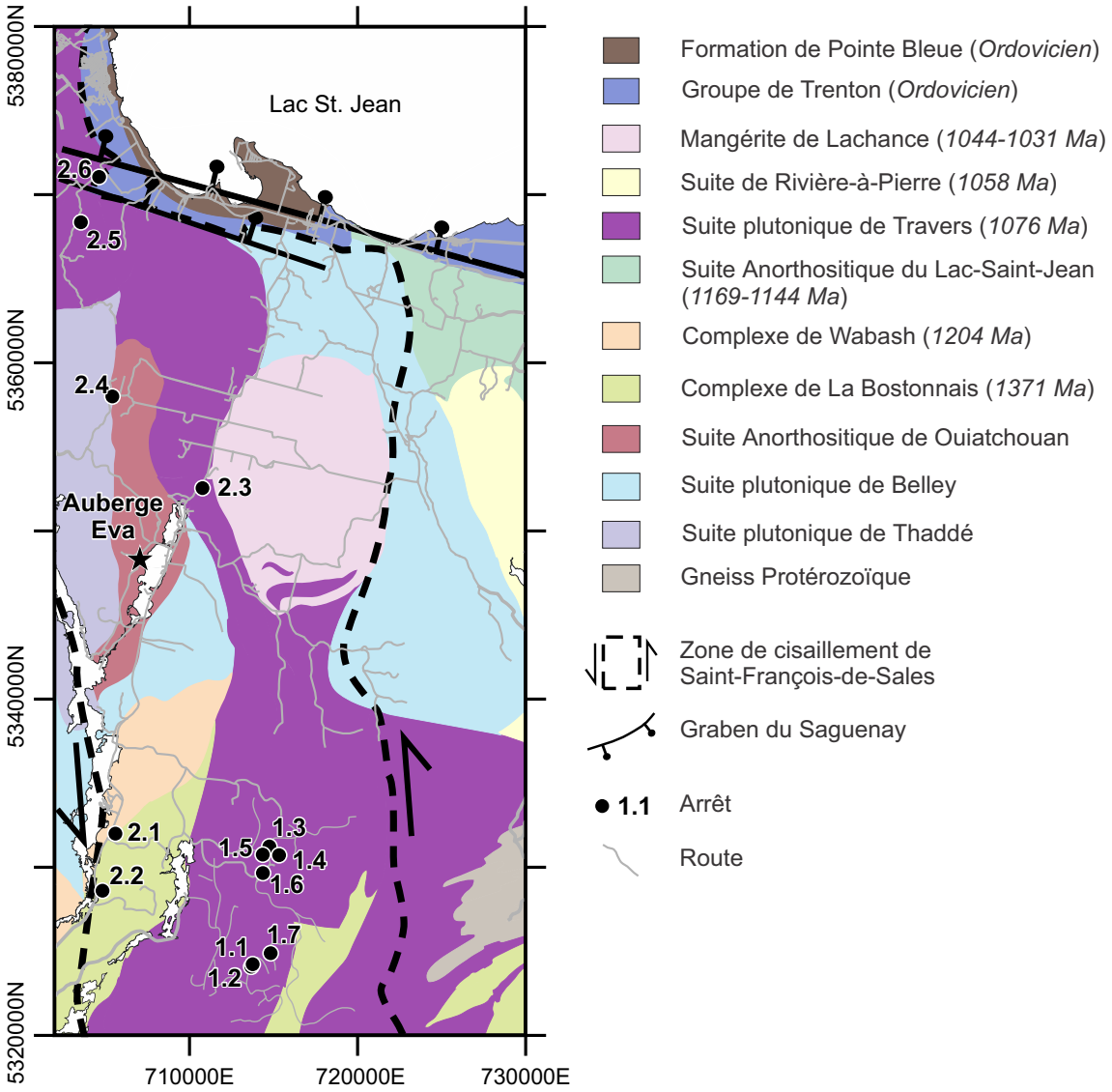

Fig. 3. Carte lithologique du secteur du lac Bouchette avec localisation des affleurements visités et de l'Auberge Eva. Modifié de Gosselin et al. (2022) et des références qui s'y trouvent.

Implications tectoniques

La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales a subi un déplacement en décrochement, de façon continue ou épisodique, entre ca. 1035 Ma et ca. 1000 Ma. Il n'y a pas d'évidence de déplacement significatif de sens normal et d'exhumation de la croûte moyenne le long de cette structure. De plus, elle est plus jeune que les zones de cisaillement extensionnelles qui ont exhumé la croûte moyenne dans la région de la Mauricie au sud (Fig. 2; zones de cisaillement Taureau orientale et de Tawachiche; ca. 1065-1035 Ma; Corrigan et van Breemen, 1997; Soucy La Roche et al., 2015). Par conséquent, la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales ne semble pas reliée à l'épisode d'effondrement gravitationnel et d'étalement crustal qui s'est produit au milieu de l'Ottawan en Mauricie.

La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales est cependant potentiellement synchrone avec une phase de déformation dextre le long de la zone de déformation de St. Fulgence (Owens et al., 1994; Hébert et al., 2009). De rares fabriques de cisaillement dextres dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales sont parallèles à la zone de déformation de St. Fulgence. De plus, des zones de cisaillement senestres à direction NNE parallèles à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales recoupent les fabriques de cisaillement principales à direction NE de la zone de déformation de St. Fulgence (Hébert et al., 2004).

La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales et la zone de déformation de St-Fulgence étaient apparemment toutes deux actives entre la fin de l'Ottawan et le début du Rigolet. L'intervalle de temps entre ces deux phases orogéniques est généralement associé à une activité tectonique limitée dans la ceinture allochtone (p. ex. Rivers, 2008; Hynes et Rivers, 2010). Cet intervalle d'environ 15 Myr est interprété comme le temps nécessaire à la réorganisation crustale suite à un épisode d'effondrement gravitationnel et d'étalement crustal et avant la migration des structures de raccourcissement crustal dans la ceinture parautochtone (Rivers, 2008). La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales représente donc un exemple rare d'activité tectonique dans les niveaux crustaux supérieurs de la ceinture allochtone pendant cette période de transition tectonique.

Journal de bord de l'excursion

L'imagerie aérienne du gouvernement du Québec est supérieure à l'imagerie satellite de Google et de Bing!, et montre les chemins forestiers les plus récents (bien qu'il faille toujours s'attendre à des surprises!). Ces images ne sont disponibles qu'en ligne (par exemple sur SIGEOM ou Vue aérienne du Québec) et ne peuvent pas être téléchargées. En date d'octobre 2023, les routes menant aux arrêts 1.1, 1.2, 1.4 et 1.7 ne sont pas visibles sur l'imagerie satellite de Google. Si vous effectuez la visite de terrain par vous-même, planifiez votre voyage en conséquence. Malheureusement, l'ordre des arrêts est dicté par l'efficacité de la conduite plutôt que par la logique géologique - désolé!

Tableau 1. Emplacement des arrêts

Arrêt	Latitude	Longitude	Estant	Nordant
1.1	48.035921	-72.132979	713709	5324270
1.2	48.034647	-72.134204	713623	5324125
1.3	48.098515	-72.116186	714700	5331273
1.4	48.093656	-72.108681	715279	5330754
1.5	48.094322	-72.121551	714318	5330792
1.6	48.084420	-72.122118	714317	5329690
1.7	48.041456	-72.118314	714779	5324926
2.1	48.108372	-72.238609	705547	5332034
2.2	48.078128	-72.250542	704779	5328641
2.3	48.291259	-72.158938	710725	5352575
2.4	48.341995	-72.228461	705365	5358025
2.5	48.434853	-72.248224	703530	5368292
2.6	48.459510	-72.232738	704576	5371074
Bonus	47.739719	-72.498663	687462	5290324

UTM zone 18, NAD83

Jour 1

Arrêt 1.1. Mylonite et ultramylonite senestre et contraintes temporelles

Emplacement: 48.03592079°N, 72.13297930°W
Affleurement horizontal près de la route. Ne vous stationnez pas sur l'affleurement!

Cet affleurement est essentiel pour contraindre la chronologie des événements au sein de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. La mangérite contient une faible foliation métamorphique à pendage SE S_{n-1} qui est recoupée par une mylonite senestre d'un mètre d'épaisseur orientée NO-SE S_n à l'extrémité nord-est de l'affleurement. Des couches d'ultramylonite d'un millimètre d'épaisseur ont une orientation qui varie de NNO à N. L'une de ces couches semble fusionner avec la mylonite sans aucune déviation, ce qui suggère que les deux structures sont synchrones.

Plusieurs dykes granitiques se sont mis en place dans la mangérite et fournissent des contraintes sur le déplacement apparent et l'âge de la déformation. Un dyke, orienté parallèlement à S_{n-1} dans la roche hôte, est décalé de quelques dizaines de centimètres par les minces bandes d'ultramylonite, alors qu'il est décalé d'environ cinq mètres par la mylonite (Fig. 4a). Il est possible de suivre ce dyke de façon presque continue à travers la mylonite malgré un étirement et un amincissement importants. Là où elles ne sont pas cisaillées, les marges du dyke contiennent une foliation interne parallèle à S_{n-1}. Ce dyke a donné un âge de cristallisation d'environ 1120 Ma (U-Pb sur zircon; Gosselin, données non publiées). Cet âge indique que la foliation métamorphique et les fabriques de cisaillement doivent être postérieures à 1120 Ma. Fait intéressant, l'âge de cristallisation du dyke est plus ancien que l'âge de cristallisation d'un échantillon de la Suite de Travers (1076 ± 8 Ma, Papapavlou et al., 2018), ce qui indique que cette suite pourrait inclure plusieurs générations de roches magmatiques, y compris des roches pré-Ottawan.

Une mince couche d'ultramylonite a été échantillonnée à l'aide d'une scie à roche à l'extrémité sud-ouest de l'affleurement, ce qui fournit une excellente vue 3D pour observer son orientation (000°/89°; Fig. 4b). La pétrochronologie U-Pb sur titanite dans cette ultramylonite a fourni les contraintes temporelles les plus robustes sur la déformation le long de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (Gosselin et al., 2022; Fig. 4c). Dans les parties faiblement déformées de la mangérite, la titanite se présente sous forme de rares petits grains lobés (100-200 µm), orientés de façon aléatoire, associés à la magnétite et remplaçant l'ilménite, ce qui est cohérent avec l'absence de titanite ignée dans la mangérite (Fig. 4d). La titanite donne un âge d'intercepte inférieur de 1015 ± 12 Ma qui contraint l'âge du remplacement métamorphique de l'ilménite par la titanite au faciès supérieur des schistes verts ou faciès inférieur des amphibolites. En revanche, la titanite dans l'ultramylonite est abondante, de grande taille (200-500 µm) et allongée parallèlement à la foliation. Les grains sont sigmoïdaux avec des queues de magnétite asymétriques indiquant un sens de cisaillement senestre (Fig. 4e). La titanite présente des mâcles de déformation et une variation de l'orientation de la structure cristalline du noyau vers les pointes, associée à une densité accrue de désorientations (Fig. 4f). Les grains de titanite dans l'ultramylonite donnent un âge d'intercepte inférieur de 1002 ± 10 Ma, interprété comme l'âge du cisaillement.

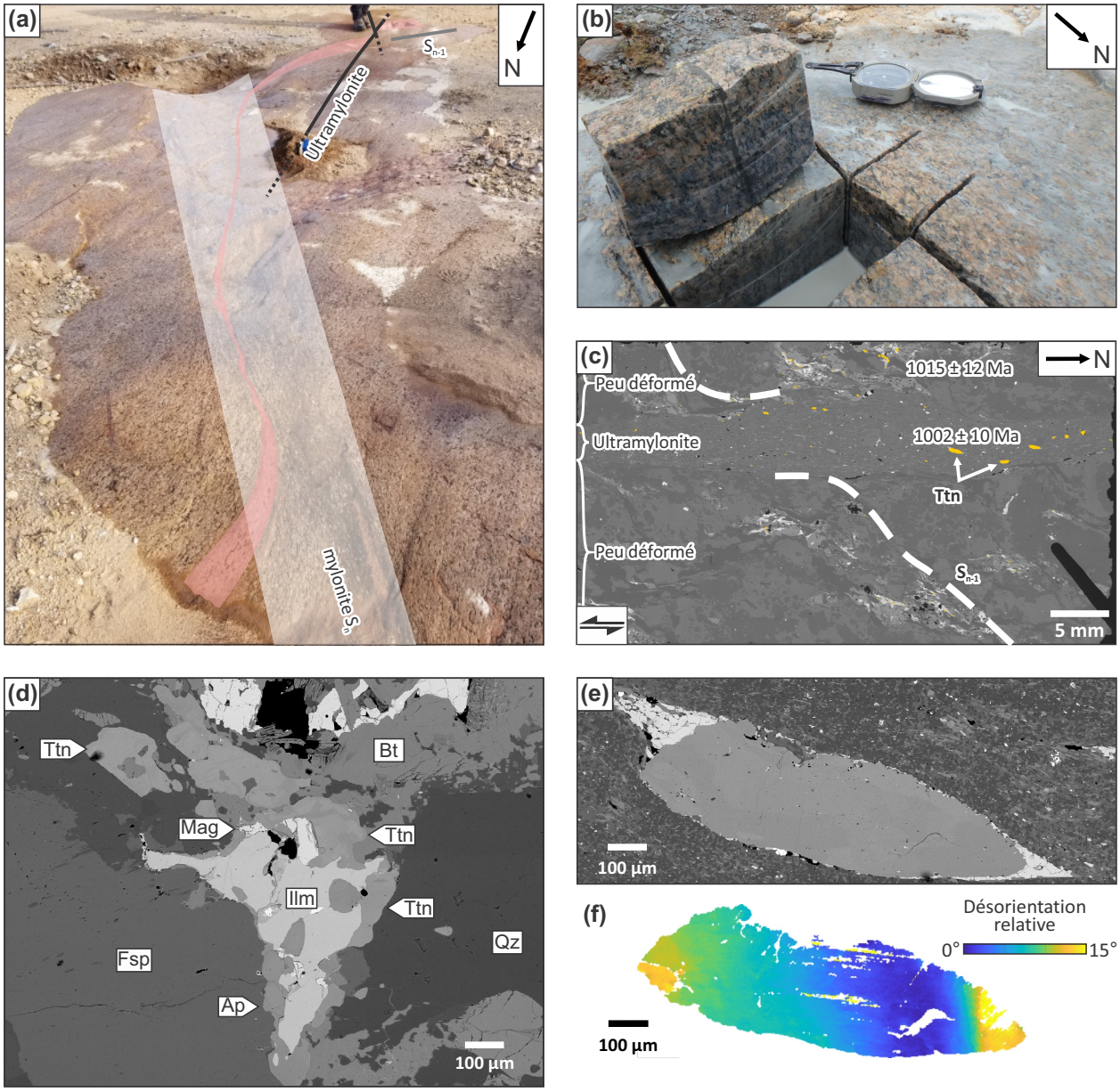

Fig. 4. (a) Pegmatite surlignée en rose décalée par une mylonite senestre. (b) Ultramylonite verticale, orientée N-S. (c) Image en mode électrons rétrodiffusés d'une lame mince entière montrant l'ultramylonite. Notez la déviation de la foliation métamorphique Sn-1. Les grains de titanite sont mis en évidence en orange, ainsi que les âges U-Pb à d'intercepte inférieur de la titanite à l'intérieur et à l'extérieur de l'ultramylonite. (d) Titanite à l'extérieur de l'ultramylonite. (e) Grain de titanite sigmoïdal avec des queues de magnétite asymétriques provenant de l'ultramylonite. (f) Carte de désorientation relative du même grain de titanite, montrant la variation de l'orientation de la structure cristalline du noyau vers les pointes.

Arrêt 1.2. Structures pré-cisaillement

Emplacement: 48.03464661°N, 72.13420385°W
Affleurements intéressants des deux côtés de la route.

Contrairement à la plupart des mangérites de la Suite de Travers qui sont homogènes et présentent des fabriques tectoniques relativement simples, la lithologie à cet endroit est variable et plusieurs fabriques peuvent être identifiées. Les couches riches en biotite à grain fin contiennent généralement une foliation orientée approximativement NO-SE qui est localement crénulée (Fig. 5a). Le plissement d'une foliation métamorphique est également courant. Cet affleurement représente probablement une lentille de roche encaissante incluse dans la Suite de Travers, et ces fabriques sont probablement antérieures à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. Les roches contiennent localement une forte fabrique mylonitique N-S associée à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. Surveillez les expositions 3D et les surfaces parallèles à la foliation pour observer de beaux exemples de la forte linéation subhorizontale (Fig. 5b). Les porphyroclastes de feldspath-K fortement étirés avec des rapports d'aspect >10:1 donnent une idée qualitative de l'importance de la déformation finie.

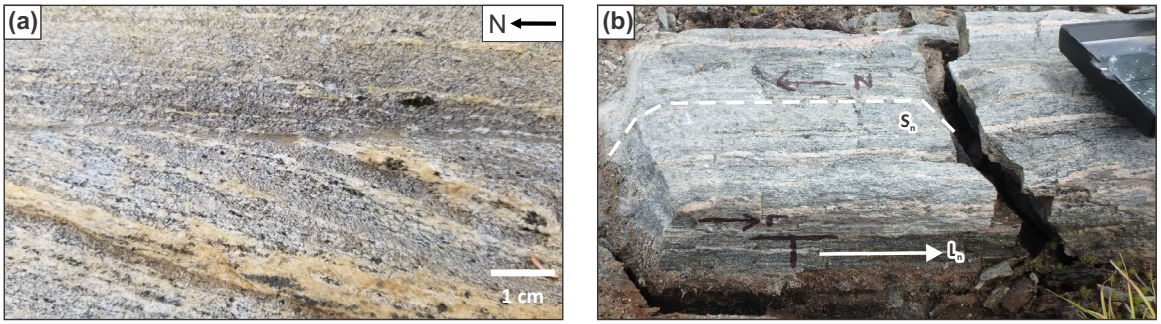

Fig. 5. (a) Fabrique relique dans un xénolithe à grain fin. Notez la faible foliation crénulée définie par la biotite dans les couches mélanocrates. (b) Forte foliation définie par des porphyroclastes de feldspath-K étirés dans une mylonite.

Arrêt 1.3. Interférence entre mylonites dextres et senestres

Emplacement: 48.09851518°N, 72.11618575°W
Se stationner le long de la route juste après le virage à droite. Les affleurements se trouvent sur le côté sud de la route.

Une grande partie de l'affleurement est constitué de mangérite homogène typique de la Suite de Travers avec une faible foliation métamorphique. Les fabriques de déformation associées à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales sont exprimées sous forme de protomylonite à ultramylonite d'échelle millimétrique à décamétrique. Bien que ces fabriques soient jolies, l'attraction principale de cet arrêt consiste en un affleurement de ~10 m^2 avec un peu de relief 3D situé à côté

de la route. Ce petit affleurement expose de l'ultramylonite qui est apparemment plissée (Fig. 6a, b). L'orientation des fabriques est beaucoup moins systématique, et l'inspection des indicateurs de sens de cisaillement révèle la présence d'abondants porphyroclastes senestres et dextres de type σ et δ (Fig. 6c). L'ultramylonite dextre semble recouper l'ultramylonite senestre, et l'interférence entre les différentes zones de déformation (synchrone?) donne lieu à un patron de déformation finie très complexe. Cet affleurement est un excellent exemple d'une des rares petites pièces du casse-tête qui peut fournir des informations essentielles pour comprendre les systèmes de zones de cisaillement - si nous sommes capables de la lire! Heureusement, l'arrêt 1.7 que nous verrons à la fin de la journée présente des structures similaires où les relations de recoupement sont plus faciles à observer et à interpréter.

L'affleurement présente également plusieurs fractures remplies d'épidote tardive, de direction NO à NNE, qui recoupent l'ultramylonite. Quelques-unes de ces fractures présentent des signes de décalage senestre, tels que des foliations déviées en bordure (Fig. 6d). Ces fractures sont communes dans la région et semblent représenter les derniers incréments de déformation associés à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales.

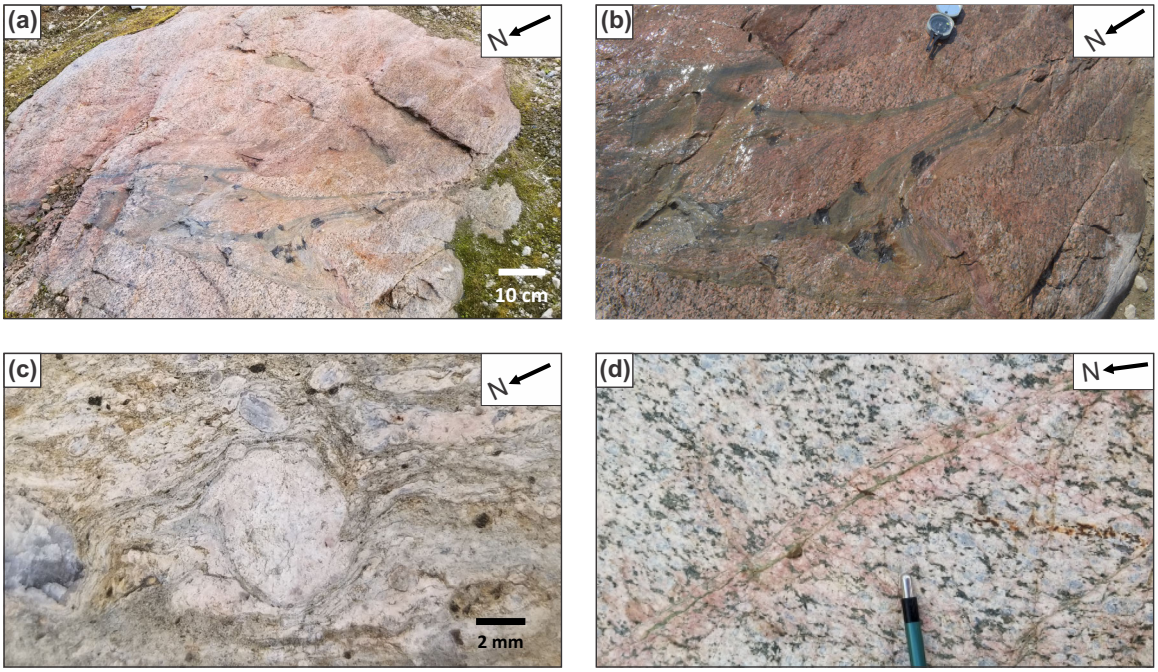

Fig. 6. (a) Ultramylonite plissée dextre (sombre). (b) Gros plan sur les plis. (c) Porphyroclaste dextre de type δ. (d) Fracture tardive remplie d'épidote, à direction NNO, avec un mouvement senestre mineur.

Arrêt 1.4. Ultramylonite hématitisée

Emplacement: 48.09365634°N, 72.10868067°W
Montez la pente abrupte et accidentée. Il y a de la place pour opérer un demi-tour après l'affleurement, qui se trouve dans le fossé au sommet de la colline, du côté ouest de la route.

La mylonitisation modifie l'aspect des roches au point de les rendre méconnaissables. Dans cette spectaculaire couche de mylonite à ultramylonite d'environ cinq mètres d'épaisseur à fort pendage vers l'est, la mangérite originale de la Suite de Travers a été complètement recristallisée en une matrice à grains fins dans laquelle flottent des porphyroclastes de feldspath. Certaines couches ont été entièrement recristallisées. L'hématitisation de l'ultramylonite est fréquente, ce qui indique des conditions oxydantes pendant la déformation, peut-être dues à la circulation de fluides oxydants (Fig. 7a). On peut observer la texture originale et les cristaux centimétriques de la mangérite dans les parties non déformées de l'affleurement. Le contact est marqué par une série de fines couches d'ultramylonite intercalées avec des couches faiblement déformées. Des porphyroclastes de type σ et δ et des plis asymétriques indiquent systématiquement un sens de cisaillement senestre.

La pétrochronologie U-Pb sur titanite dans une couche d'ultramylonite prélevée à cet endroit a fourni une deuxième contrainte temporelle sur la déformation le long de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (Gosselin et al., 2022). Le plus jeune groupe d'analyses de titanite est caractérisé par une composition géochimique distincte des analyses des autres groupes. Il présente un plus faible rapport LREE/MREE, une plus faible teneur en Zr, une anomalie Eu négative moins prononcée et une anomalie Ce positive plus prononcée. La composition chimique de ces grains est cohérente avec une cristallisation à plus basse température (Zr plus faible), dans des conditions plus oxydantes (anomalie Ce positive plus élevée) et après la résorption partielle du feldspath (anomalie Eu négative moins prononcée). En outre, ces analyses sont localisées dans des parties des grains situées dans les quadrants d'extension d'une ellipse de déformation lors de cisaillement senestre (Fig. 7b). Globalement, ces observations indiquent que ce groupe de titanite âgé de 1036 ± 5 Ma a cristallisé lors du cisaillement le long de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. Il est donc possible que de larges couches de mylonite et d'ultramylonite se soient formées jusqu'à environ 20 Myr plus tôt que les minces ultramylonites localisées comme celle observée à l'arrêt 1.1.

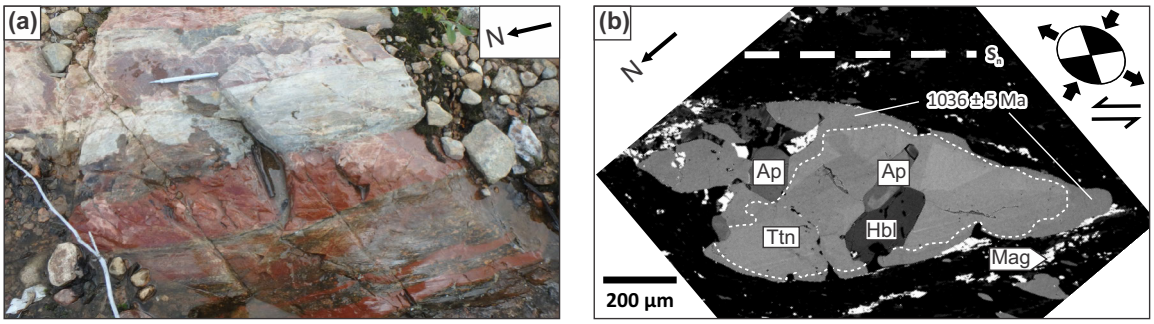

Fig. 7. (a) Couches d'ultramylonite hématisées (b) Grain de titanite avec une surcroissance asymétrique chimiquement distincte située dans les quadrants d'extension d'une ellipse de déformation lors de cisaillement senestre, indiquant que le cisaillement était actif à 1036 ± 5 Ma (Gosselin et al., 2022).

Arrêt 1.5. Zone favorable du Curé (Ni-Cu)

Emplacement: 48.09432166°N, 72.12155145°W
L'affleurement est facilement visible sur le côté nord-ouest de la route.

La zone favorable Du Curé présente un potentiel de minéralisation en Ni-Cu encaissée dans une gabbronorite fortement rouillée de la Suite de Travers (Fig. 8a; Moukhsil et Daoudene, 2019a). Cette zone s'étend sur environ 2 km de long et 300 m de large. La gabbronorite est recoupée par un réseau anastomosé de fractures millimétriques partiellement remplies de sulfures (pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite). Les deux principaux ensembles de fractures sont orientés à 048° et 103°. Les lentilles intactes de gabbronorite ne présentent apparemment pas de foliation métamorphique et contiennent <1% de sulfures formant des amas de grains. Les grains de pyrrhotite sont généralement entourés de pyrite et d'un bord plus fin de chalcopyrite. Les fractures dans la pyrrhotite sont remplies de chalcopyrite. Un échantillon contenant ~1% d'amas de sulfures analysés pour la composition chimique de la roche totale a donné des valeurs de 408 ppm Cu, 488 ppm Ni, 2.01 % TiO2, 160 ppm Zn, 284 ppm Zr, et 0.56-0.72 % S. Une évaluation géométallurgique détaillée sur un échantillon de surface minéralisé a démontré que le Ni est principalement contenu par des inclusions de violarite (~33% Ni) dans la pyrrhotite, et dans une moindre mesure dans la pyrrhotite elle-même (0.5% Ni; Fig. 8b; Lavaure, 2022). La violarite est un sulfure d'altération de la pentlandite, bien que sa présence dans les échantillons en profondeur soit encore incertaine. Le Cu se trouve dans la chalcopyrite, tandis que le Co est présent dans la violarite et dans la pyrrhotite.

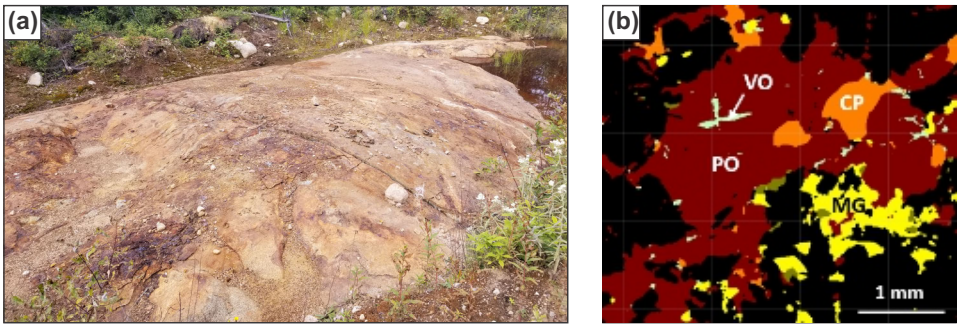

Fig. 8. (a) La zone favorable Du Curé (Ni-Cu) encaissée dans une gabbronorite de la Suite de Travers. (b) Inclusions de violarite (VO) dans de la pyrrhotite (PO). CP: chalcopyrite; MG: magnétite. Image d'analyse minéralogique automatisée de Lavaure (2022).

Arrêt 1.6. Brèche de faille

Emplacement: 48.08441977°N, 72.12211785°W
L'affleurement se trouve sur le côté nord-ouest de la route.

La déformation la plus jeune et de plus basse température liée à la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales est représentée par des fractures fragiles. Ici, une brèche de faille métrique déforme la mangérite de la Suite de Travers. L'étendue de la déformation cassante est significativement plus importante que dans la plupart des autres affleurements de la région. L'altération en hématite et en épidote est importante, comme on peut l'observer le long des petites fractures communes dans la région (Fig. 9).

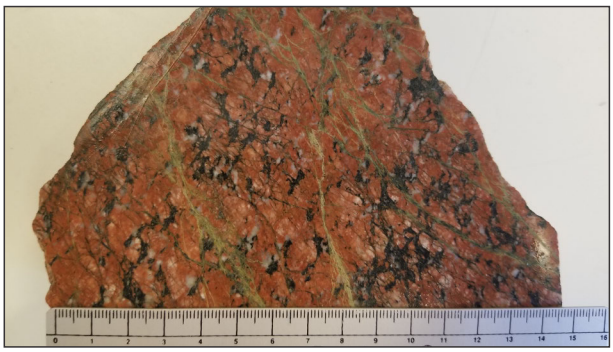

Fig. 9. (a) Surface fraîchement coupée d'un échantillon de brèche.

Arrêt 1.7. Relations de recoupement entre mylonites dextres et senestres

Emplacement: 48.04145650°N, 72.11831445°W

Se stationner dans le grand espace ouvert où il est possible d'opérer un demi-tour. Descendez le sentier sur quelques centaines de mètres, en gardant les yeux sur la roche. Des affleurements intéressants sont dispersés le long du chemin. Celui-ci est de loin l'un des affleurements les plus spectaculaires. Il vaut la peine de faire le long trajet en voiture et cette courte marche. Vous remarquerez peut-être sur la carte que nous sommes à moins d'un kilomètre au nord-est du premier affleurement de la journée. Malheureusement, la route ne relie pas les arrêts 1.1 et 1.7 du côté sud, ce qui oblige à faire un détour de ~27 km vers le nord.

Plusieurs couches de protomylonite, de mylonite et d'ultramylonite peuvent être observées à cet endroit. Quelques couches d'ultramylonite présentent une couleur rouge distinctive, indiquant une altération en hématite. Les contacts entre les protolithes non déformés et l'ultramylonite sont généralement nets (Fig. 10a), mais des gradients de déformation sur quelques centimètres peuvent être observés à quelques endroits (Fig. 10b).

La plupart des couches de mylonite sont senestres et orientées NO-SE, mais quelques bandes de mylonite dextre orientées NE-SO peuvent également être observées. Les relations de recoupement sont fréquentes à cet endroit: la mylonite senestre est recoupée par la mylonite dextre et vice-versa, ce qui indique qu'elles se sont formées de manière synchrone (Fig. 10c). Là où ce système de cisaillement conjugué est le mieux exposé, la couche la plus épaisse d'ultramylonite senestre mets en évidence des charnières de plis. Le plan axial de ces plis est vertical et parallèle à la mylonite, et l'axe du pli est parallèle à la direction du transport (c'est-à-dire subparallèle à la surface d'observation subhorizontale). Cette géométrie donne l'illusion de deux fermetures de plis orientées dans des directions opposées. La présence de plis près de l'intersection de zones de cisaillement conjuguées est fréquente dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (voir aussi les arrêts 1.3 et 2.5. Il est possible que ces plis soient le résultat d'un raccourcissement local lié à l'interférence entre les zones de cisaillement de sens opposé.

Fig. 10. (a-b) Gradients de déformation aigus (a) et graduels (b) entre le protolithe, la protomylonite, la mylonite et l'ultramylonite non déformés. (c) an e de mylonite senestre et dextre se recoupant mutuellement.

Jour 2

Arrêt 2.1. Couches de quartzite du complexe de Wabash

Emplacement: 48.10837211°N, 72.23860945°W
L'affleurement se trouve sur le côté ouest de la route 155, juste au nord de l'intersection avec le Chemin Lizotte. Stationnez-vous sur le chemin Lizotte et **soyez extrêmement prudent lorsque vous traversez la route. Les vêtements de haute visibilité et les casques de protection sont obligatoires. Ne vous tenez pas sous les parties en surplomb de l'affleurement et ne marchez pas sur le dessus de l'affleurement pour éviter de provoquer des chutes de pierres.**

Le Complexe de Wabash est une séquence volcano-sédimentaire métamorphisée qui est intrudée par la Suite de Travers. Un échantillon de quartzite impur prélevé à cet endroit a donné un âge de dépôt maximal de 1309 ± 38 Ma et des pics de zircons détritiques à environ 1,61 Ga, 1,80 Ga, 1,90 Ga et 2,68 Ga (Papapavlou et al., 2022). L'écart d'âge important entre les principales populations de zircons détritiques et l'âge de dépôt maximal est compatible avec un dépôt dans un bassin sédimentaire d'extension intracratonique (Fig. 11a, Papapavlou et al., 2022).

Les fabriques tectoniques sont typiques de la déformation à haute température: "gneiss droit", plis isoclinaux déracinés, quartz présentant une extinction en damier et une migration des joints de grains à l'échelle microscopique. On y observe également plusieurs structures d'extension fragiles-ductiles tardives, à faible pendage NE, qui recoupent ces fabriques (Fig. 11b). À l'extrémité sud de l'affleurement, un dyke granitique légèrement déformé s'est mis en place dans le plan de glissement. Des structures similaires ont été signalées dans la région de la Mauricie au sud (p. ex., Fig. 4B dans Soucy La Roche et al., 2015), où elles ont été interprétées comme des structures d'extension mineure formées vers la fin de l'exhumation tectonique du domaine de Mékinac-Taureau.

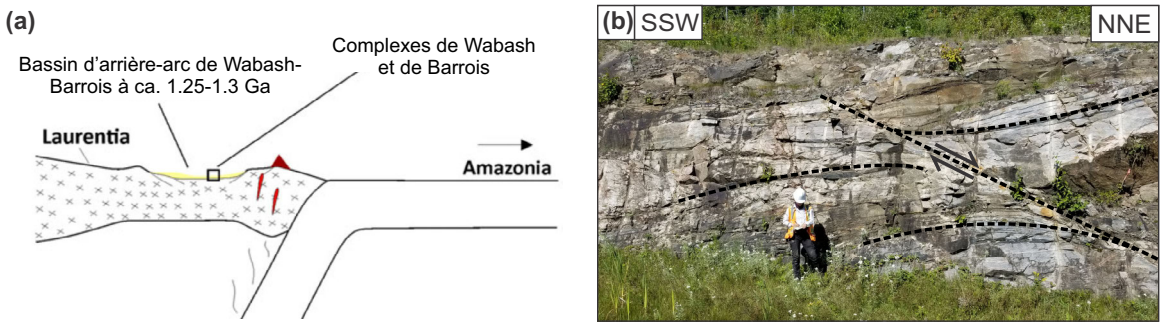

Fig. 11. (a) Contexte tectonique de déposition des roches métasédimentaires du Complexe de Wabash (Papapavlou et al., 2022). (b) Structure d'extension fragile-ductile à faible pendage.

Arrêt 2.2. Lentille de paragneiss du Complexe de Wabash (optionnel)

Emplacement: 48.07812770°N, 72.25054192°W
L'affleurement se trouve de l'autre côté du fossé, sur le côté ouest de la route 155 (la vitesse est limitée à 90 km/h). L'accotement est étroit, mais il y a une petite entrée de sentier sur le côté ouest de la route à ~75m au nord. Les **vêtements de haute visibilité et les casques de protection sont obligatoires. Ne vous tenez pas sous les parties en surplomb de l'affleurement et ne marchez pas sur le sommet de l'affleurement pour éviter de provoquer des chutes de pierres.**

Cette lentille de paragneiss du Complexe de Wabash est entourée par le Complexe de La Bostonnais. Elle contient l'assemblage de pic métamorphique Grt-Bt-Sil-Kfs correspondant à un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites de moyenne pression (>650 °C, ~0,4 à 0,8 GPa). Ces conditions sont typiques de la ceinture allochtone de la province de Grenville. La chronologie du métamorphisme régional n'est toutefois pas déterminée. Il pourrait résulter des orogénies Shawinigan ou Ottawan.

L'andalousite remplace la sillimanite, ce qui indique que le métamorphisme de pointe a été surimposé par un épisode de métamorphisme de basse pression (Fig. 12). La chronologie exacte n'est pas connue, mais le métamorphisme de basse pression pourrait être associée à l'intrusion de la Suite de Travers en raison de sa proximité. Cela indiquerait que les roches exposées se trouvaient à des niveaux crustaux relativement peu profonds (<0,4 GPa) lors de l'intrusion.

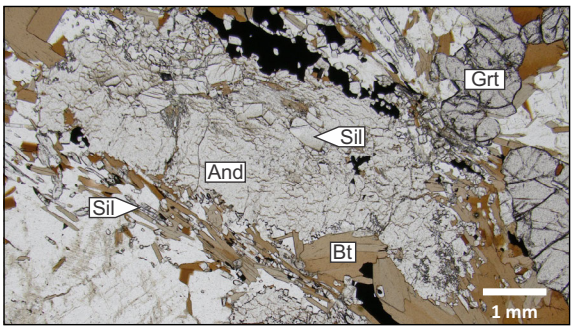

Fig. 12. Andalousite remplaçant la sillimanite dans un paragneiss Grt-Bt-Sil-Kfs du Complexe de Wabash.

Arrêt 2.3. Zone de faille

Emplacement: 48.29125855°N, 72.15893773°W
L'affleurement se trouve de l'autre côté du fossé, sur le côté nord-ouest de la route 155 (la vitesse est limitée à 90 km/h). Stationnez-vous sur l'accotement, le plus loin possible de la route. **Soyez extrêmement prudent lorsque vous traversez la route. Les vêtements de haute visibilité et les casques de protection sont obligatoires. Ne vous tenez pas sous les parties en surplomb de l'affleurement et ne marchez pas sur le sommet de l'affleurement pour éviter de provoquer des chutes de pierres.**

La Suite de Travers présente généralement des fractures cassantes remplies d'épidote et associées à une altération en hématite. Elles sont généralement orientées NO à NNE, verticales ou à fort pendage, et présentent un déplacement senestre apparent ou pas de déplacement. Ici, l'orientation des failles cassantes remplies d'épidote est plus variable, avec des directions NNO à NE et des pendages de 45° à 90°. Les stries de faille sont généralement verticales ou plongent fortement vers le sud, et sont plus rarement subhorizontales. Les deux orientations peuvent être visibles sur le même plan de faille recouvert d'épidote (Fig. 13). Les rares indicateurs de mouvement associés à des stries fortement plongeantes sont compatibles avec un glissement inverse. La relation entre ces fractures et la déformation associée à la zone de cisaillement de Saint-François-de- Sales est ambiguë.

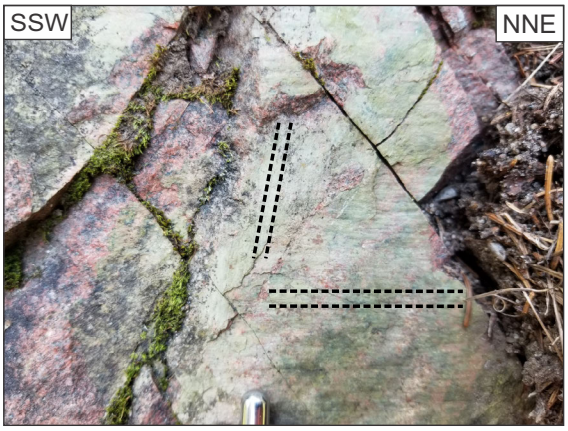

Fig. 13. Stries de faille subhorizontales et plongeant fortement vers le sud sur un plan de faille recouvert d'épidote.

Arrêt 2.4. Protomylonite en 3D (optionnel)

Emplacement: 48.34199485°N, 72.22846069°W
Stationnez-vous dans la grande zone ouverte au nord de la route juste avant le virage vers le sud, là où le chemin du Moulin devient le chemin de la Bleuetière. Montez tout droit sur la piste de quatre-roues. Ce petit affleurement se trouve à quelques mètres au nord du sentier, près du sommet de la pente.

L'affleurement est situé dans une mangérite de la Suite plutonique de Thaddé au contact du gabbro de la Suite anorthositique de Ouiatchouan à l'est. Les contacts lithologiques comme celui-ci pourraient avoir localisé préférentiellement la déformation dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales.

Une rare vue en 3D de la protomylonite permet d'observer des porphyroclastes de feldspath dans toutes les directions et d'évaluer l'état de déformation finie. Les porphyroclastes sont symétriques et presque ronds lorsqu’observés perpendiculairement à la linéation subhorizontale (Fig. 14a), alors que les queues de recristallisation peuvent s'étendre sur plus de 10 cm dans la direction de la linéation (Fig. 14b). L'asymétrie des porphyroclastes (de type σ et de type δ) est compatible avec un cisaillement senestre.

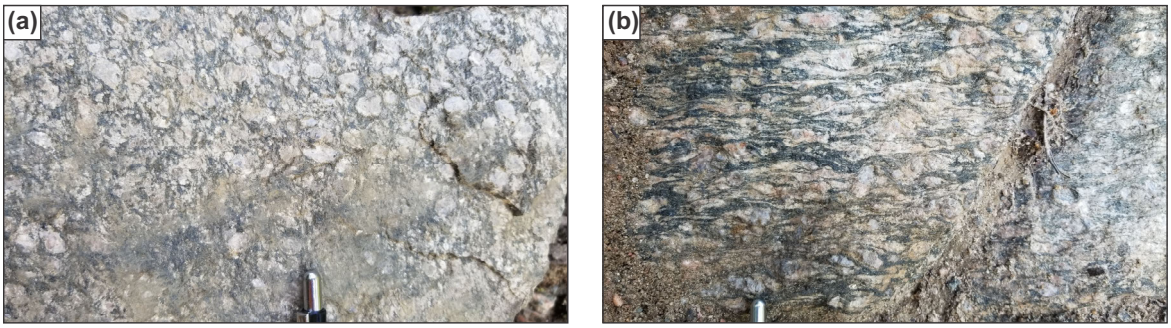

Fig. 14. Vue 3D de porphyroclastes de feldspath. Vue perpendiculaire (a) et parallèle (b) à la linéation d'étirement.

Arrêt 2.5. Dyke cisaillé et contraintes temporelles

Emplacement: 48.43485300°N, 72.24822400°W
Affleurement horizontal sur le côté est de la route, juste en dessous des lignes électriques. Ne vous stationnez pas sur l'affleurement!

Il s'agit d'un autre affleurement important pour établir la chronologie de la déformation et les relations entre la fabrique métamorphique et les mylonites à sens opposé formées dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. Sur la section principale de l'affleurement, la mangérite de la Suite de Travers contient une foliation métamorphique S_{n-1} orientée NNO-SSE. Cette foliation est déviée par une mylonite senestre de deux mètres d'épaisseur orientée N-S. Un dyke de syénogranite est perpendiculaire à la foliation métamorphique S_{n-1} et est rectiligne sur plusieurs mètres hors de la zone cisaillée (Fig. 15a). Le dyke est transposé et étiré par la mylonite senestre, et l'exposition n'est pas suffisante pour le tracer jusqu'à l'autre côté (Fig. 15b). Un second dyke boudiné est également présent dans la mylonite, mais il ne peut être tracé de part et d'autre de la mylonite sur la surface exposée. Ces dykes attestent d'un déplacement d'au moins une douzaine de mètres, et probablement beaucoup plus.

Le dyke est plissé à côté de la pegmatite. Toutefois, ces plis en Z sont incompatibles avec un mouvement senestre dans la mylonite. Une mylonite dextre orientée NE-SO peut être observée à l'extrémité nord de l'affleurement principal et à quelques mètres au nord-est sur une petite plaque de roche exposée (Fig. 15c). Elle semble être recoupée par la mylonite senestre. Cette mylonite dextre est la plus épaisse que nous ayons observée dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. Les plis en Z sont probablement le résultat d'un cisaillement dextre le long de cette mylonite, ou d'une interférence à l'intersection des deux mylonites de sens opposé.

Le dyke de syénogranite a donné un âge de cristallisation d'environ 1060 Ma (Gosselin, données non publiées), fournissant une contrainte d'âge minimum sur la foliation métamorphique et une contrainte d'âge maximum sur le cisaillement. Les grains de zircon métamorphique ont donné un âge d'environ 1030 Ma. Bien qu'il ne soit pas possible de relier sans ambiguïté la cristallisation du zircon métamorphique au cisaillement, la déformation et la circulation des fluides dans et autour de la zone de cisaillement pourraient avoir permis la (re)cristallisation métamorphique.

Combinées aux contraintes temporelles acquises aux arrêts 1.1 et 1.4 (Gosselin, données non publiées; Gosselin et al., 2022), la foliation métamorphique S_{n-1} dans la suite de Travers s'est formée entre ca. 1120 Ma et ca. 1060 Ma, alors que la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales n'était pas encore active vers ca. 1060 Ma. La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales a subi un déplacement en décrochement continu ou épisodique entre ca. 1035 Ma et ca. 1000 Ma.

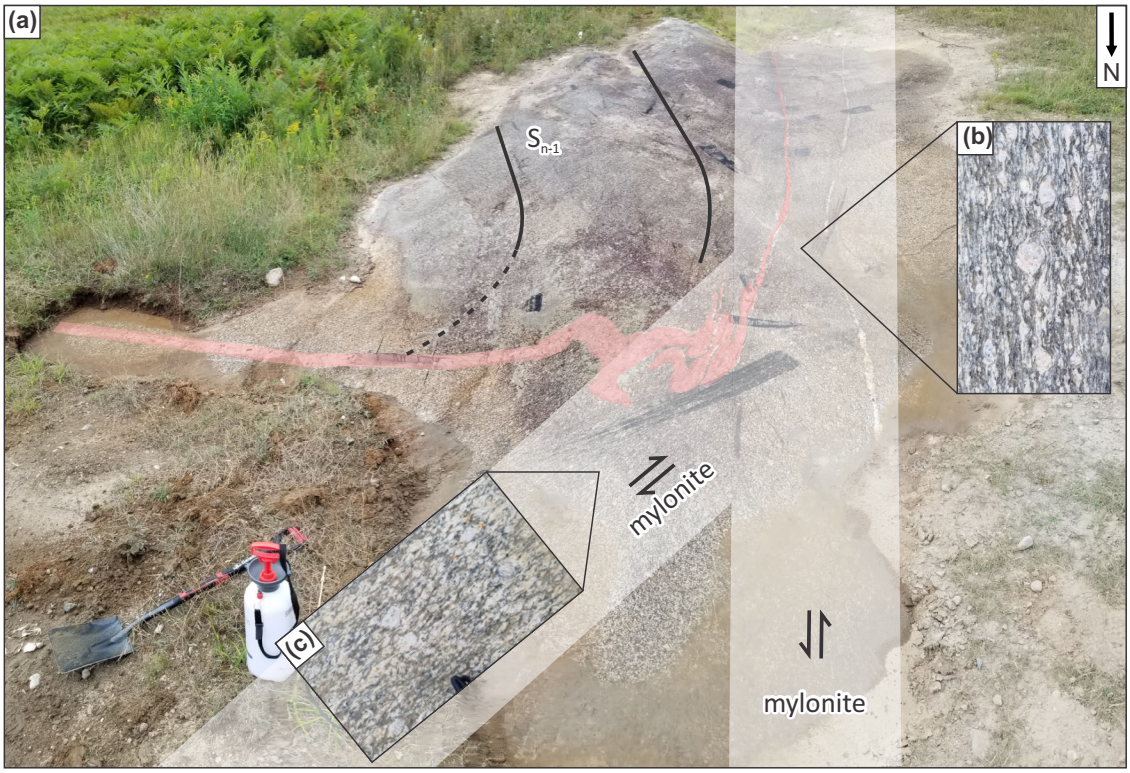

Fig. 15. Un dyke de syénogranite, mis en évidence en rose, est perpendiculaire à la foliation métamorphique Sn-1, rectiligne sur plusieurs mètres hors de la zone cisaillée, et plissé et dévié à proximité d'une mylonite senestre orientée N-S. Les plis en Z à côté de la mylonite sont incompatibles avec un mouvement senestre et peuvent être le résultat d'un cisaillement dextre le long d'une mylonite NE-SO, ou d'une interférence à l'intersection des deux mylonites de sens opposé. (b) et (c) Gros plan des indicateurs de sens de cisaillement senestre et dextre, respectivement.

Arrêt 2.6. Protomylonite et mylonite hectométrique (optionnel)

Emplacement: 48.45951010°N, 72.23273814°W

En revenant vers Roberval, arrêtez-vous sur la route Allaire. Des affleurements sont visibles sur la route, sous le gravier, et sur le côté nord-ouest de la route.

Les couches de roches cisaillées dans la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales ont généralement une épaisseur de quelques millimètres à quelques mètres. Ici, la déformation est moins localisée, et l'on peut observer de la protomylonite et de la mylonite sur des centaines de mètres d'épais. Des rubans de quartz, reconnaissables à leur aspect clair, sont particulièrement visibles dans les parties légèrement altérées de l'affleurement (Fig. 16).

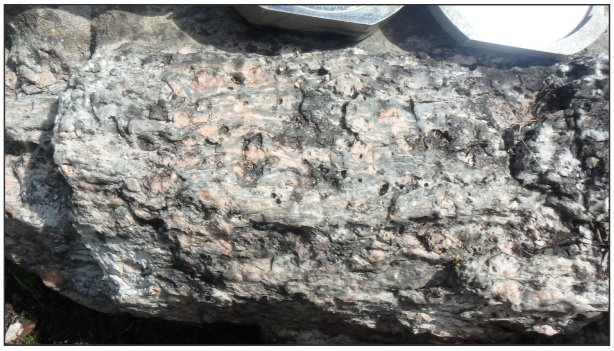

Fig. 16. Porphyroclastes de feldspath enveloppés par des rubans de quartz clair.

Arrêt bonus. L'anorthosite de Langelier

Emplacement: 47.739719°N, -72.498663°W

Pour ceux qui repartent vers le sud sur la route 155 en direction de Trois-Rivières. **Soyez extrêmement prudent le long de l'autoroute. Les vêtements à haute visibilité sont obligatoires.**

L'anorthosite de Langelier (âge inconnu) est une anorthositique ronde encaissée dans la suite magmatique de Borgia. Elle est localement complètement recristallisée, donnant au plagioclase une couleur blanche (Fig. 17a). Ici, les cristaux de pyroxène sont fortement déformés, définissant une linéation d'étirement subverticale (Fig. 17b).

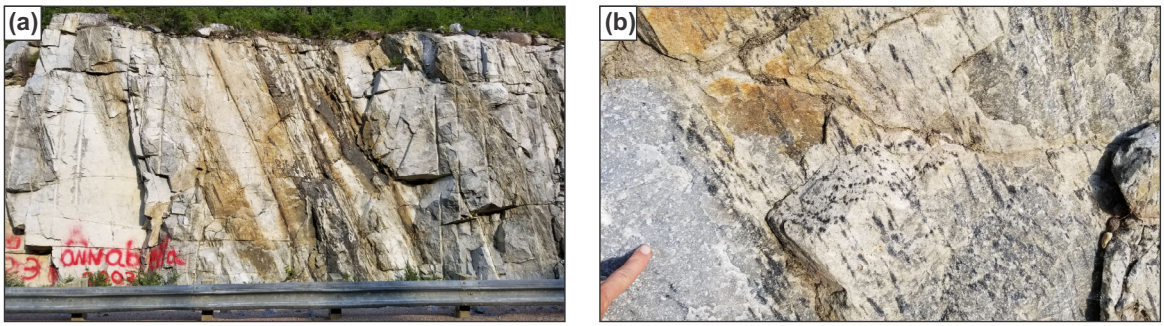

Fig. 17. (a) L'anorthosite de Langelier. (b) Cristaux de pyroxène déformés définissant une linéation d'étirement subverticale.

Références

Corrigan, D. (1995). Mesoproterozoic evolution of the south-central Grenville orogen; structural, metamorphic, and geochronologic constraints from the Mauricie transect (Doctoral dissertation, Carleton University).

Corrigan, D., & Breemen, O. V. (1997). U–Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 34(3), 299-316.

Corriveau, L. (1982). Physical conditions of the regional and the retrograde metamorphism in the pelitic gneiss of the Chicoutimi area. Mémoire de maîtrise. Université Queen's. Kingston, Canada.

Gosselin, E., Soucy La Roche, R., Moukhsil, A., & Larson, K. (2022). Caractérisation structurale et temporelle de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales et implication tectonique durant l'orogénie grenvillienne (Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec). INRS, MERN, University of British Columbia; MB 2022-05, 57 p.

Gower, C. F., Kamo, S. L., Kwok, K., & Krogh, T. E. (2008). Proterozoic southward accretion and Grenvillian orogenesis in the interior Grenville Province in eastern Labrador: Evidence from U–Pb geochronological investigations. Precambrian Research, 165(1-2), 61-95.

Groulier, P. A., Indares, A., Dunning, G., & Moukhsil, A. (2020). Andean style 1.50–1.35 Ga arc dynamics in the southeastern Laurentian margin: The rifting and reassembly of Quebecia. Terra Nova, 32(6), 450-457.

Hébert, C., & Daigneault, R. (2004). Histoire tectonomagmatique d'une partie de la région du Saguenay, Québec. Excursion des amis du Grenville. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB, 12.

Hébert, C., & van Breemen, O. (2004). Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region, Québec: Structural relationships and U-Pb geochronology, in Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., and Bartholomew, M.J., eds., Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 197, p. 65–79.

Hébert, C., Cadieux, A.-M., & van Breemen, O. (2009). Région du réservoir Pipmuacan (SNRC 22E), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. Synthèse Géologique: RG 2009-01.

Hynes, A., & Rivers, T. (2010). Protracted continental collision—evidence from the Grenville OrogenThis article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme Lithoprobe—parameters, processes, and the evolution of a continent. Canadian Journal of Earth Sciences, 47(5), 591-620.

Indares, A. (2020). Deciphering the metamorphic architecture and magmatic patterns of large hot orogens: Insights from the central Grenville Province. Gondwana Research, 80, 385-409.

Lauvaure, S. (2022). Fiche géométallurgique synthèse: Indice du Lac Curé (Ni-Cu-Co). Table de concertation minière du Saguenay – Lac-Saint-Jean.

Li, Z. X., Bogdanova, S., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., ... & Vernikovsky, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. Precambrian research, 160(1-2), 179-210.

Moukhsil, A., & Daoudene, Y. (2019a). Géologie de la région du lac des Commissaires, Province de

Grenville, région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. BG 2019-01.

Moukhsil, A., & Daoudene, Y. (2019b). Zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec: Lexique structural.

Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S., Augland, L. E., & David, J. (2015). Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (partie ouest du Grenville). Direction générale de Géologie Québec, MERN, RG 2015-04, 62 pages et 1 plan.

Nadeau, L., & van Breemen, O. (1994). Do the 1.45–1.39 Ga Montauban group and the La Bostonnais complex constitute a Grenvillian accreted terrane. In Geological Association of Canada, Programs with Abstracts (Vol. 19, p. 81).

Owens, B. E., Dymek, R. F., Tucker, R. D., Brannon, J. C., et Podosek, F. A. (1994). Age and radiogenic isotopic composition of a late-to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec. Lithos, 31(3-4), 189-206.

Papapavlou, K. (2019). U-Pb geochronology report, Grenville 2018-2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. UQAM. MB 2019-11.

Papapavlou, K., Moukhsil, A., Côté, G., & Poirier, A. (2018). U-Pb Geochronology of Zircon by LA-ICPMS in samples from the Grenville Province (La Tuque Area, Quebec). GEOTOP UQAM, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-35.

Papapavlou, K., Moukhsil, A., Poirier, A., & Davies, J. (2022). The Pre-Grenvillian assembly of the southeastern Laurentian margin through the U–Pb–Hf detrital zircon record of Mesoproterozoic supracrustal sequences (Central Grenville Province, Quebec, Canada). Geological Magazine, 159(2), 199-211.

Rivers, T. (2008). Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. Precambrian Research, 167(3-4), 237-259.

Rivers, T. (2012). Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, 49(1), 1-42.

Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., & Martignole, J. (2012). The Grenville Orogen – A post-LITHOPROBE perspective, Chapter 3. In: Percival, J.A., Cook, F.A., Clowes, R.M. (Eds.), Tectonic Styles in Canada: the LITHOPROBE Perspective. Geological Association of Canada, pp. 97–236 Special Paper 49.

Soucy La Roche, R., Gervais, F., Tremblay, A., Crowley, J. L., & Ruffet, G. (2015). Tectono-metamorphic history of the eastern Taureau shear zone, Mauricie area, Québec: Implications for the exhumation of the mid-crust in the Grenville Province. Precambrian Research, 257, 22-46