



**HAL**  
open science

# Macro et micro caractéristiques des zones de failles, systèmes de fracture et porosité des gisements d'uranium de socle de l'Athabasca (Saskatchewan, Canada)

Maher Abdelrazek

## ► To cite this version:

Maher Abdelrazek. Macro et micro caractéristiques des zones de failles, systèmes de fracture et porosité des gisements d'uranium de socle de l'Athabasca (Saskatchewan, Canada). Sciences de la Terre. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASJ025 . tel-03774520

**HAL Id: tel-03774520**

**<https://theses.hal.science/tel-03774520v1>**

Submitted on 11 Sep 2022

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Macro et micro caractéristiques des zones de failles, systèmes de fracture et porosité dans les gisements d'uranium de socle de l'Athabasca (Saskatchewan, Canada)

*Macro to micro fault zone characteristics, fracture systems and porosity in basement hosted unconformity-type uranium deposits of the Athabasca region (Saskatchewan, Canada)*

## Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 579 Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences

SMEMAG

Spécialité de doctorat : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Unité de recherche : Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France

Graduate school : Géosciences, climat, environnement et planètes

Référent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse présentée et soutenue à Paris-Saclay, le 20 décembre 2021, par

**Maher ABDELRAZEK**

### Composition du Jury

**Alexandra COURTIN-NOMADE**

Professeure, Université Paris-Saclay

Présidente

**Philippe BOULVAIS**

Maitre de conférences, HDR, Université de Rennes

Rapporteur & Examineur

**Alain CHAUVET**

Directeur de recherche CNRS, Université de Montpellier

Rapporteur & Examineur

**Philippe AGARD**

Professeur, Sorbonne-Université

Examineur

**Didier MARQUER**

Professeur, Université de Franche-Comté

Examineur

**Patrick LEDRU**

Chercheur HDR, Université de Lorraine

Invité

**Antonio BENEDICTO**

Maitre de conférences, HDR, Université Paris-Saclay

Directeur de thèse

**Olivier GERBEAUD**

Docteur, entreprise Orano

Co-Encadrant



*A mon arrière grand-mère, la seule dont l'opinion m'importait vraiment.*

*A mon arrière grand-père, mineur de fond du bassin houiller de Carmaux.*



Je l'ai vu de mes yeux : des natures douées, riche et « portées à la liberté », « crevées par la lecture » dès 30 ans, devenues de simples allumettes, qu'il faut frotter pour qu'elles donnent des étincelles de « pensées »

NIETZSCHE,  
*Ecce homo*

Le RH ayant claqué sans compter,  
S'en trouva bien coi, quand Sasktel le retrouva,  
Pas un seul petit morceau, de graille ou de ticket restau.

Il alla crier "J'ai Faim !", chez le géologue son voisin.  
Le priant de la lui payer, la facture et les arriérés.  
Afin qu'il puisse subsister.  
"T'es mon poto hein ? Allez steuplait"

AbdelCohen n'est pas prêteur.  
C'est là son moindre défaut.  
"Qu'as tu fait de ton fric ?"  
Dit-il à ce parasite.

- Nuit et jour, comme un héros  
Je gérais, pas d'embrouille !"  
La réponse finale, tint en quelques mots  
Sans équivoque : "J'men bats les couilles"

BALAYE,  
*Poèmes d'entreprise*



## **Remerciements**

Avant toute chose, je remercie le jury : Philippe Agard, Philippe Boulvais, Alain Chauvet, Alexandra Courtin-Nomade et Didier Marquer pour leur présence et les riches discussions qui en ont découlé.

J'ai passé ces années de recherche sous la tutelle d'une équipe dont les membres m'ont chacun guidé à leur façon. A mon équipe encadrante, qui me suit depuis longtemps : Antonio, merci de m'avoir proposé ce sujet aussi complexe qu'intéressant, c'était une expérience de recherche incroyable. Merci aussi pour ton humanité et pour tout ce que tu m'as partagé. Olivier, tu m'as encadré pendant presque 6 ans et tu n'as jamais lâché. Merci d'avoir toujours été d'un grand soutien, que ce soit dans le travail ou dans le privé, et de n'avoir jamais perdu patience avec moi. Ça a toujours été un grand plaisir de travailler ensemble. Enfin Patrick, il me paraît légitime de te remercier en tant qu'encadrant même si ton nom n'apparaît pas sur les papiers officiels. C'est quand même toi qui m'as fait entrer en Athabasca. Merci pour toutes ces discussions, qui ont toujours réussi à remettre de l'ordre dans mes réflexions.

Au regard de mon palmarès universitaire en licence, il était impensable pour beaucoup que je puisse me retrouver un jour à écrire des remerciements pour un ouvrage de thèse. Malgré tout, j'ai eu la chance de rencontrer des gens sur mon parcours qui ont choisi de me faire confiance et à qui je dédis ce manuscrit comme reconnaissance. Tout d'abord Philippe Agard, sans qui j'aurais tout bonnement arrêté la géologie avant même la fin de ma licence. J'espère que d'autres étudiants auront la chance de t'avoir comme professeur, en cours ou même pour soutenir des projets de césure à l'autre bout du monde. Merci Fabrice Minoletti pour cette lettre de recommandation lorsque j'ai postulé au M2 en dehors de Jussieu. Je n'ai aucune idée de l'impact qu'elle a pu avoir mais c'est le geste qui importe. Et enfin Johann Tuduri, qui a fait le pari de me faire confiance et de me soutenir dans mes différentes candidatures, et qui continue de me soutenir même si j'ai quitté Orléans il y a bien longtemps maintenant.

Je remercie bien sur Orano Mining et ses équipes de m'avoir fait confiance pour mener à bien ce projet. Grâce à cette entreprise, j'ai pu bénéficier des meilleures conditions pour réaliser ces travaux de thèse. Je remercie à Paris toutes les personnes ayant pris part à l'élaboration du projet, ceux m'ayant apporté un soutien technique et scientifique, ainsi que ceux qui ont mis à l'épreuve mes réflexions me permettant d'améliorer constamment mon travail. Merci beaucoup à Marc Brouand et Sandrine Cardon de m'avoir consacré du temps lors des analyses pétrographiques ou lors de mes séjours à Bessines.

De mon laboratoire d'accueil, GEOPS, je salue mes camarades de promotions, camarades de joie, camarades de luttes et amis. Margaux, Alexis et Hadrien, vous êtes l'essence des bons souvenirs que j'emporte avec moi. Margaux pour tes compétences en enseignement, en SweetHome 3D, et en organisation malade. Je suis ravi que tu aies rapidement changé d'avis sur moi. Alexis pour ton cynisme, tes expressions et ton autographe. Pour être en bonne santé, chaque jour un croc dans la tartine. Hadrien pour la virtuosité que tu as de faire sortir les gens de leurs gonds, mais surtout pour ta bonne humeur constante et ta capacité folle à te briser seul tes propres membres. Il n'y a que ta cheville que le trottoir emportera au paradis.

Merci à mes co-bureaux Oriane et Quentin, je n'aurai pu rêver meilleurs partenaires. Il est rare de trouver une synergie pareille avec des collègues et encore plus avec des amis au boulot.

Je n'oublierai pas non plus tous les autres doctorants, post-doc, et stagiaires qui sont allés et venus durant ces 4 ans et qui ont fait ou font partis de la grande famille des non-permanents : Thomas F., Caroline S., Floriane A., Maxime V., Maxence D., John-Lee D., Axel B., Elodie L., Ines B., Xinquan Z., Trixie H., Lara H.-A., Julie S., Stéphane A.R., Yutian K., Maximilien M., Claire F., Claire A., Solène P., Maxime L., Louise L., Consuelo M., ainsi qu'à tous les nouveaux (Kevin et Perinne, je vous vois).

Enfin merci aux permanents avec qui j'ai pu échanger et partager une vie de laboratoire : Frédéric H., Claire B., Aurélie N., Rosella P., Valérie G., Yves M., Bertrand S.B., Jocelyn B., Carlos P., Philippe S., Sylvain B. et Antoine S.

Durant ma thèse, j'ai eu l'opportunité de travailler avec le CREGU et Georessources à l'université de Lorraine à Nancy. Je remercie grandement Julien Mercadier, tant pour l'accueil dans les locaux de Georessources que pour les missions en commun sur le terrain et la collaboration. Merci aussi à Nathalie de s'être toujours occupée de toutes les démarches lors de mes venues à Nancy. Merci aussi à toutes les personnes avec qui j'ai travaillé là-bas lors des sessions d'analyse.

I could not have done this work without the support of my Canadian colleagues, from both the industry and the academic. All my work in Canada have been supported by Orano Canada and its teams, since my first time in Saskatchewan in 2016 before the phd. A Susan J., merci beaucoup d'avoir toujours fait en sorte que mes séjours à Saskatoon se passent dans les meilleures conditions possibles. Huge thank to my brother Bredon E. that have shared my first road trip in Canada to North Pole on my second day there. I would like to thank Evan M., Ryan Z., and Dwayne K. who have been teaching me the rocks of the eastern Athabasca area during a whole summer. Evan, you will be more successful than your brother for sure. To everyone at the office I spent time with on the field, around a coffee, or in a bar, thanks to you all for the quality time. Enfin, merci à toi Odile M.-S. pour toutes ces aventures que je ne raconterai pas ici car il y a déjà assez de pages comme ça derrière, sans oublier Bradley S. de m'avoir appris la pêche.

Special thanks to the Purepoint Uranium Group team in Saskatoon: Scott F., Linda T., Cameron M. and Darren S., for the time they spent helping me, the discussions, their reactivity. It was a real pleasure to work with you guys. Cam and Darren, beyond the support you provided during the fieldworks, thank you very much for showing me how it is to live in Saskatchewan. I will keep practicing my clay pigeon shooting and beat you the next time.

During the project, I got the opportunity to do a 1-month internship at the University of Manitoba in Winnipeg (Canada). During this month, I have been trained to be fully operative on the ion microprobe. I cannot describe how nice was the welcome I got there. I thank a lot Mostafa Fayek, Ryan Sharp and Brandy Shabaga for their time, the knowledge their shared with me and all the scientific work we did together. Ryan, the next coffee is on me!

Finally, I thank all my Canadian colleagues from academics and state institution who shared field works and international conferences with me. All the discussions we had and the knowledge I got from your works in different fields improved my reflection.

In the end, I spent more time living in Saskatoon than going there for work trips. This is why it is important for me to thank all the friends I have made there starting with the people from Okami: Kelly and Crystal, my sensei, and Sarah, every time I came back made me feel like I was visiting family. I hope I will see you soon. Thanks also to my French friends Pauline, Mario, Julie et Bonnie.

Pour finir la partie canadienne, je remercie mes chers associés, Thibaud, Alexandre, Nicolas et Charles, vos contrats représentent sur leurs durés une augmentation de 24% du chiffre d'affaires annuel de Tim Hortons. Merci pour avoir fait de la raclette le plat officiel de Thanksgiving au Canada. Merci pour avoir apporté sur Communicator la violence de 4chan. Merci d'avoir fait pump les actions de Bic de par votre consommation de Velleda. Merci pour les fois où vous m'avez récupéré à l'aéroport en drift avec le Vitara. Merci Thibaud pour l'activité cérébrale calée sur les heures de bureau. Merci Alexandre pour la prose et la plume. Merci Nicolas pour héberger Charles. Merci Charles pour continuer d'honorer le contrat en étant le dernier sur place.

Enfin, pour mes amis les plus proches, j'espère que ce manuscrit vous montrera que je travaillais vraiment à l'université. Merci d'avoir fait semblant de croire que j'avais un vrai boulot en tout cas. Lélé, tu sais maintenant comment sont les structures. Un grand merci à Charlotte et Paul d'avoir été là dans les moments les plus difficiles, c'est en parti grâce à vous que j'ai pu repartir. Merci à tous ceux qui ont témoigné de l'intérêt pour mon travail, qui m'ont encouragé, qui m'ont soutenu.

Merci à mes parents, pour tout ce qu'ils ont fait pour moi depuis le premier jour de mon existence.

Et pour clore cette partie, je dédie ce travail à Océane. Parce que tu as toujours été là peu importe les épreuves, que tu as fait des sacrifices, que tu ne m'as jamais lâché. Je ne pourrai jamais t'exprimer par des mots la gratitude et l'amour que j'ai pour toi mais peu importe, j'ai maintenant un temps infini pour te le montrer.



# SOMMAIRE

<b>PARTIE 1 : INTRODUCTION</b> .....	<b>21</b>
<b>Chapitre 1 : Introduction, problématique, objectifs et présentations des zones d'étude</b> .....	<b>23</b>
<b>Chapitre 2 : Contexte géologique régional</b> .....	<b>35</b>
1. Le domaine Taltson .....	37
2. Le domaine de Hearne et la zone de transition Wollaston-Mudjatic.....	39
3. Sélection des zones d'étude .....	42
<b>Chapitre 3 : Etat de la connaissance des gisements d'uranium de haute teneur sous-discordance</b> .....	<b>51</b>
1. Etat des connaissances sur les contrôles structuraux .....	52
2. Etat des connaissances sur les altérations .....	56
3. Comparaison avec les gisements de socle associés aux discordances d'Australie ...	57
<b>Chapitre 4 : Matériels et méthodes</b> .....	<b>63</b>
1. Philosophie de l'échantillonnage et méthode .....	64
2. Sélection des sondages et échantillonnages .....	65
3. Données orientées .....	66
4. Microscopie optique et électronique.....	67
<b>PARTIE 2 : ETUDE STRUCTURALE D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT DE SOCLE A MINERALISATIONS URANIFERES HAUTES TENEURS : PROJET HOOK LAKE</b> .....	<b>71</b>
<b>Chapitre 5 : Définition du cadre structural à l'échelle du projet</b> .....	<b>73</b>
1. Introduction.....	74
2. Matériel et méthodes .....	79
3. Résultats .....	82
4. Discussion .....	90
5. Conclusion .....	93
<b>Chapitre 6 : Caractérisation des zones de cisaillement minéralisées en uranium, identification des mécanismes de réactivation et de création d'une porosité secondaire</b> .....	<b>95</b>
1. Préambule .....	96
<b>Chapitre 7 : Analyses des phases minérales associées aux zones mineralisées</b> .....	<b>137</b>
1. Textures des oxydes d'uranium et leurs associations minéralogiques.....	139
2. Caractérisation des minéraux d'altération : les phyllosilicates. ....	144
3. Caractérisation des sulfures associés aux minéralisations .....	155
4. Discussion .....	158
<b>PARTIE 3 : CARACTERISTIQUES DES STRUCTURES MINERALISEES DU PROJET DE</b>	

<b>MARTIN LAKE : ETUDE DE LA MINERALISATION ET DES ALTERATIONS ASSOCIEES</b>	<b>167</b>
<b>Chapitre 8 : Etat de l'art sur le projet de Martin Lake</b>	<b>169</b>
1. Introduction	170
2. Etat de l'art sur la zone du conducteur de Martin Lake	173
<b>Chapitre 9 : Etude du cadre structural à l'échelle du projet</b>	<b>179</b>
1. Tri-Island Conductor : Caractéristiques structurales à l'échelle du projet	180
2. Observations sur carotte	182
3. Caractérisation texturale de la minéralisation de l'échelle de la carotte à l'échelle microscopique	185
<b>Chapitre 10 : Caractérisation microstructurale et pétrographique des zones de cisaillements minéralisées en uranium de Martin Lake</b>	<b>193</b>
1. Caractérisation des structures et de la minéralogie à l'échelle microscopique	194
2. Analyses chimiques des phyllosilicates associées à la zone minéralisée de TIC	197
<b>Chapitre 11 : Définition du cadre structural associé aux minéralisations uranifères de socle à Martin Lake</b>	<b>201</b>
1. Discussion	202
<b>PARTIE 4 : CONTEXTE STRUCTURAL ASSOCIE AUX MINERALISATIONS D'URANIUM DE SOCLE SOUS LE BASSIN D'ATHABASCA</b>	<b>211</b>
<b>Chapitre 12 : Comparaison des caractéristiques structurales observées dans le socle entre l'Est et l'Ouest sous l'Athabasca : définition de l'empreinte structurale des minéralisations</b>	<b>213</b>
1. Synthèse	214
2. Discussion	214
3. Conclusion	219
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>225</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>243</b>





# LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Evolution de la diversité des métaux utilisés dans les technologies. D'après Reuter & Van Schaik (2016).	24
Figure 1.2 : Production de CO <sub>2</sub> et coup de l'énergie par source de production (Bruckner et al. 2014).	25
Figure 1.3 : Chaîne de désintégration de l'uranium 235.	26
Figure 1.4 : Carte des activités d'Orano Mining dans le monde (Dossier d'information Orano 2020).	27
Figure 1.5 : Localisation des gisements d'URU dans la région du bassin d'Athabasca (modifié d'après Jeanneret et al. 2016).	27
Figure 2.1 : Carte géologique du bouclier nord canadien. Modifié d'après Jefferson et al. 2007.	36
Figure 2.2 : Carte géologique de la province de Churchill (Abdelrazek 2016, modifié d'après Jefferson et al. 2007).	37
Figure 2.3 : Carte des domaines lithotectoniques de Rae et Hearne dans la région de l'Athabasca. La zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ) est représentée par la bande noire. Modifié d'après Abdelrazek (2016) et Jeanneret et al. (2016).	39
Figure 2.4 : Carte de localisation des minéralisations d'uranium connues le long du PLC. Les limites du permis d'exploration d'Hook Lake sont tracées en rouge. Les minéralisations sont alignées le long d'une direction ENE correspondant au PLC. Le bassin disparaît vers le SO. Modifié avec permission d'après une carte d'Orano Canada.	43
Figure 2.5 : Carte géologique le long du PLC au niveau de la propriété d'Hook Lake. Les zones cibles le long de la direction selon laquelle s'alignent les minéralisations d'uranium sont encadrées en rouge. Modifié d'après des documents d'Orano Canada et Purepoint Uranium Group Inc.	45
Figure 2.6 : Carte géologique de la région proche de l'ancienne mine de Key Lake, sur la bordure SE du bassin d'Athabasca. La carte a été homogénéisée à partir de documents Orano Canada ainsi que des cartes géologiques disponibles dans le rapport de préféabilité du projet uranium de Wheeler River (2018).	48
Figure 3.1 : A. Carte interprétative des structures de socle à l'échelle de l'est du bassin d'Athabasca, basée sur les linéaments géophysiques (Ledru et Lardeaux 2018). B. Bloc diagramme représentant les relations entre typologies de structures cassantes et localisation de la minéralisation (Thomas 2018). C. Modélisation du développement de structures de socle lors de l'orogène Trans-Hudson dans l'est Athabasca à gauche, modélisation de l'effet de ces structures sur le développement des altérations chloritiques dans le socle (Poh 2019).	55
Figure 3.2 : Modèles de dépôt des gisements d'uranium associés aux discordances Egress et Ingress (Grare 2018, modifié d'après Hoeve & Quirt 1984 et Jefferson et al. 2007).	57
Figure 3.3 : Modèle géodynamique proposée par Furlanetto et al. (2016) de Columbia entre 1.75 Ga et 1.58 Ga. La carte en B montre l'extension d'un possible mega-bassin dont seraient préservés les bassins de McArthur en Australie et d'Athabasca/Thelon au Canada (modifié par Gigon 2019).	58
Figure 4.1 : A. Empreinte Hiller réalisée sur un échantillon contenant de la minéralisation disséminée, invisible à l'œil nu. La minéralisation est localisée dans la matrice argileuse. B. Empreinte Hiller sur un échantillon de minéralisation en remplacement de la matrice. Le front de minéralisation avec la matrice est bien imagé par l'empreinte.	66
Figure 4.2 : Signal ATV interprété. Les sinusoides représentent l'intersection entre les structures planes et les parois du cylindre, une fois celui-ci déplié. Les marqueurs des orientations/pendages de chaque structure sont reportés à droite de l'image. Vert = foliation, gris = fracture, noir = cisaillement.	67
Figure 4.3 : Schéma d'une microsonde électronique Cameca SX-100.	69
Figure 5.1 : A gauche, carte des domaines géologiques de la région de l'Athabasca d'après Macdonald et al. 1999, Jefferson et al. 2007 et Paná 2010 (Tschirart et al. 2020). A droite, carte des domaines géologiques interprétés d'après les données géophysiques (Tschirart et al. 2020).	75
Figure 5.2 : Carte géophysique du PLC montrant la superposition du tilt magnétique sur la carte d'intensité magnétique totale (Johnstone et al. 2021).	76
Figure 5.3 : Carte structurale interprétée d'après les données géophysiques de la carte en figure 5.1, tiré de l'article de Johnstone et al. 2021. L'encadré en tiret violet marque l'emplacement de la carte en figure 5.5.	79
Figure 5.4 : Interface utilisateur du module ISI de WellCAD. L'encart bleu (à droite) est l'image en 3D du cylindre représentant les parois du sondage. Les plans de fractures y sont représentés par les plans verts. L'encart rouge (à gauche) montre la surface du cylindre en 2D. Les plans verts précédents y sont donc représentés par les sinusoides verts.	80
Figure 5.5 : Représentation des étapes d'analyses des données orientées sur canevas de Wulff avec le logiciel Stereonet.	81
Figure 5.6 : A. La carte supérieure représente les linéaments tracés à partir des données géophysiques EM et VTEM sur Hook Lake. L'encart montre l'entendue des données par rapport aux travaux de Johnstone et al. 2021 (Fig. 5.3). B. La carte inférieure représente l'interprétation structurale des linéaments EM et VTEM.	83
Figure 5.7 : Carte géologique de la zone de Spitfire sur laquelle sont reportées les diagrammes en Rose des foliations. Les traits noirs représentent la direction moyenne des foliations dans chaque sondage.	85
Figure 5.8 : Représentation en diagramme en Rose des fréquences de direction des foliations et fractures.	86

Figure 5.9 : Représentation sur l'hémisphère inférieur du canevas de Wulff des différentes familles de fractures avec leur direction et pendage moyen. ....	87
Figure 5.10 : Représentation sur l'hémisphère inférieur du canevas de Wulff des familles de fractures rencontrées dans les sondages minéralisés. ....	88
Figure 5.11 : Fréquences relatives des directions pour les foliations, les fractures en dehors de la zone minéralisée et les fractures dans les intervalles minéralisés. ....	88
Figure 5.12 : Répartition des familles de fractures dans les différents sondages. Les plans moyens de chaque famille sont projetés sur l'hémisphère inférieur du canevas de Wulff. ....	89
Figure 5.13 : Effet de l'orientation de la foliation sur la rupture, pour $\sigma_3$ constant (Fossen 2010). ....	92
Figure 5.14 : Ouverture en tension lors par cisaillement senestre d'un système de structures ductiles héritées formées en cisaillement dextre le long des linéaments orientés ~N025, pour une contrainte $\sigma_1$ NS. ....	93
Figure 7.1 : Microphotographie optique et électronique de minéralisation uranifère remplaçant les phyllosilicates présent dans la matrice et les fractures. ....	140
Figure 7.2 : Echantillon de minéralisation uranifère massive à différentes échelles. A. Microphotographie au MEB d'une veine d'uraninite en association avec de la chalcopryrite. B. Microphotographie au MEB d'une veine de matière riche en carbone enrichie en uraninite disséminée. Urn = uraninite, Ccp = chalcopryrite, C = carbone, Ca = calcium. ....	141
Figure 7.3 : A. Echantillon de phyllonite minéralisée. B. Microphotographie en lumière réfléchie des minéraux lenticulaires noirs visibles en macro. ....	142
Figure 7.4 : Echantillon de phyllonite oxydé et minéralisé. La microphotographie de la partie inférieure est prise en lumière réfléchie. Urn = uraninite, Py = pyrite, Fe-ox = oxyde de fer, Rt= rutile. ....	143
Figure 7.5 : A. Photographie MEB d'oxydes d'uranium recouvrant des grains sphérulitiques de rutile (HK16-47-11). B. Photographie MEB d'uraninites sphérulitiques dans une cavité entre une pyrite et les phyllosilicates de la roche (HK16-55-01). ....	144
Figure 7.6 : A. Photographie MEB d'une partie de l'échantillon HK15-33-13. B. Cartographie élémentaire de la même zone montrant la répartition des éléments chimiques. ....	144
Figure 7.7 : A. Microphotographie optique en LPA de grains de muscovite dans une veine de chlorite. B. Microphotographie en LPA d'une veine de muscovite recoupant sub-orthogonalement la foliation de l'orthogneiss encaissant. ....	145
Figure 7.8 : A. Microphotographie en LPA montrant l'altération séricitique des feldspaths. Les chlorites montrent une biréfringence caractéristique « bleu de Prusse ». B. Microphotographie en LPA d'un feldspath complètement pseudomorphosé par des illites et des chlorites. Fsp = feldspath, Chl = chlorite, Qz = quartz, Ill = illite. ....	145
Figure 7.9 : A. Microphotographie en LPA de veines de chlorite « bleu de Prusse » recoupant l'encaissant en isolant des fragments de celui-ci. B. Microphotographies en LPNA (gauche) et LPA (droite) d'une biotite partiellement préservée dans un grenat. Une partie de la biotite est altérée en chlorite. La chlorite de la partie inférieure de la photo montre un début de séricitisation. ....	146
Figure 7.10 : Carte de localisation des sondages dont proviennent les échantillons de phyllosilicates analysés à la microsonde électronique. ....	147
Figure 7.11 : Méthodologie d'analyse des altérations argileuses. Les analyses sont effectuées dans un cadre structural défini en amont et croisées avec les observations pétrographiques. La caractérisation se fait selon la classification de Velde (1985). ....	149
Figure 7.12 : Caractérisation des phyllosilicates des roches de socle le long du PLC, dans le permis de Spitfire, d'après Velde (1985). ....	150
Figure 7.13 : Microphotographie en LPA d'une veine de chlorite. Une partie de cette contient des micro-sulfures disséminés, marquant des fronts au niveau desquels la biréfringence change, pour des compositions identiques. ....	151
Figure 7.14 : Caractérisation des phyllosilicates à distance de Spitfire (1km et 8km au NE). D'après Velde (1985). ....	151
Figure 7.15 : Distribution des températures pour chaque zone d'Hook Lake d'après le géothermomètre de Bourdelle et al. (2013). ....	153
Figure 7.16 : A. Plages de pyrite (Py 1) montrant des surcroissances (Py 2). B. Micro-pyrites disséminées dans les chlorites. C. Pyrites en remplissage de fractures dans du graphite. D. Alternance successive de Pyrite/Uraninite dans un encaissant minéralisé de phyllosilicates. E. Pyrites euhédrique dans un encaissant minéralisé de chlorite. F. Pyrite framboïdale recoupée par des oxydes d'uranium. ....	158
Figure 7.17 : A. Veines de chalcopryrite traversant la minéralisation. B. Chalcopryrite anhédrique. C. Chalcopryrite de forme framboïde. Des Pyrites se trouvent parfois dans leur cœur. D. Galène montrant les arrachements caractéristiques en triangle. ....	158
Figure 7.18 : Schéma montrant l'évolution à l'échelle microscopique d'une portion de la zone de cisaillement par les différents épisodes d'altération rétro-morphiques et hydrothermaux. A. Feldspath et quartz métamorphiques. B. Altération rétro-morphique du feldspath en illite/chlorite. C. Mise en place d'une veine de biotite et dissolution associée. D. Chloritisation de la biotite. E. Circulations hydrothermales (ici illustrées par la mise en place de graphite). F. Mise en place de la minéralisation uranifère. ....	162
Figure 7.19 : Illustration des tendances des variations chimiques des phyllosilicates. D'après Quirt 2012. ....	164

Figure 8.1 : A. Carte géologique des zones de Martin Lake, Getty Russel Lake et Wheeler River. B. Carte structurale interprétée à partir des données magnétiques aéroportées et modifié d'après Weathley 2006.....	172
Figure 8.2 : Carte géologique de la zone de Martin Lake montrant la localisation des deux zones étudiées dans ce chapitre (modifié d'après les cartes géologiques Orano).....	172
Figure 8.3 : Carte géologique du Martin Lake Conductor (MLC) avec les stéréogrammes des contours des pôles des foliations pour chaque forage. Les pôles sont relativement bien regroupés dans la même zone sur le stéréogramme (carte et données orientées Orano 2017).....	174
Figure 8.4 : A. Coupe géologique du Martin Lake Conductor avec la localisation des échantillons étudiés en pétrographie et micro-structurale (Abdelrazek 2016). B. Différentes étapes du développement d'une ultracataclase (Abdelrazek 2016). .....	175
Figure 9.1 : Carte de localisation des sondages (a) et coupes géologiques associées (b) le long du Tri-Island conductor. (c) Les diagrammes de Rose et stéréogrammes représentent les directions des foliations ainsi que les contours des pôles des plans de foliations .....	182
Figure 9.2 : Stéréogrammes représentant les pôles des plans de foliations dans les sondages ML120 et ML122. Les points bleus représentent les pôles des foliations au niveau des minéralisations (d'après Benedicto et al. 2021). .....	182
Figure 9.3 : A. Echantillon de gneiss silicifié montrant des foliations reliques. B. Gneiss pélitiques graphitiques. C. Métamafique chloritisé. D. Leucosome plissé dans des gneiss pélitiques graphitiques. ....	183
Figure 9.4 : Intervalle d'un sondage minéralisé montrant une altération à muscovite autour de la minéralisation. ....	184
Figure 9.5 : A. Localisation de la coupe sur le Tri-Island Conductor. B. Coupe géologique originale dans la minéralisation du Tri-Island conductor. C. Représentation des foliations et structures le long des sondages. D. Coupe géologique réinterprétée en contraignant les corrélations par les données orientées. ....	185
Figure 9.6 : A. Echantillons du cœur de la minéralisation dans le sondage ML134. La minéralisation est encaissée le long de la foliation. Les veines de mica blanc recoupent l'encaissant. B. Inversion des plans de foliation indiquant un pli. La foliation au niveau du cœur du pli montre des replis. La minéralisation se situe au cœur du pli, dans la foliation. C. Deux fronts de minéralisation autour d'un intervalle argilisé et oxydé. À l'extérieur, l'encaissant est chloritique. L'encart montre la minéralisation suintant localement le long de la foliation, produisant une texture en « sapin de Noël ». D. Intervalle minéralisé limité au toit par un réseau de fractures argileuses.....	187
Figure 9.7 : Echantillons minéralisés des forages ML119 et ML120. A. Minéralisation en veine associée à des oxydes de fer et un blanchiment de l'encaissant. B. Minéralisation en « wormy texture » dans le même intervalle. C. Minéralisation disséminée dans la foliation. ....	188
Figure 9.8 : Microphotographie optique en lumière transmise polarisée analysée et en lumière réfléchie. A. Minéralisation disséminée entre les grains de phyllosilicates. B. Traces de clivages reliques dans la minéralisation disséminée. C. Fracture minéralisée suivant la foliation. D. Brèche formée par la mise en place de veines d'uraninite dans les phyllosilicates. ....	189
Figure 9.9 : A. Microphotographie électronique de minéralisation se localisant au niveau de micro-fractures dans le graphite et autour du cristal. Elle est aussi associée à la pyrite et disséminée dans la chlorite. B. Microphotographie électronique de minéralisation dans des cavités dans un cristal de sidérite.....	190
Figure 10.1 : Microphotographies en lumière polarisée analysée. A. Quartz rubanés intercalés par des lits de micas blancs. Des fractures remplies d'illite sont visibles recoupant le quartz orthogonalement à la foliation. B. Chlorites de grandes tailles dans une matrice composée de micro-grains d'illites/chlorites. C. Veines de chlorites palissadiques se développant dans des fractures ouvertes dans les quartz. D. Muscovites et micro-grains d'illites.....	195
Figure 10.2 : Microphotographies en lumière polarisée analysée et non analysée. A. Golfes de dissolution dans un quartz. B. Réseau de fractures anastomosées serpentant entre les grains de phyllosilicates. C. Bréchification des chlorites par la mise en place de veines de muscovite. D. Veine de quartz recoupée par une veine de carbonate et oxydes de fer. ....	196
Figure 10.3 : Caractérisation des phyllosilicates des roches du socle du TIC (à gauche) et MLC (à droite), d'après Velde (1985). .....	198
Figure 11.1 : Synthèse du contexte de déformation du socle dans le domaine ductile, expliquant l'architecture héritée des différentes portions de conducteur en fonction de leurs orientations pour une contrainte principale commune.....	203
Figure 11.2 : Comparaison entre l'architecture réinterprétée du socle au niveau de la zone minéralisée du TIC et l'architecture proposée par Gapais et al. 1987 dans le cadre d'une déformation en raccourcissement coaxial. Modifié d'après Benedicto et al. 2021.....	205
Figure 12.1 : Schéma de synthèse montrant le développement d'une zone de cisaillement ductile de socle le long du PLC, à différentes échelles. Chl = chlorite, Ill = illite.....	215
Figure 12.2 : Schéma de synthèse montrant le développement d'un réseau de fracturation superposé à une zone de cisaillement ductile de socle du PLC, à différentes échelles. Qz = quartz, Chl = chlorite, Ill = illite .....	218
Figure 12.3 : Vue d'ensemble et détaillée de la coupe géologique interprétative de la zone de cisaillement de Spitfire et du système de fractures associé. La réactivation cassante de la zone de cisaillement ductile se traduit par une zone de déformation riche en fractures, sans atteindre la bréchification (pas de « cœur de faille »). L'analogie peut être faite avec les « distributed conduit » décrits par Caine et al. (2021) (schéma de droite). .....	219
Figure 12.4 : Synthèse comparative des éléments structuraux communs aux socles de l'Est et de l'Ouest du bassin d'Athabasca en contexte de minéralisations d'uranium de socle. ....	220

Figure 12.5 : Schéma des différentes étapes de l'analyse structural du socle avec pour chacune d'elle quelques éléments clefs indiquant un potentiel structural pour la mise en place de minéralisation uranifère. Chaque étape représente un saut d'échelle de plus en plus resserré, apportant des résultats pouvant être intégrés aux échelles supérieures. .... 221





# **PARTIE 1 : INTRODUCTION**



**Chapitre 1 : Introduction,**  
**problématique, objectifs et**  
**présentations des zones d'étude**

L'énergie est l'un des grands enjeux du 21<sup>ème</sup> siècle. En effet, les problématiques liées aux climats sont intimement en lien avec la production et la consommation de ressources énergétiques telles que le charbon, les hydrocarbures ou l'uranium. Les politiques actuelles tendent vers le développement d'énergies dites « propres » ou « vertes » ayant un impact carbone le plus proche du nul possible. Le développement des technologies produisant actuellement de l'énergie considérée comme verte telles que le photovoltaïque ou l'éolien a amené son lot de nouveaux défis : les nouvelles technologies utilisent de nouvelles catégories de métaux (Fig. 1.1) comme les terres rares (éléments du groupe des lanthanides plus le scandium et l'yttrium) et dont l'impact environnemental tant au niveau de la production que du recyclage est loin d'atteindre actuellement les objectifs écologiques affichés. Dans ce monde où se développe de nouvelles techniques de production d'énergie, les sources d'énergies fossiles ont donc vocation à progressivement diminuer au profit des énergies renouvelables.

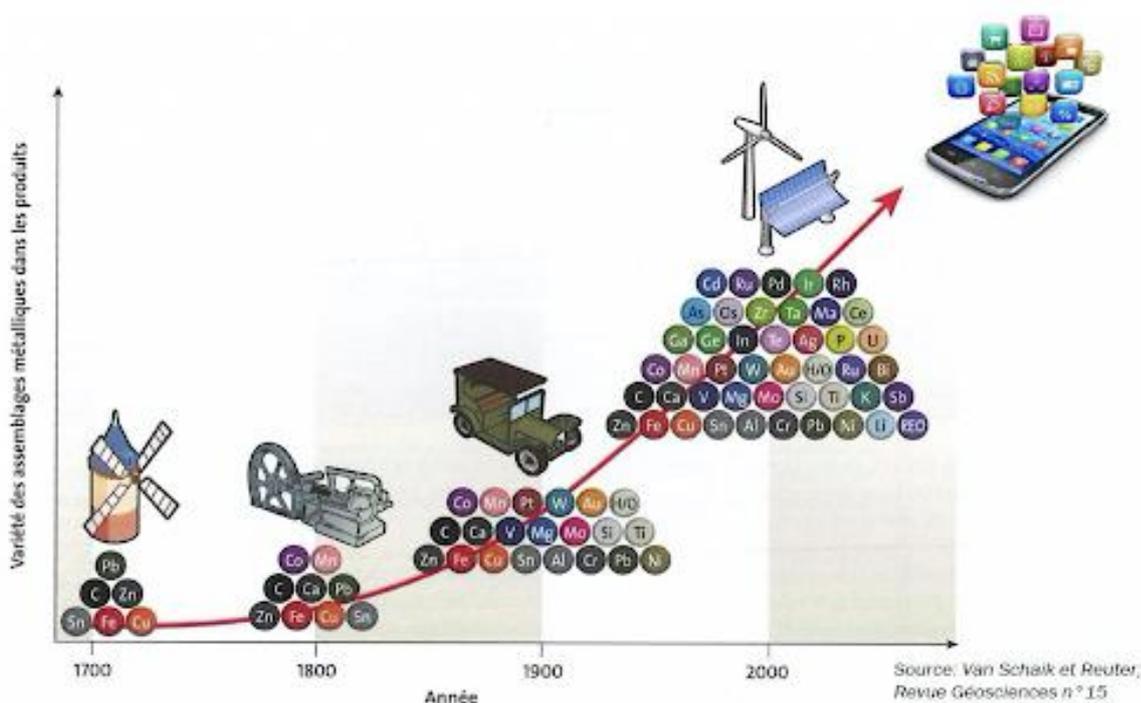


Figure 1.1 : Evolution de la diversité des métaux utilisés dans les technologies. D'après Reuter & Van Schaik (2016).

Malgré tout, la part d'énergie d'origine fossile (pétrole, gaz et charbon) consommée dans le monde est largement dominante, représentant presque 85% du mix énergétique (BP report 2021). Pour le nucléaire, on trouvait environ 445 réacteurs nucléaires en activité dans le monde en 2020 pour une consommation totale de 24 exajoules, soit 4,3% du mix énergétique contre 5,5% d'énergies renouvelables. L'énergie nucléaire, elle, est la troisième source d'énergie la moins

productrice de CO<sub>2</sub> par kWh (Fig. 1.2) par rapport au cycle de vie d'une centrale (Bruckner et al. 2014). En France, la part du nucléaire dans la production totale d'énergie est de 70% sur 56 réacteurs (EDF 2020). L'hydroélectrique comptant pour environ 20%, cela permet à la France d'avoir une production d'énergie très majoritairement bas-carbone. Notre production d'énergie est donc intimement liée à l'approvisionnement en combustible nucléaire : l'uranium.

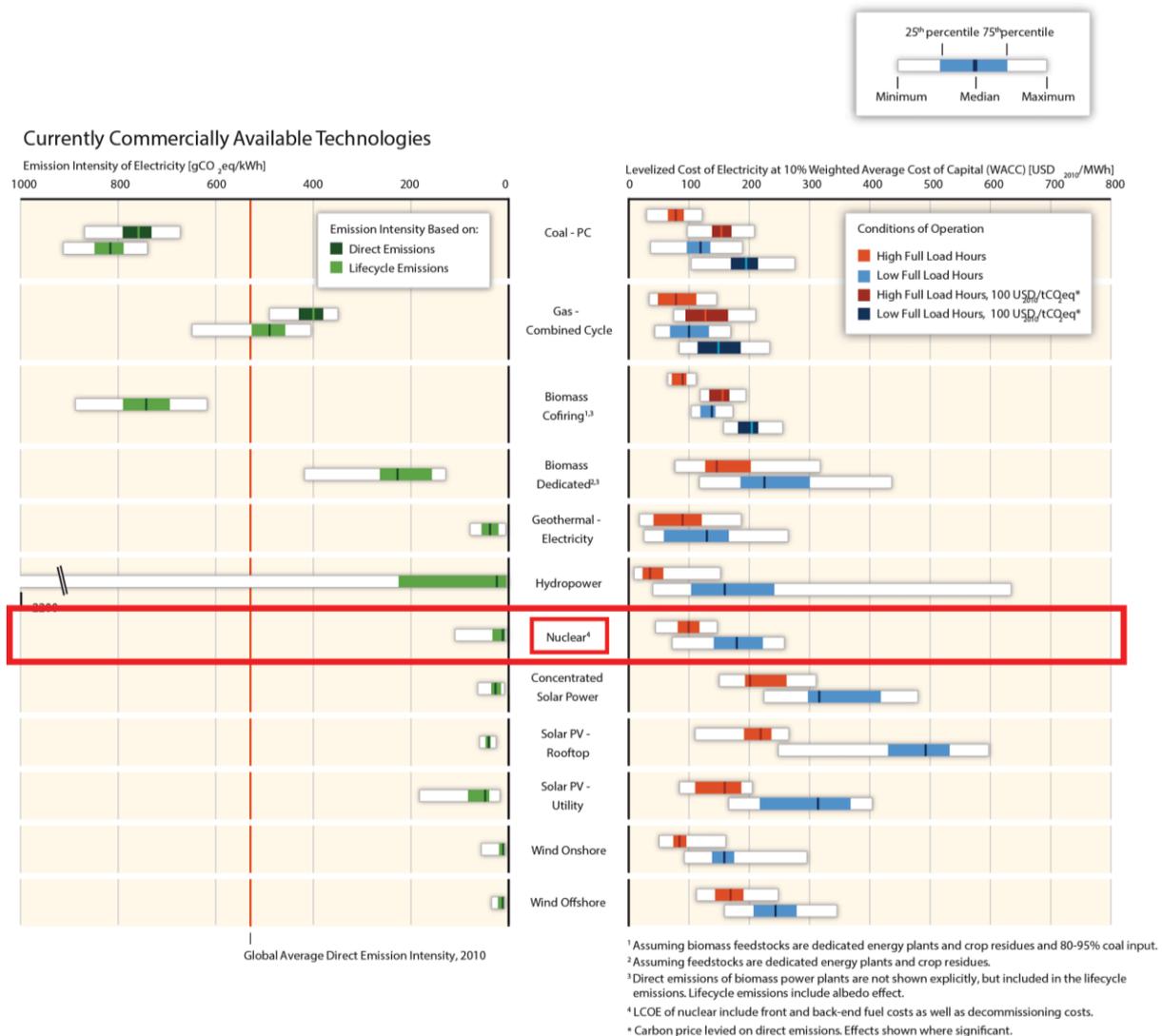


Figure 1.2 : Production de CO<sub>2</sub> et coup de l'énergie par source de production (Bruckner et al. 2014).

L'uranium est un élément naturel contenu dans les roches avec une concentration entre 0,37 et 1,87ppm (Clark & Ringwood 1964). L'isotope 235 de l'uranium est un isotope fossile qui va se désintégrer en Th231 en émettant de l'énergie et des particules alpha (Fig. 1.3). En comparaison, la désintégration de l'uranium 235 libère un million de fois plus d'énergie que l'équivalent en masse de combustible fossile (Rhodes & Beller 2020). Le minerai d'uranium s'exploite à différents endroits du monde et est traité pour devenir le combustible des centrales. Les deux tiers de la

production mondiale en 2019 provenaient du Kazakhstan (42%), du Canada (13%) et de l'Australie (12%) (World Nuclear Association).

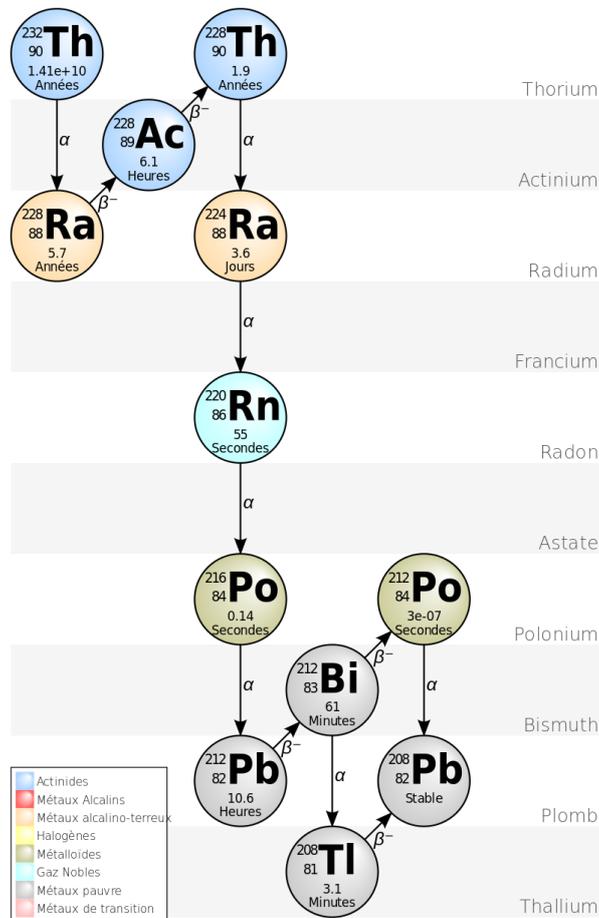


Figure 1.3 : Chaîne de désintégration de l'uranium 235.

Parmi les acteurs de la production d'uranium, Orano Mining est le deuxième producteur au monde avec des mines en activité au Canada, au Kazakhstan et au Niger (Fig. 1.4). L'unité mine a pour objectif l'exploration, la production de combustible mais aussi la surveillance et la réhabilitation des sites. Orano Mining est présent sur deux des gisements aux plus hautes teneurs connus au monde (McArthur River et Cigar Lake, Fig. 1.5), dans la région de l'Athabasca au Canada, tout en développant des programmes d'exploration dans la région.

Au Canada, la région du bassin d'Athabasca dans la province de la Saskatchewan (plaines de l'Ouest Canadien) abrite des gisements d'uranium parmi les plus importants au monde, avec des teneurs en métal les plus riches jamais découvertes. Les premières découvertes dans la région remontent aux années 40, mais il faudra attendre 1975 pour voir l'ouverture d'une mine avec la mise en opération du gisement de Rabbit Lake découvert en 1968 (Hoeve & Sibald 1978). Les

campagnes d'exploration des années 70 permirent la découverte de nombreux gisements de classe mondiale tel que Cluff Lake et Key Lake, découverts en 1975, l'année de mise en production de Rabbit Lake. Ces 3 mines avaient produit à la fin des années 90 plus de 14 000 tonnes d'U3O8. A ce jour, seule la mine de Cigar Lake est encore en exploitation (Rabbit Lake ferma en 2016 et McArthur River a vu ses activités stoppées à cause du faible prix de l'uranium) et contribue à l'essentiel de la production d'uranium canadien.

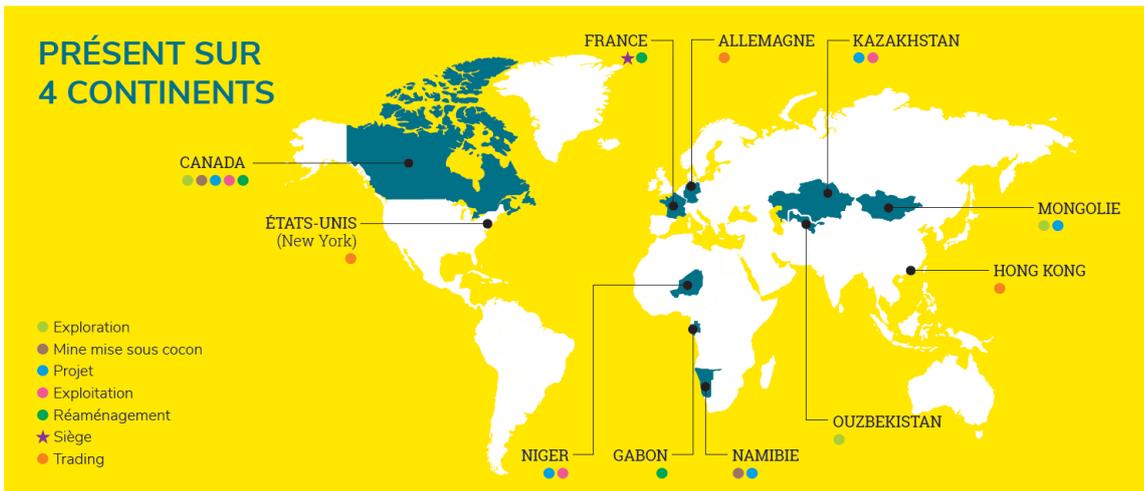


Figure 1.4 : Carte des activités d'Orano Mining dans le monde (Dossier d'information Orano 2020).



Figure 1.5 : Localisation des gisements d'URU dans la région du bassin d'Athabasca (modifié d'après Jeanneret et al. 2016).

Les gisements haute teneur du bassin d'Athabasca sont catégorisés comme « gisements d'uranium associés aux discordances ou unconformity related uranium deposits (URU) » (IAEA

Tecdoc series 2018). Les minéralisations d'uranium se forment au niveau des discordances Protérozoïque séparant des bassins silico-clastiques d'âge Paléoproterozoïque à Mésoproterozoïque de socle métamorphique Archéen à Paléoproterozoïque (Kyser & Cuney 2015, IAEA Tecdoc series 2018). Les uraninites cristallisent sous formes de lentilles, veines et/ou sont disséminées dans la foliation. Les principaux gisements connus sont situés au Canada dans le bassin d'Athabasca et en Australie dans le bassin de MacArthur. Ces deux bassins représentaient en 2015 25% de la production d'uranium mondiale au travers de l'exploitation de 4 gisements : Ranger (Australie), McArthur River (Canada), Eagle Point (Canada) et Cigar Lake (Canada) (IAEA Tecdoc series 2018). Le point commun à tous ces gisements, outre le fait d'être situé sous, ou à la position exacte de la discordance socle-bassin, est le contrôle direct de la minéralisation par une zone de cisaillement de socle, le plus souvent enrichies en graphite et réactivées postérieurement à la mise en place des premières séries sédimentaires dans le bassin. Deux principaux sous-groupes des gisements associés aux discordances sont définis par l'IAEA comme i. les gisements à la discordance et ii. les gisements dans le socle (Fig. 1.5). Les gisements de discordance sont situés directement à l'interface entre le socle et le bassin sous forme de lentille allongée comprenant un cœur haute teneur entouré d'un halo de plus faible minéralisation. La localisation des gisements de socle est contrôlée par la présence de structures ductiles héritées réactivées dans le domaine cassant ainsi que par la foliation (Tourigny et al. 2007 ; IAEA Tecdoc series 2018). Ces minéralisations peuvent être des extensions dans le socle de minéralisations de discordance (Key Lake (Harvey & Bethune 2007)) comme très profondes (900m de profondeur dans le socle dans le cas du gisement de Arrow au Canada (O'hara et al. 2018).

Deux sous-types de gisement sous discordance, impliquant des modèles de circulation de fluides distincts sont communément acceptés. Les interactions fluides-roches associées impriment dans le socle et dans le bassin des halos d'altération argileux caractéristiques. Ces modèles nommés Egress et Ingress (Hoeve & Quirt 1984) seront présentés en détail dans le chapitre 3.

C'est à partir de ces caractéristiques propres aux gisements d'uranium associés aux discordances de l'Athabasca que sont définis des guides d'exploration. Ces gisements sont à l'Est du bassin généralement associés à des zones de cisaillement riches en graphite du socle, héritées de l'orogène Trans-Hudson et réactivées syn- à post-bassin (propagation des structures cassantes de socle dans le bassin) (Jefferson et al., 2007, Tourigny et al. 2007). La recherche de gisements à l'échelle du bassin se concentre donc principalement à la détection de ces zones de cisaillement

riches en graphite du socle et des halos d'altération. Pour cela, les propriétés conductrices du graphite sont détectées par les méthodes d'exploration géophysiques alors que les halos d'altération sont caractérisés par leur minéralogie, géochimie et éventuellement leurs propriétés physiques (principalement résistivité et densité). Ces empreintes géophysiques, minéralogiques et géochimiques représentent de nos jours l'essentiel des guides d'exploration.

L'essentiel du tonnage et du volume des minéralisations économiques connues est regroupé à l'Est du bassin, dans une zone appelée « Zone de transition Wollaston-Mudjatik » (WMTZ). Cependant, à l'Ouest du bassin (i.e. à l'Ouest de la zone de cisaillement de la Virgin River (VRSZ)), plusieurs gisements sont aussi connus à la discordance sous le bassin (Cluff Lake, Maybelle River, Shea Creek) et dans le socle en dehors des limites actuelles de celui-ci (district de Beaverlodge) (Fig. 1.6).

En 2012, la découverte de minéralisations d'uranium à haute teneur dans le socle le long d'une zone dénommée le Patterson Lake Corridor (PLC), situées exclusivement sous la discordance, est à l'origine de l'identification d'un nouveau district uranifère. Les découvertes du Patterson Lake Corridor sont des minéralisations exclusivement de socle, qui s'échelonnent d'une profondeur proche de la surface jusqu'à 900 mètres de profondeur, et localisées pour partie en dehors des limites actuelles du bassin. La quantité d'uranium présent estimé dans le district de Patterson Lake pourrait dépasser les 170KT d'U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> avec des teneurs jusqu'à 60% (Spitfire/Purepoint : 50.3% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> sur 1.3m, 7.57% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> sur 14.3m ; Arrow/Nexgen : 116 kilotonnes en ressources indiquées d'U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> ; Triple-R/Fission : 46 kilotonnes en ressource indiquées d'U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (O'Hara et al. 2018 ; Cox et al. 2019)). La présence de minéralisations de socle est bien connue aussi bien dans l'Ouest que dans l'Est du bassin (e.g. Sue C deposits, Millennium, Eagle Point, Rabbit Lake, McArthur River, Key Lake, P-Patch, 57 Centennial and Shea Creek (Hoeve & Sibbald 1978 ; McGill et al. 1993 ; Tourigny et al. 2007 ; 58 Harvey & Bethune 2007 ; Cloutier et al. 2009 ; Mercadier et al. 2011 ; Reid et al. 2014)). Ces minéralisations sont associées à des structures dans des zones de déformations complexes où se superposent déformations ductiles et fragiles. Ces mêmes structures sont considérées comme de premières importances dans la circulation des fluides uranifères et la formation des gisements associées aux discordances (Hoeve & Quirt 1987 ; Baudemont & Pacquet 1996 ; Jefferson et al. 2007 ; Tourigny et al. 2007 ; Li et al. 2018).

Les approches exploratoires actuelles reposent sur des observations et des interprétations

faites à l'échelle des gisements connus. Ces observations ont conduit à l'élaboration d'un guide d'exploration axé sur les zones conductrices enrichies en graphite, les intersections de grandes structures cassantes et les halos d'altération. Pour autant, l'application de ce guide en exploration conduit souvent à des faux-positifs, c'est-à-dire des zones stériles ayant les caractéristiques considérées comme indispensable dans la mise en place de la minéralisation. De plus, la taille des gisements recherchés est relativement petite (gisement à haute teneur, de faible volume), souvent inférieure à la résolution des levés géophysiques. Dans le Patterson Lake, le lien entre minéralisations de socle et discordance n'est pas aussi clair que dans l'Est. À l'inverse de l'Est du bassin où s'identifie des failles provoquant des rejets au niveau de la discordance, dans le Patterson Lake ce décalage à la discordance est absent. Quand des structures cassantes sont identifiées dans le gisement de Arrow, l'absence de bassin au-dessus de la discordance ne permet pas de statuer sur le caractère pré- ou post-bassin de ces structures. Si les minéralisations de socle sont traditionnellement associées à des structures ductiles héritées et réactivées syn- à post-bassin, quelles sont les modalités de la réactivation de ces structures et de manière plus générale, comment se développe les chemins de porosité propices à canaliser et piéger les fluides minéralisateurs.

Même si de nombreux travaux ont souligné l'importance du contrôle structural tant comme conduit que comme barrière pour la circulation de fluides minéralisateurs et le piégeage des minéralisations (Hoeve & Quirt 1987 ; Baudémont & Pacquet 1996 ; Mercadier et al. 2011 ; Thomas et al. 2014 ; Abdelrazek et al. 2016 ; Benedicto et al. 2017 ; Grare 2018 ; Grare et al. 2018a, 2018b, 2020 ; Li et al. 2018 ; Abdelrazek et al. 2019 ; Martz et al. 2019), la différence n'est pas faite entre les structures jouant le rôle de conduit et celles jouant le rôle de piège. Ces travaux montrent l'importance de bien connaître l'empreinte structurale régionale et locale avant de déterminer : i. les phases tectoniques (cinématique et chronologie), ii. la géométrie et l'architecture des zones de réactivation et du développement de la porosité par fracturation (mécanismes de déformation, croissance de la fracturation, etc...) et iii. les phases minérales de remplissage de la fracturation pour la reconstitution de l'origine des fluides minéralisateurs et des chemins de migration qu'ils empruntent.

**L'objectif** de ce travail de thèse est donc **double** : **caractériser les structures** et les altérations associées dans le socle en contexte de gisement d'uranium de discordance et comprendre les modalités de développement des structures dites « fertiles » en étudiant les

**mécanismes de la déformation** dans le socle menant au développement de la porosité et des pièges à uranium. Pour réaliser ces objectifs, deux zones d'études ont été sélectionnées. Ces zones sont : le projet d'Hook Lake dans l'ouest-Athabasca (partenariat entre Orano Canada 39,5%, Cameco 39,5%, Purepoint Uranium group Inc. 21%), et plus précisément situé dans le district de Patterson Lake Corridor et qui constitue une zone à fort potentiel uranium ; le projet de Martin Lake dans le sud-est-Athabasca, où de la minéralisation haute teneur a été découverte et fait actuellement l'objet de plusieurs programmes d'exploration conduits par Orano Canada ces dernières années. Ces deux sites ont été choisis pour deux raisons : la présence dans les deux cas de minéralisations de socle à haute teneur, et le fait qu'au moment du démarrage du projet de thèse, des campagnes de sondage d'exploration étaient en cours, facilitant l'accès au terrain et à des sections de carotte bien préservées, condition nécessaire pour des analyses structurales fines et un échantillonnage fiable. Lors des campagnes d'exploration, des données structurales orientées de haute qualité (obtenues par diagraphie, notamment grâce à l'imagerie acoustique de paroi ou Acoustic Televiewer - ATV) ont été acquises. Pour chacun des sites sélectionnés, l'approche repose sur une étude structurale dite « classique », basée sur la caractérisation fine des structures, ainsi que de l'étude des données orientées. La spécificité de ces analyses, du fait de la complexité géologique et structurale, ainsi que du caractère polyphasé de l'histoire tectonique, réside dans la nécessité d'opérer des changements d'échelle, de l'échelle du prospect à la lame mince, dans le but de caractériser convenablement l'ensemble des mécanismes de déformation et d'altérations responsables du développement de chemins de porosité, de décrire les structures affectées par les changements de porosité et la compréhension du rôle de l'héritage lithologique et structural. Des outils d'analyse pétrographique ont été employés en partenariat avec le CREGU (Université de Lorraine – Georessources) afin de mieux comprendre les modalités des circulations de fluides (minéralisateurs ou non) dans le système (i.e. les structures perméables) ainsi que leur origine.

### **Organisation du Manuscrit**

Ce manuscrit est composé de 13 chapitres séparés en 4 grandes parties. La division en parties a pour but, après une présentation de la problématique et du contexte géologique (Partie 1), de guider le lecteur aux différents endroits du bassin (Partie 2 et 3) avant de comparer le Patterson Lake Corridor et la zone de transition Wollaston-Mudjatik (Partie 4).

L'objectif de la première partie est d'explicitier le projet ainsi que la problématique ayant conduit à sa création, le contexte géologique dans lequel le projet se place et la méthodologie

employée. L'introduction et la problématique ont été présentées dans le chapitre 1. Le chapitre 2 décrit le contexte géologique des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques du Canada et d'Australie. Ce contexte géologique est complété par le chapitre 3 qui met l'accent sur l'état de l'art des structures et altérations associées aux gisements d'uranium de discordance. Enfin, le chapitre 4 présente les méthodes utilisées durant ces travaux de thèse.

La deuxième partie porte sur les résultats et interprétations des travaux effectués sur le permis de Hook Lake, dans le Patterson Lake corridor à l'Ouest du bassin et pose les bases d'une méthodologie destinée à caractériser l'empreinte structurale des gisements d'uranium de socle. Le chapitre 5 définit le cadre structural à l'échelle de la zone permettant la réalisation d'une carte structurale à l'échelle d'une partie du corridor. Le chapitre 6 fait l'objet d'une publication dans le journal *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* dans le cadre d'un volume spécial portant sur le Patterson Lake Corridor. Cette publication fait état des découvertes concernant les mécanismes de développement des structures auxquelles est associée la minéralisation. Les études structurales à différentes échelles de ces deux derniers chapitres sont complétées par la caractérisation des minéraux d'altération et leurs significations dans le système minéralisateur dans le chapitre 7.

Dans la troisième partie, une étude du contexte structural associé aux minéralisations uranifères du permis de Martin Lake, au sud de la WMTZ dans l'Est-Athabasca sera développé. Le chapitre 8 présente l'état de l'art sur le projet. Le cadre structural à l'échelle des sondages est établi dans le chapitre 9. Le chapitre 10 présente les résultats et interprétations des études pétrographiques et microstructurales sur les échantillons minéralisés de Martin Lake. Les résultats obtenus seront discutés dans le chapitre 11.

Tous ces résultats sont mis en perspective dans la quatrième partie. Dans le chapitre 12, les mécanismes de la déformation du socle entre l'Ouest et l'Est Athabasca sont comparés et une définition de l'empreinte structurale des minéralisations de socle est proposée.

Une proposition de protocole d'étude des structures à destination des géologues d'exploration sur le terrain, applicable lors des campagnes d'exploration et en laboratoire est présentée en annexe.





## **Chapitre 2 : Contexte géologique** **régional**

Le craton Laurentia s'étend sur le Canada, le Groenland, et les bassins intérieurs d'Amérique du Nord jusqu'au S-O des Etats-Unis (Hoffman 1988) (Fig. 2.1).

Sa formation résulte d'un orogène protérozoïque ayant amalgamé des morceaux de croûtes archéennes et des arcs protérozoïques (Hoffman 1988). La partie canadienne de Laurentia est constituée d'Ouest en Est des cratons archéens Slave, Rae, Hearne et Superior (Fig. 2.2). De l'amalgame des domaines Rae et Hearne lors de l'accrétion du supercontinent Nuna résulte la province de Churchill (Fig. 2.2).

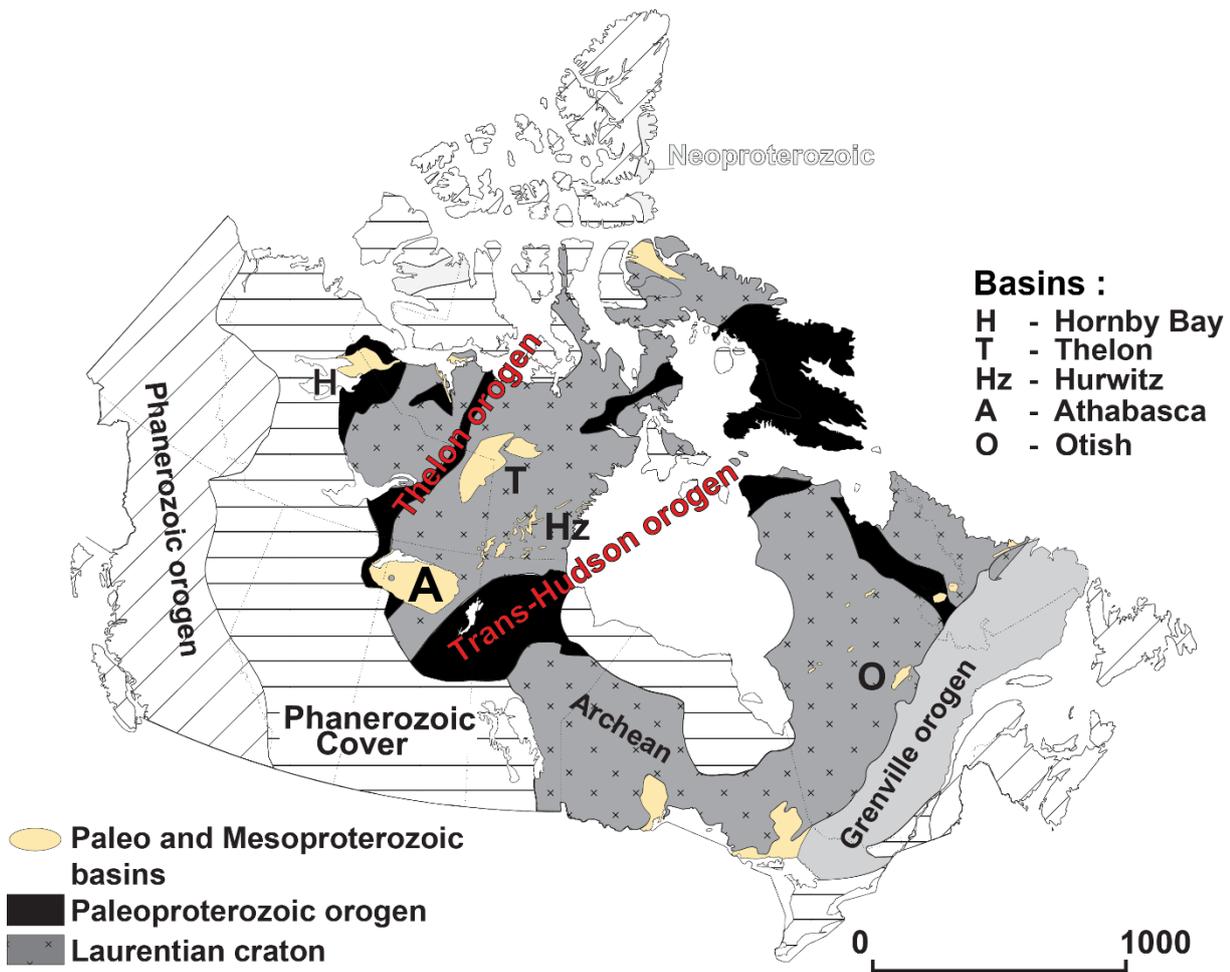


Figure 2.1 : Carte géologique du bouclier nord canadien. Modifié d'après Jefferson et al. 2007.

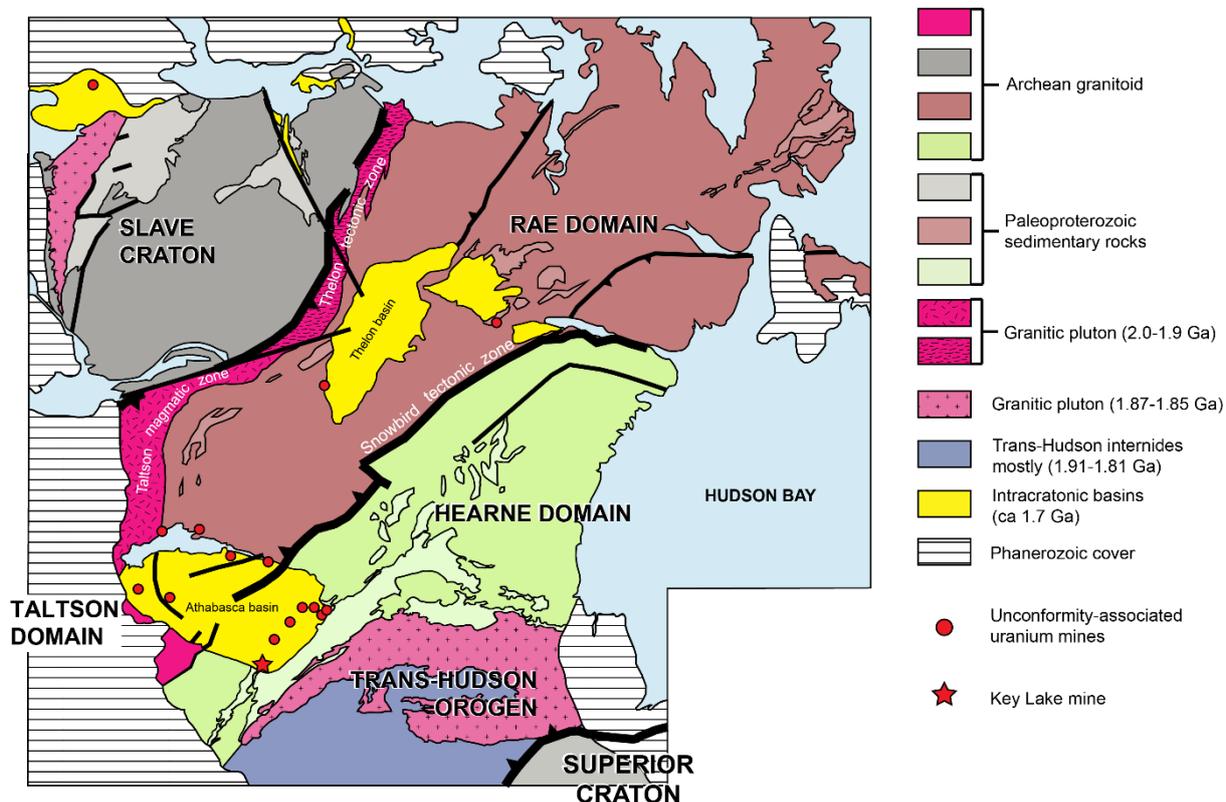


Figure 2.2 : Carte géologique de la province de Churchill (Abdelrazek 2016, modifié d'après Jefferson et al. 2007).

## 1. Le domaine Taltson

La partie Sud de Rae est appelée le domaine Taltson et est délimitée à l'Est par la zone de cisaillement de la Virgin River (VRSZ), qui est un segment réactivé au Paléoprotérozoïque de la suture archéenne Snowbird Tectonic Zone (Hanmer et al. 1994, Regan et al. 2017) (Fig. 2.3). Historiquement, plusieurs gisements sont localisés dans cette partie de Rae (Cluff Lake, Shea Creek, Maybelle...) et pour les découvertes plus récentes, le district du Patterson Lake (PLC).

Les roches constituant le socle de la partie Ouest-Athabasca sont essentiellement des orthogneiss dérivés de diorite, quartz-diorite et quartz-monzodiorite, intrudés par des corps ultramafiques transposés par la déformation régionale, ainsi que par le complexe granitique du Clearwater (Card & Noll 2016). Les âges de ces unités varient du Mesoarchéen au Paléoprotéroïque (McNicoll et al. 2000, Stern et al. 2003, Card et al. 2014). Deux orogènes majeures ont affecté le socle entre 2.5 et 2.3 Ga (orogène Arrowsmith) et entre 2.0 et 1.9 Ga (orogène Taltson). Un métamorphisme de haut grade affecte le socle durant ces événements dans les faciès amphibolite supérieur à granulite. La mise en place du domaine du Clearwater résulte d'intrusions granitiques à 1.84 Ga. Après 1.80 Ga, la sédimentation du bassin d'Athabasca débute en discordance sur un socle exhumé (Rainbird et al. 2005) sous l'effet de la relaxation thermique affectant la province de

Churchill.

Le district du Patterson Lake (PLC) est un couloir de déformation de 30km de long par 5 à 8 km de largeur orienté NE-SW et limité sur sa bordure Est par le domaine de Clearwater (Fig. 2.3 et 2.4). Il se compose d'un socle cristallin dont les unités très déformées à fort pendage vers l'Est et qui viennent disparaître vers le Nord sous les grès de l'Athabasca. Ces roches se caractérisent par une forte mylonitisation ainsi qu'une intense altération engendrant parfois de tels changements minéralogiques que certaines unités ont été proposées comme métapélites (Card & Noll 2016, Card 2017, Card 2021). Les zones les plus préservées en dehors de la zone de cisaillement montrent des compositions intermédiaires de quartz-diorite à diorite et un métamorphisme de faciès amphibolite à granulite (Card et al. 2007, 2014, Card 2021). Dans ces orthogneiss sont intercalées des unités mafiques métamorphisées interprétées comme des dykes transposés dans la foliation régionale et ayant subis une très forte altération chloritique. Des dykes de leucosyenite composés essentiellement de grands cristaux de feldspath sont aussi présents, montrant une altération à biotite-quartz. Enfin, ont été identifiées un ensemble tardif de roches alcalines (syénite à amphibole, syénite à clinopyroxène, clinopyroxénite et dykes de carbonatites), le Patterson Lake Alkaline Intrusive Complex (PLaic), qui recoupe le socle (Card & Noll 2016, Card 2018, 2020).

La foliation héritée du métamorphisme du PLC résulte de multiples épisodes de déformation, résultat des orogènes Taltson et Arrowsmith et le développement de grandes zones de cisaillement tel que la Snowbird tectonic zone, Charles Lake shear zone, Virgin River shear zone... (Card et al. 2014, Hillacre et al. 2021, Johnstone et al. 2021). L'orogène Taltson a imprimé au socle une fabrique métamorphique NNE, transposé plus tard par l'activité de la Virgin River shear zone en une direction NE (Card et al. 2003, 2007, 2014, Card 2009, 2016). De plus, le corridor est situé sur la portion Est d'une structure plissée régionale s'étendant de la VRSZ à l'Est jusqu'à la Taltson Magmatic Zone à l'Ouest (Card 2016, Johnstone *et al.* 2019, 2021). Le cisaillement et raccourcissement progressif de cette structure ainsi que le développement de zones de cisaillement d'échelle régionale comme la Snowbird Tectonic Zone, la zone de cisaillement de Charles Lake et la VRSZ transposa progressivement la fabrique métamorphique héritée. Cette nouvelle foliation est presque totalement reprise par une nouvelle phase de déformation d'âge Taltson responsable de la fabrique NNE régionale (Card et al. 2003, 2007, 2014).

Une revue plus détaillée de l'histoire géologique du PLC est disponible dans le chapitre 6.2.

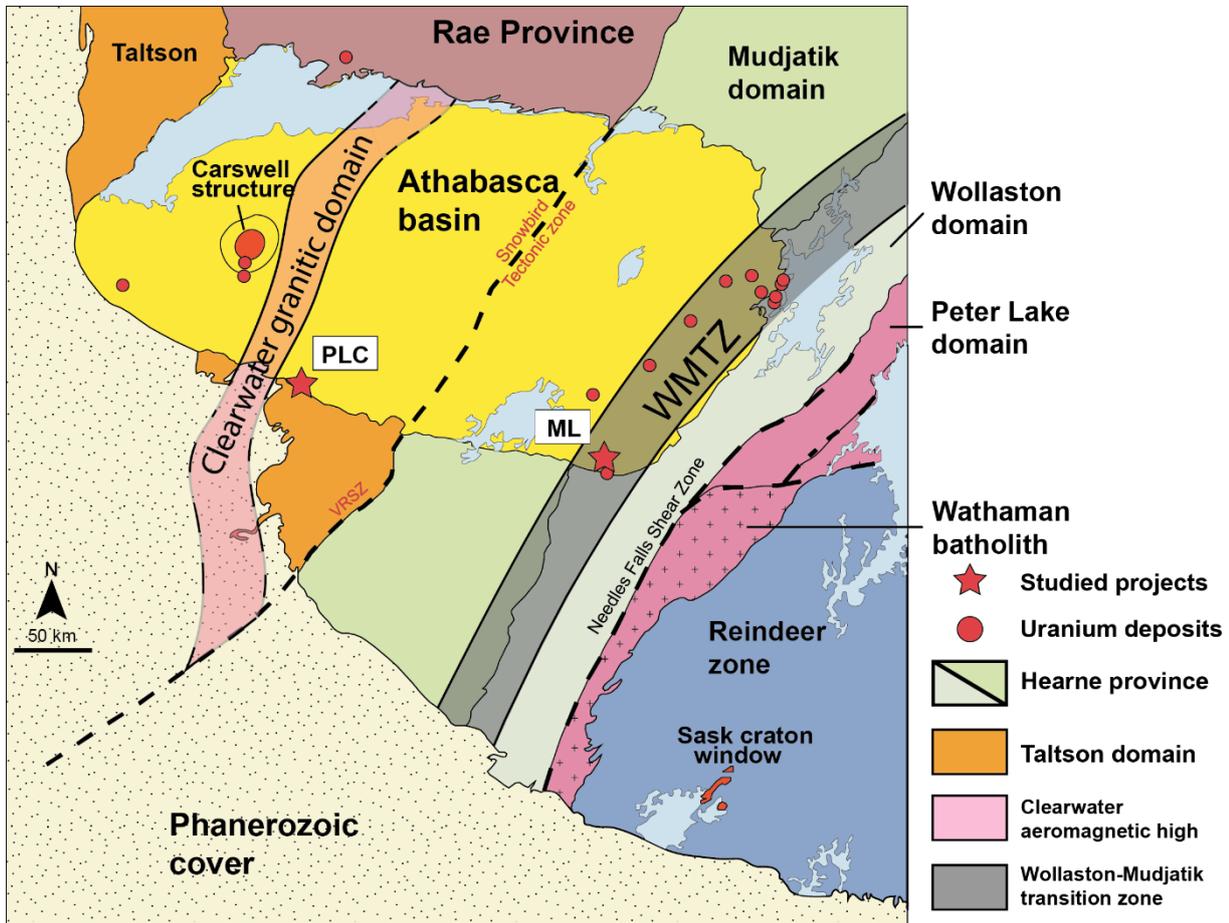


Figure 2.3 : Carte des domaines lithotectoniques de Rae et Hearne dans la région de l'Athabasca. La zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ) est représentée par la bande noire. Modifié d'après Abdelrazek (2016) et Jeanneret et al. (2016).

## **2. Le domaine de Hearne et la zone de transition Wollaston-Mudjatik**

### **a. Le domaine de Hearne et la zone de transition Wollaston-Mudjatik**

Le domaine de Hearne résulte de l'imbrication des provinces de Mudjatik et de Wollaston lors de l'orogénèse transhudsonienne (THO). Cet orogène sépare la partie SO de la province de Hearne du craton Superior. Sa zone d'effet dans la partie sud de la province de Hearne où se situe le bassin d'Athabasca s'étend de la Snowbird Tectonic Zone (STZ) au craton Superior (Corrigan et al. 2009, Card et al. 2018) (Fig. 2.2). Cette orogène débute entre 1920 et 1890 Ma avec l'amorce de la fermeture de l'océan Manikewan séparant le Churchill et le craton Superior lors de l'accrétion du supercontinent Nuna (Stauffer 1984, Corrigan 2012, Corrigan et al. 2005, 2009). La fermeture du Manikewan engendre la production de croûte juvénile à travers la formation de systèmes d'arc magmatique insulaire et arrière-arc, de croûte océanique ainsi que le dépôt des roches sédimentaires du Wollaston Group sur la marge passive de Hearne (Ansdell 2005, Corrigan et al. 2005) provenant de l'érosion du continent ainsi que des arcs, dans le bassin d'avant pays. Cette croûte juvénile est accrétée entre 1880 et 1865 Ma avec d'autres cratons de petites tailles comme

le craton Sask au NO de la THO (Hajnal et al. 2005). La fermeture du Manikewan amorce la phase finale de la THO entre 1830 et 1800 Ma et la collision continentale entre Hearne, le complexe d'arc et le nord de la marge du craton Superior (Corrigan et al. 2009). C'est durant cette période que le pic de métamorphisme est atteint à des températures et pressions estimées à 820°C et 7.5 kbar (Annesley et al. 2005, Jeanneret et al. 2016). Le métamorphisme haute température a généré la fusion partielle des orthogneiss et des paragneiss dans tout le domaine Hearne, entraînant la formation de migmatite. L'extension de ce phénomène à la fois dans le Wollaston et dans le Mudjatik suggère un métamorphisme hérité de la THO (Lewry et Sibbald 1980, Tran 2001).

La collision continentale est suivie par une déformation décrochante tardi-colisionnelle transpressive entre 1800 et 1760 Ma associée à la mise en place de pegmatites et d'aplites (Bickford et al. 2005, Schneider et al. 2007, Culshaw et Clarke 2009). C'est durant cette phase que se développe la foliation NE régionale.

Deux grands domaines dans la THO peuvent être identifiés : la province de Hearne et la zone de Reindeer. La zone de Reindeer correspond à l'accrétion entre 1.92 et 1.85 Ga de trois unités majeures juvéniles paléoprotérozoïques formées lors de la fermeture du Manikewan : le complexe Flin Flon-Glenie, les arcs La Ronge-Lynn Lake et le domaine Rottenstone (Corrigan et al. 2009, Corrigan 2012).

#### b. Le domaine Mudjatik

Le domaine de Hearne se subdivise en deux unités majeures, le domaine Mudjatik, bordé à l'Ouest par le domaine de la Virgin River et à l'Est par le second domaine, le Wollaston (Fig. 2.3).

Le domaine Mudjatik est composé essentiellement d'orthogneiss felsique d'âge archéen (Orrell et al. 1999, Annesley et al. 1999, Card et al. 2018a) dont la composition est celle de tonalite (Orrel et al. 1999) et granite (Lewry and Sibbald 1977, 1980) ainsi que quelques lanières de roches supposées d'âge Paléoprotérozoïque et affiliées au super groupe Wollaston. Ces lithologies supracrustales regroupent des métapélites, quartzite, amphibolite et BIF (Lewry and Sibald 1980). Le Mudjatik est structuré en Dôme et Bassin. L'ensemble du domaine a subi lors de la THO un métamorphisme dans les faciès amphibolite supérieur à granulite (Ashton et al. 2009) ainsi qu'une importante fusion partielle entraînant le développement d'une gneissosité migmatitique (Lewry et Sibbald 1980, Tran 2001). La foliation archéenne a été complètement transposée lors de trois grandes phases de déformation ductile majeures de la THO, de ce fait les déformations archéennes

sont de manières générales très peu préservées. Ces phases ont conduit à la génération de plis orientés : NO, NNE et NE. La chronologie relative de ces phases de déformations diffère selon les auteurs avec un enchaînement NO, NNE puis NE pour Lewry and Sibbald (1980) alors que Card et al. (2018a) propose une succession NNE, NW puis NE. La superposition de ces trois grandes phases de déformation a conduit à la formation de structures replissées de type I (Ramsay 1967) formant le motif en dômes et bassins ainsi que du développement de la foliation composite actuelle décrite comme la S1 (Lewry and Sibbald 1980, Tran 2001).

### c. Le domaine Wollaston

Le domaine Wollaston représente la partie de Hearne dans laquelle le matériel supra crustal Paléoproterozoïque est dominant (Fig. 2.3). Ce changement de domaine se traduit par un changement de style structural en plis et chevauchements d'orientation NE exprimé par un changement dans l'amplitude des plis, ainsi que par l'augmentation de la proportion de métapélites du Wollaston Supergroup, qui reposent sur des gneiss felsiques et des granites (Lewry et Sibbald 1980). Une certaine continuité lithologique peut donc être observée entre le Mudjatik et le Wollaston. De plus, aucune discontinuité tectonique entre les deux domaines n'a à ce jour été identifiée. Les orthogneiss du domaine Wollaston ont des âges identifiés à 2.73 Ga et 2.78 Ga (Annesley et al. 1992, 1999). Les granites sont eux datés de 2.65 Ga pour l'âge le plus ancien mais pour l'ensemble, datés entre 2.60 et 2.56 Ga (Krogh et Clark 1987, Annesley et al. 1999, Hamilton et Delaney 2000, Harper et al. 2006). La séquence des gneiss sédimentaires du Wollaston Supergroup s'est formée entre 2.1 et 1.85 Ga et a été classée en trois grands ensembles (Tran et al. 2008) :

- L'unité inférieure (Lower) : cette unité est caractérisée par la présence de quartzite, d'amphibolites dérivées de roches mafiques et par des formations de fer rubané (BIF) (Harper et al. 2005)
- L'unité médiane (Middle) : la partie basale de cette unité représente 80% des roches du domaine Wollaston et est composée de gneiss psammitiques à pélitiques qui contiennent localement du graphite (Annesley et al. 2005). La partie supérieure est formée de calc-silicates
- L'unité supérieure (Upper) : la séquence provient d'un environnement de dépôt alluvio-fluvial, marin à lacustre (Tran 2001). Elle est composée de molasses, carbonates et évaporites (Tran et al. 2008).

Les roches du Wollaston Supergroup, sous l'effet d'un raccourcissement NS (estimé comme le début de la collision de la THO (Annesley et al. 2005)), ont été enfouies par un système

d'empilement de nappes et de rétro chevauchements à pendage Nord à NO, jusqu'à un pic de métamorphisme estimé à une profondeur de 35km et des températures de 750-825°C (Jeanneret et al. 2016). Durant l'exhumation, le régime de déformation change et de collision, le raccourcissement crustal NS entraîne le développement de zones de cisaillement transpressives senestre NE-SO ainsi que le développement d'une foliation orientée N40 à pendage fort (Annesley et al. 2005, Jeanneret et al. 2016).

#### d. La zone de transition Wollaston-Mudjatik

La zone de transition Wollaston-Mudjatik est une zone de 20 km de large orientée NE située à la transition entre les domaines Wollaston et Mudjatik (Fig. 2.3). Malgré de nombreuses études, la signification géologique de cette zone reste énigmatique. Cependant, plusieurs caractéristiques notables ont été identifiées :

- C'est une zone d'intense déformation avec le développement de zones de cisaillement crustales et des déformations allant du domaine ductile à la réactivation de ces structures dans le milieu cassant
- La WMTZ est un bas magnétique continu traduisant une importante quantité de métapélites (Li et al. 2013)
- La WMTZ contient un grand nombre de gisement d'uranium de classe mondiale (McArthur River, Cigar Lake, Rabbit Lake, Eagle Point)

Une étude structurale détaillée de la WMTZ a été présentée par Jeanneret et al. (2016).

### **3. Sélection des zones d'étude**

#### a. Hook Lake

La première zone d'étude se situe dans le PLC, dans la bordure S-O du bassin (Fig. 2.4). Un permis d'exploration partagé à 39,5% par Orano Canada, 39,5% par Cameco et 21% par Purepoint Uranium Group est actif sur la propriété de Hook Lake et les opérations d'exploration sont prises en charge par Purepoint Uranium. C'est en 2015 que sont découvertes les minéralisations d'uranium de Spitfire. Ces minéralisations se trouvent dans la continuité d'un segment NE le long duquel s'alignent les découvertes uranifères du PLC (du S-O au N-E : Triple-R, Arrow et Spitfire, Fig. 2.4). La propriété est bordée au Sud par le permis de Rook I dans lequel se trouve le gisement d'Arrow. Hook Lake se situe entièrement dans les limites actuelles du bassin qui s'affine progressivement vers le S-O pour disparaître au niveau de Rook I. Les minéralisations de Spitfire sont à ce jour les seules minéralisations connues du PLC à être dans les limites actuelles du bassin.

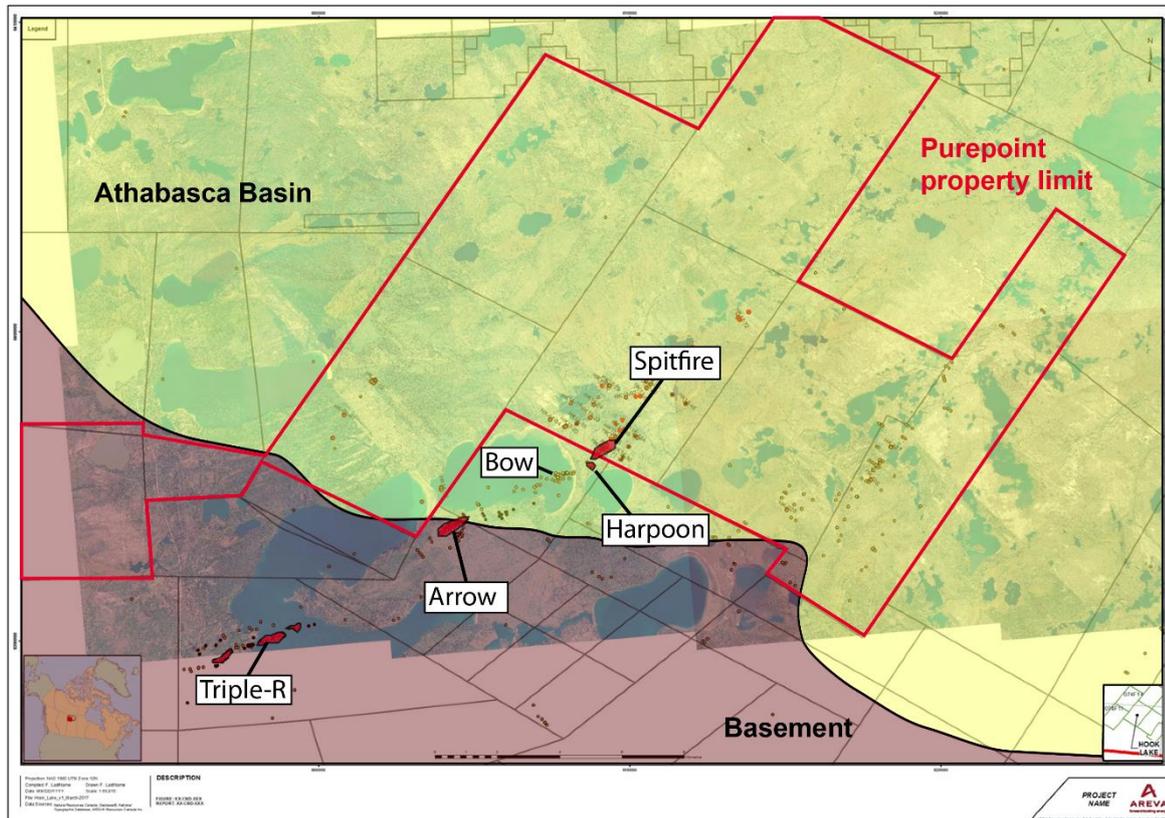


Figure 2.4 : Carte de localisation des minéralisations d'uranium connues le long du PLC. Les limites du permis d'exploration d'Hook Lake sont tracées en rouge. Les minéralisations sont alignées le long d'une direction ENE correspondant au PLC. Le bassin disparaît vers le SO. Modifié avec permission d'après une carte d'Orano Canada.

La structure de socle qui définit le PLC au niveau d'Hook Lake consiste en une zone de déformation constituée par plusieurs shear zones orientées NE-SO de plusieurs kilomètres de large formant un réseau anastomosé et séparé par des intervalles d'orthogneiss peu déformé. Des intervalles de schistes enrichis généralement en chlorite, pyrite et graphite sont transposés à la foliation générale du PLC (Card et Noll 2016, Card 2017, 2020). Une forte silicification a affecté de manière pervasive une grande partie des orthogneiss de la zone, dans lesquels peut être observé un quartz bleuté, caractéristique de cet épisode de silicification intense (Card 2021, Rabiei 2021). Le socle cristallin a subi de nombreux épisodes de déformation ainsi que d'altération ayant engendré localement de fortes transformations minéralogiques des roches locales (Card & Noll 2016, Card 2017, Card 2021). Une carte géologique basée sur les données de Purepoint Uranium Group Inc. et d'Orano Canada est présentée en figure 2.5. La description complète des lithologies ainsi que des altérations à l'échelle d'Hook Lake sont présentées dans le chapitre 6.

Des dykes de carbonatite appartenant au PLaic ont été identifiés dans la propriété de Hook

Lake (Card et Noll 2016, Fig. 2.5). C'est à ce jour les seules carbonatites connues de la Saskatchewan. Les carbonatites sont régulièrement associées à des zones de rift (Berger et al. 2009) et seraient en faveur d'un enracinement crustal des structures de la zone (Card 2018).

Les orthogneiss sont cisailés et forment un système de zones de cisaillement anastomosées montrant localement différents degrés de déformations allant de la simple fabrique gneissique à des ultramytonites. Ces zones de cisaillement sont orientées NE-SO avec des pendages allant de 50° à sub-verticaux. Des variations locales de directions peuvent être observées le long de ces zones de cisaillement entre N10 et N50 sous formes de virgations oscillantes entre ces deux directions. La zone minéralisée de Spitfire se localise au contact entre une zone de cisaillement dite « Zone de cisaillement de Spitfire », formée par une unité schisteuse très riche en chlorite et l'unité d'orthogneiss mylonitique à son mur, et le bloc d'orthogneiss au toit de la zone de cisaillement (Card & Noll 2016). Les contrastes rhéologiques important dans cette zone dûs aux différences de minéralogie ont localisé la réaction tardive cassante à laquelle sont associés les oxydes d'uranium observés dans les sondages (Card & Noll 2016, Card 2017, Card 2021). La discordance ne semble pas être affectée par une phase de réactivation cassante qui aurait entraîné un rejet même si les observations sont rendues difficiles par le faible taux de récupération des carottes au niveau de l'interface entre le socle et le bassin.

Les minéralisations d'uranium sont exclusivement contenues dans certaines parties réactivées d'un système de zones de cisaillement anastomosée dans le socle cristallin. Elles sont constituées par des lentilles d'oxydes d'uranium sigmoïdales suivant grossièrement les changements de pendage et d'orientation de la foliation (Abdelrazek et al. 2019). Les passes contenant de la minéralisation les plus concentrées intersectées en sondage atteignent 10,3% d'U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> sur une dizaine de mètres, avec un pic à 53,3% sur 1,3m (Purepoint Uranium Groupe, rapport d'activité 2016).

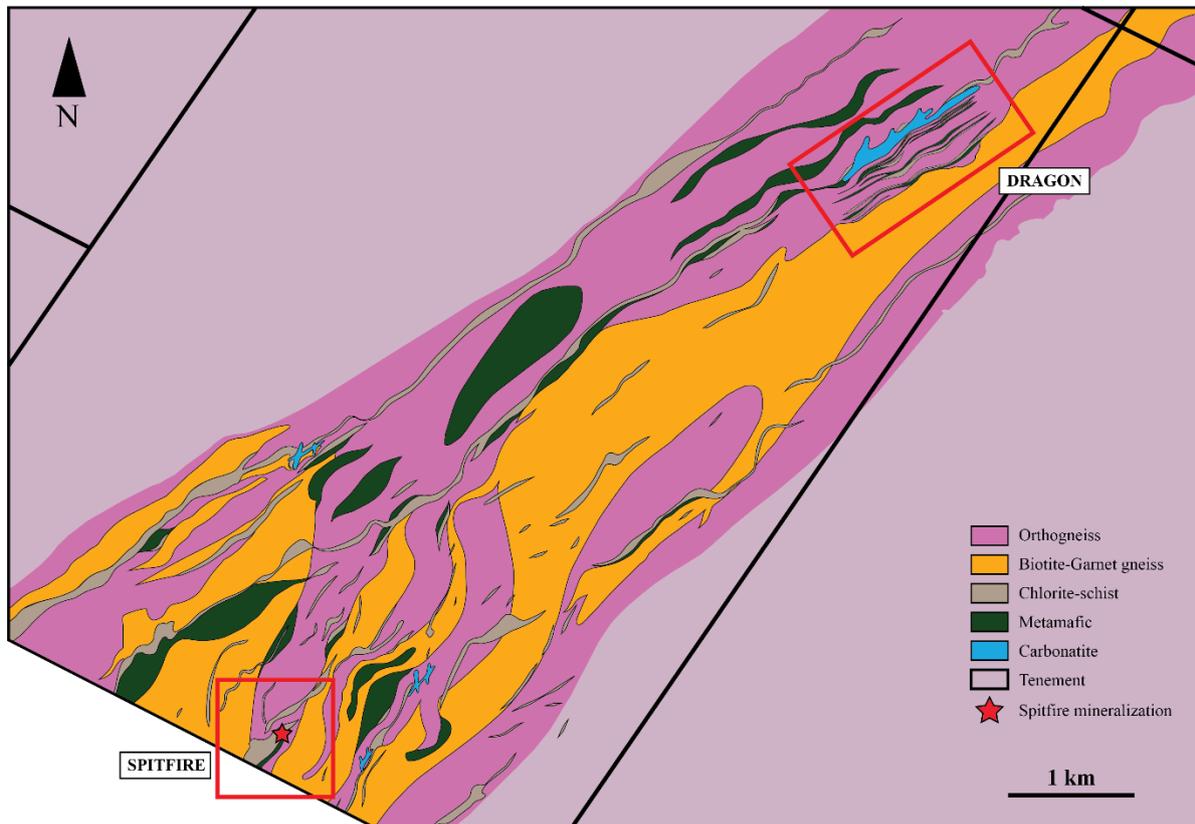


Figure 2.5 : Carte géologique le long du PLC au niveau de la propriété d'Hook Lake. Les zones cibles le long de la direction selon laquelle s'alignent les minéralisations d'uranium sont encadrées en rouge. Modifié d'après des documents d'Orano Canada et Purepoint Uranium Group Inc.

#### b. Martin Lake

Le projet de Martin Lake est situé dans la zone de transition Wollaston-Mudkjakatik ou « WMTZ », proche de la bordure S-E du bassin d'Athabasca (Fig. 2.3 et 2.6). C'est au niveau de cette « WMTZ » que le bassin referme le plus de gisements d'uranium à haute teneur, la plus grande partie de ces gisements et les minéralisations les plus riches étant situées à la base du bassin, au niveau de la discordance. Le projet de Martin Lake se trouve à une distance relativement proche de nombreuses occurrences et gisements d'importance (Fig. 2.6), dont l'ancienne mine de Key Lake (découverte en 1975), et des gisements découverts plus récemment tels que Phoenix (2008) et Gryphon (2014, projet Wheeler River). Le projet de Martin Lake est dans la continuité supposée vers le S-O du corridor minéralisé de Wheeler River. Les premiers travaux d'exploration sur ce permis ont débuté en 1976, totalisant 163 sondages forés en 2016 ce qui représente un total de 45 893 mètres de carottes extraites du sol. Les anciennes carottes ayant pour la plupart été dégradées par le climat, il était crucial d'obtenir du matériel frais (campagnes les plus récentes) : les données de ce travail de thèse proviennent des sondages récents produits depuis la campagne d'exploration d'hiver 2016.

Parmi les différentes cibles établies sur le permis, deux ont montré la présence de minéralisation. La première découverte uranifère se situe le long d'un conducteur électromagnétique allant de l'Ouest au centre du permis, orienté E-O et nommé le Tri-Island Conductor et la seconde le long d'un conducteur électromagnétique allant du centre à l'Est du permis, orienté NE, nommé le Martin Lake conductor (MLC). C'est en 2016 que de la minéralisation uranifère de faible teneur (7 mètres à 0,98%U(t)) a été intersectée à la discordance entre le socle et les grès du bassin d'Athabasca le long du MLC. Ces minéralisations se prolongent jusqu'à une vingtaine de mètres dans le socle le long de structures cassantes, associées à des rejets d'une dizaine de mètres au niveau de la discordance. La présence d'oxydes d'uranium est associée à une forte chloritisation du socle ainsi qu'à la présence de carbonates. Ces minéralisations s'expriment sous la forme de petites veines mais la plupart du temps se retrouvent disséminées dans la roche encaissante. L'année suivante, des sondages sur le segment E-O du TIC ont intersecté de la minéralisation de très haute teneur, exclusivement dans le socle. La minéralisation est répartie en deux lentilles de forme sigmoïdale qui viennent se superposer à l'architecture héritée ductile.

Les roches constituant le socle sous discordance à Martin Lake sont en grande partie des gneiss pélitiques au sens large (paragneiss) montrant localement des enrichissements en graphite. Une part de ce graphite est lithologique, hérité du métamorphisme du groupe sédimentaire Wollaston, et une autre d'origine hydrothermale (Card 2016, Martz et al. 2017). Le centre du terrain est occupé par une bande de gneiss silicifiée d'orientation NE-SO dans laquelle se trouve pincé un intervalle de gneiss pélitique et gneiss pélitique graphitique courant parallèlement à l'allongement des gneiss silicifiés (Fig. 2.6). C'est la partie enrichie en graphite qui produit le signal électromagnétique responsable de l'appellation « conducteur » et le long duquel sont localisés le TIC et le MLC. Cet assemblage lithologique commence sur le permis de Martin Lake et se poursuit sur le terrain de Getty Russel et potentiellement jusque Wheeler River (Fig. 2.6). A Martin Lake, les gneiss silicifiés est orienté E-O (Tri-Island Conductor (fig. 2.6)) pour bifurquer N-E à l'Est du terrain (Martin Lake Conductor (fig. 2.6)).

D'autres unités lithologiques ont été intersectées en sondage : des gneiss dérivés de carbonates (calc-silicates), des orthogneiss dérivés de granites ainsi que des intrusifs mafiques métamorphisés, et des roches décrites comme grenatites, très riche en grenats. Des alternances d'intervalles mélanosomes et leucosomes peuvent être parfois observés dans les sondages dans les

gneiss pélitiques et pélitiques graphitiques. La présence de ces passages très sombres, riches en grenat et biotite, avec ceux très clairs enrichis relativement en quartz et feldspath traduit un passage du socle dans des conditions d'anatexie. De plus, ces intervalles montrent souvent les textures migmatitiques associées à des débuts de fusion partielle.

La carte géologique réalisée par Orano Canada (Fig. 2.6) montre des paquets lithologiques d'allongement EW à NE-SW, dont la continuité peut atteindre plusieurs kilomètres. A l'échelle locale, des changements de direction peuvent être observés, formant un tracé sinueux de longueur d'onde d'environ 400 à 600m et d'une amplitude inférieure à 50m. Les lithologies sont recoupées par de nombreuses failles NW-SE associées à un décalage dextre des lithologies, ainsi que des failles EW et NS. Au niveau du TIC, la mise en place des structures NS semblent associer à des variations locales de directions rappelant le développement de crochon de faille (Fig. 2.6A). La fabrique ductile observée dans les gneiss pélitiques est particulièrement bien développée (foliation). La réactivation cassante s'exprime par le développement de zones de failles de socle dans les faciès pélitiques ainsi qu'au contact entre gneiss pélitiques et blocs de gneiss silicifiés. Des rejets verticaux entre 5 et 10 mètres au niveau de la discordance ont pu être observés le long du MLC en lien avec des failles de socle. Les zones de faille dans le socle se caractérisent par des brèches dont les termes les plus développés forment des gouges. Le contact entre le gneiss silicifié et le toit des métapélites est repris par une brèche oxydée, dont la nature minéralogique des oxydes n'est pour l'instant pas déterminée.

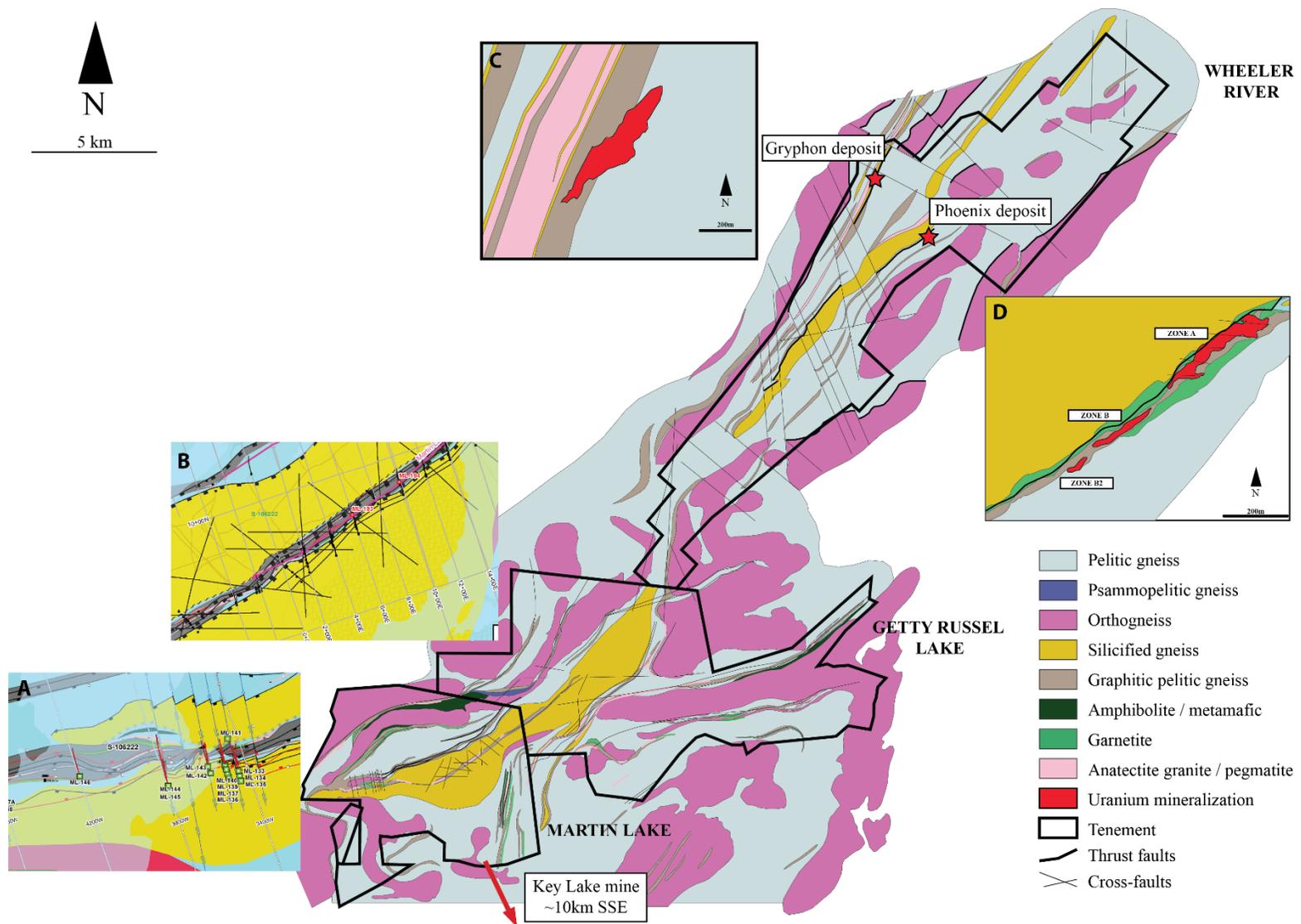


Figure 2.6 : Carte géologique de la région proche de l'ancienne mine de Key Lake, sur la bordure SE du bassin d'Athabasca. La carte a été homogénéisée à partir de documents Orano Canada ainsi que des cartes géologiques disponibles dans le rapport de préfaisabilité du projet uranium de Wheeler River (2018).





# **Chapitre 3 : Etat de la connaissance des gisements d'uranium de haute teneur sous-discordance**

La famille des gisements d'uranium associés aux discordances paléoprotérozoïques comporte trois sous-types principaux. Ces catégories regroupent les minéralisations perchées, les minéralisations à la discordance et les minéralisations de socle. Les minéralisations à la discordance sont les plus recherchées car elles présentent les teneurs les plus fortes et les tonnages économiques les plus importants. Les minéralisations de socle sont presque aussi importantes surtout à la lumière des dernières découvertes le long du PLC présentées dans le chapitre précédent. Les corps perchés sont plus anecdotiques et ne sont pas réellement une catégorie de gisement, car ils sont toujours reliés à un corps minéralisé à la discordance. Les éléments qui distinguent donc ces sous-types sont la localisation dans la pile lithologique, les structures associées, l'organisation du halo d'altération et les éléments chimiques associés aux minéralisations. Ils gardent toutefois un certain lien génétique permettant de les regrouper dans la famille des gisements « URU » (Unconformity-Related Uranium). Les minéralisations perchées et à la discordance ne seront que très peu abordées dans ce travail de thèse qui met l'accent sur les conditions de formation des gisements de socle du point de vue de la géologie structurale et des changements minéralogiques induits par les différents événements fluides.

## **1. Etat des connaissances sur les contrôles structuraux**

Les gisements d'uranium de socle se forment le long de zones de failles cassantes dans le socle issu de la réactivation de structures ductiles préexistantes (Jefferson et al., 2007). L'expression de cette réactivation dans le domaine cassant génère des réseaux de fractures et/ou de micro-fractures qui forment des conduits et des pièges structuraux dans lesquels les fluides circulent et la minéralisation se concentre. La caractérisation de ces réseaux de fracture à différentes échelles (de la zone de faille à la micro-échelle) apporte différentes informations sur leurs organisations spatiales, les mécanismes de développement et les interactions roches-fluides.

A l'échelle régionale, divers éléments exercent une influence importante sur la localisation de la déformation cassante tels que l'héritage ductile : contacts lithologiques et zones de cisaillement (Fig. 3.1A et 3.1C), les altérations (et les variations d'intensité de celles-ci) et les contrastes rhéologiques (Jeanneret et al. 2016). Les effets de ces éléments sur la rhéologie des roches de socle sont cumulatifs et leur combinaison permet le développement d'autant plus marqué d'anisotropies favorisant la localisation de la réactivation cassante. C'est d'ailleurs au niveau de zones de cisaillements héritées de l'orogène THO que se localisent les gisements

d'uranium de la WMTZ. Ces minéralisations économiques se situent sur les directions structurales principales orientées NE de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur ou le long de structures dites secondaires d'orientation différente (E-O pour Cigar Lake par exemple). Le long du Patterson Lake Corridor, ces grandes zones de cisaillement sont orientées suivant une direction qui peut varier de N-S à E-O, sont constituées de couloirs mylonitiques anostomosés, formant des couloirs de déformation sur plusieurs kilomètres de large (Card & Noll 2016). Le développement de ces zones de cisaillement imprime dans le socle une fabrique mylonitique qui est le produit de la transposition d'une foliation plus ancienne (Annesley et al. 2005, Jeanneret et al. 2016). La localisation de la déformation le long de zones de cisaillement / couloir mylonitiques peut être favorisée par de forts contrastes lithologiques. Certaines de ces zones de cisaillement, lorsqu'elles sont réactivées dans le domaine fragile pendant ou après le dépôt du bassin d'Athabasca (Fig. 3.1B), vont constituer un « terrain » favorable à la circulation préférentielle de fluides (dont des fluides de fond de bassin, diagénétiques et/ou hydrothermaux), lesquels pourront entraîner des modifications profondes des lithologies, par le biais de transformations minéralogiques (altérations), avec un effet direct sur la compétence et la rhéologie : en effet la transformation minérale peut entraîner une modification du seuil de plasticité des constituants principaux de la zone (Kirby 1985, Goncalves 2014, Rolland & Rossi 2016).

Ainsi, il est très fortement envisagé que la présence de telles zones de déformation ductiles/cassantes dans le socle augmente localement sa perméabilité. Ainsi, des fluides générés pendant ou après le dépôt du bassin pourraient circuler de façon préférentielle le long de telles structures, par l'intensité et l'anisotropie du réseau de fractures et micro-fractures. Parmi ces fluides en question, mentionnons notamment les saumures générées par le bassin et qui sont considérés comme principal vecteur de l'uranium et qui, au contact des fluides présents dans le socle, vont pouvoir libérer et déposer l'uranium en fortes concentrations dans la roche-hôte (roches de socle réductrices ou base du bassin). Les minéralisations de socle sont encaissées le long de structures ductiles réactivées dans le domaine cassant, qui peuvent à la fois conduire/guider les circulations fluides (conduits) ou jouer le rôle de piège structural et chimique.

Plusieurs grands types de structures sont identifiés en association avec la minéralisation (Fig. 3.1B). Tout d'abord les failles inverses qui se développent le long de structures héritées et qui génèrent des réseaux de fractures dans lequel la minéralisation d'uranium peut se concentrer (Key Lake, Shea Creek, Rabbit Lake, Sue E) (Hoeve & Sibbald 1978, Robbins & Koenig 2006, Wheathley

et al 2006, Harvey & Bethune 2007). Ces zones de failles à jeu inverse sont des zones préférentielles pour la circulation des fluides hydrothermaux à l'origine des minéralisations dans le socle. Dans le cadre d'Eagle Point dans l'Est du bassin ainsi que pour Arrow à l'Ouest, le développement de ces structures est considéré comme suivant un modèle de Riedel (Renaud 2006, Hillacre et al. 2021). A contrario de ce modèle, il a été démontré dans plusieurs gisements que le développement de structures cassantes est guidé par les anisotropies présentes dans le socle (P-Patch deposit à Key Lake, Wheatley 2006 et Shea Creek, Robbins & Koning 2006). Dans ces gisements, une fracturation préférentielle se développe le long des plans de foliation. Les minéralisations dans le gisement de Millenium se caractérisent par une texture de remplacement par des oxydes d'uranium le long des plans de foliation, suggérant que la réactivation de la fabrique ductile joue un rôle majeur sur le contrôle structural (Roy & Halaburda 2006).

Les déplacements engendrés par les mouvements des failles forment des espaces en ouvertures ou jogs. Ces structures peuvent se former autant en milieu compressif, qu'extensif ou décrochant et sont de bons pièges géométriques pour la mise en place de la minéralisation (Chauvet 2019). Par exemple à Cluff lake et à Sue C, c'est un mouvement extensif le long d'une faille listrique qui a permis le développement de jogs qui ont été ensuite remplis par la minéralisation uranifère (Baudemont & Fedorwich 1996, Wheathley et al 2006). Ces jogs se retrouvent aussi dans l'Est du bassin dans le gisement d'Eagle Point dans un contexte compressif (failles inverses) (Renaud 2006).

Certains gisements se trouvent à l'intersection entre des failles de socle de différentes directions. A Shea Creek, l'intersection entre une faille inverse localisée le long d'une ancienne zone de cisaillement ductile à faible pendage (le « Saskatoon Lake Conductor ») et des failles décrochantes est considérée comme avoir favorisé les passages de fluide et l'interaction entre les fluides et les roches.

Une autre expression du mouvement de ces failles est la formation de zone de bréchification qui peut montrer des évidences de réactivation postérieures à la mise en place des minéralisations uranifères. Il existe aussi des cas plus rares de développement de brèches hydrothermales (aussi appelées « Zone à boules »). Ces brèches ont d'abord été décrites à Cluff Lake dans l'Ouest du bassin (Ey et al. 1985, Koning & Robbins 2006) puis dans l'Est à Sue (Baudemont et al. 1993, Lorilleux et al. 2003, Tourigny et al. 2007). Ces zones sont le résultat d'une

fracturation tectonique qui donne l'architecture grossière de la zone de brèche, travaillée ensuite par toute une circulation hydrothermale associée à de la dissolution/précipitation et une forte altération argileuse. La présence d'un réseau de déformation ductile anastomosé guide d'autant plus le développement de fractures le long des plans de foliation existant et autour des éléments les plus compétents, prouvant encore une fois l'importance des plans d'anisotropie hérités. La minéralisation peut se trouver directement au sein de cette brèche (Claude et Dominique-Janine North) ou à proximité (Sue C). Ce même type de brèche hydrothermale minéralisée existe le long de la P2 North Fault du projet McArthur River (McGill et al. 1993).

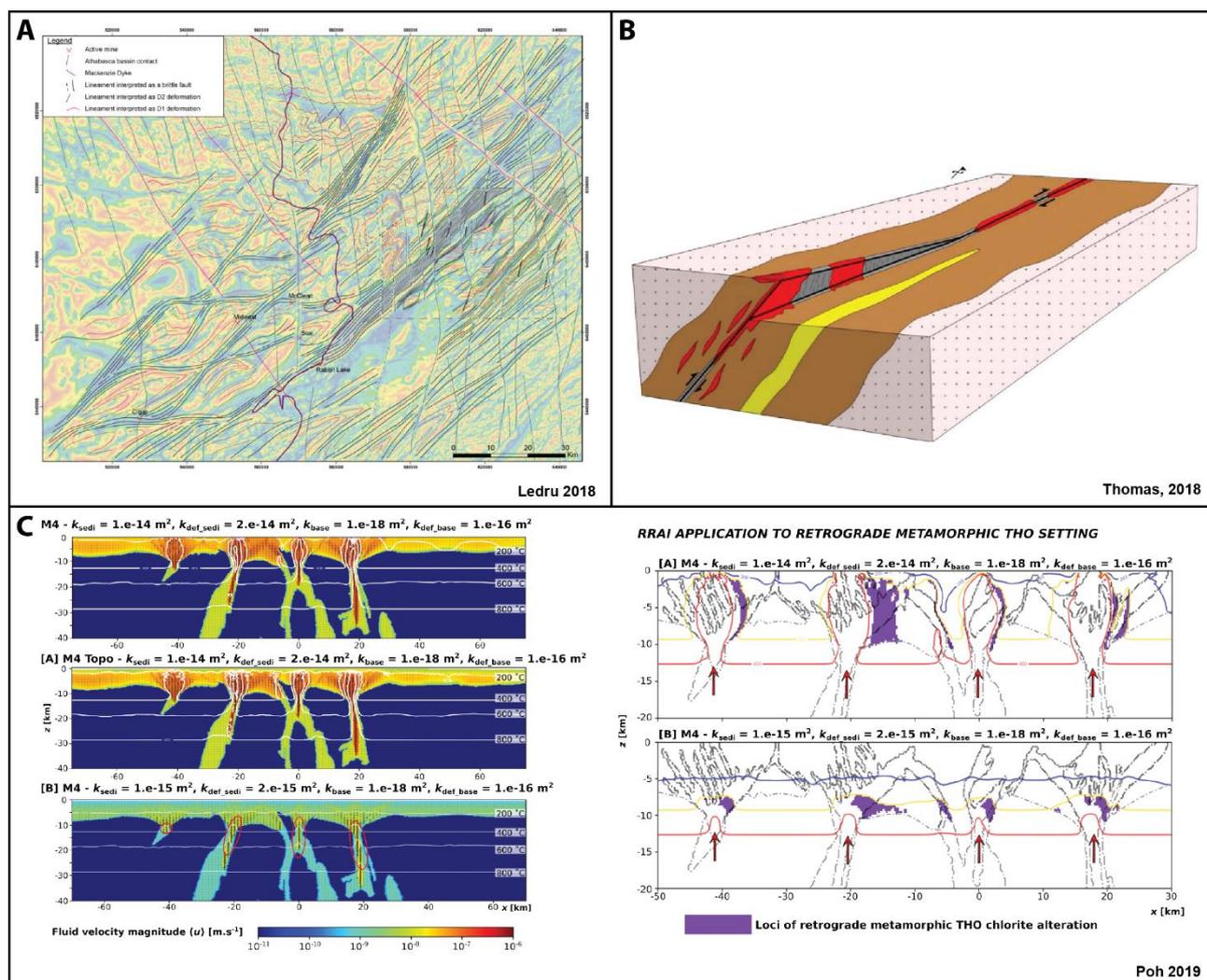


Figure 3.1 : A. Carte interprétative des structures de socle à l'échelle de l'est du bassin d'Athabasca, basée sur les linéaments géophysiques (Ledru et Lardeaux 2018). B. Bloc diagramme représentant les relations entre typologies de structures cassantes et localisation de la minéralisation (Thomas 2018). C. Modélisation du développement de structures de socle lors de l'orogène Trans-Hudson dans l'est Athabasca à gauche, modélisation de l'effet de ces structures sur le développement des altérations chloritiques dans le socle (Poh 2019).

La minéralisation d'uranium est donc associée à des structures cassantes dont le

développement apparait souvent contrôlé par la présence d'anisotropie dû à la fabrique métamorphique du socle héritée. Les pièges architecturaux principaux sont des fentes de tension, des brèches (tectonique et hydrothermale) ainsi que des intersections de faille. Dans les nombreuses études disponibles sur les gisements d'uranium de l'Athabasca, les structures et les minéralisations associées sont surtout décrites à l'échelle kilométrique ou du sondage. Les caractéristiques microscopiques des structures ainsi que la compréhension des mécanismes de la déformation à la micro-échelle restent des sujets peu abordés sur ces objets géologiques. Une approche multi-échelle pourrait donc permettre de comprendre comment ces structures identifiées comme porteuses de la minéralisation se développent et quelles caractéristiques les rendent favorables au passage de fluides minéralisateurs.

## **2. Etat des connaissances sur les altérations**

Le développement dans le socle de zones de cisaillement anastomosées et de mylonites et leur réactivation tectonique a généré des couloirs préférentiels de circulation des fluides dans le socle et dans le bassin d'Athabasca qui, en interaction avec certaines lithologies du socle et du bassin, a conduit au développement d'un cortège de minéraux d'altération, liés à la mise en place des minéralisations d'uranium (paragenèse anté-, syn- et post-minéralisation). L'intensité de l'altération du socle est plus soutenue à proximité des minéralisations uranifères. L'étude de ces halos d'altération et des paragenèses associées (Hoeve & Quirt 1984, Miller & LeCheminant 1985, Kotzer & Kyser 1995, Fayek & Kyser 1997, Wasyliuk 2002, Kister et al. 2005, 2006, Derome et al. 2005 et Alexandre et al. 2005) a montré une typologie caractéristique associée aux gisements de discordance de l'Athabasca. Les minéralisations à la discordance et celles de socle (sous-discordance) montrent une répartition différente de ces minéraux d'altération. Dans le cadre des gisements à la discordance, les halos d'altération sont du centre à l'extérieur représentés par une altération à Fe-Mg chlorite, biotite  $\pm$  sudoite, puis Sudoite  $\pm$  illite, et enfin illite  $\pm$  sudoite (Hoeve & Quirt 1984). Pour les gisements de socle, la zonation des minéraux du halo est inversée, avec une diminution de la proportion de chlorite proche de la minéralisation (Fig. 3.2) (Hoeve & Quirt 1984). Cette différence de répartition est expliquée par les deux modèles de circulation fluide les plus communément admis pour expliquer la formation de ces gisements. Le modèle Egress considère une circulation hydrothermale dans le socle remontant les fluides jusqu'à la discordance le long des structures réactivées. La différence d'environnement chimique au niveau de la discordance entraîne la précipitation de l'uranium dissous dans les fluides. Le modèle Ingress à l'inverse

considère une circulation de saumures du bassin vers le socle le long des structures de socle (Hoeve & Quirt 1984). Plus récemment, des modélisations numériques ont montré que les deux processus peuvent cohabiter et être actifs dans les mêmes zones (Li et al. 2018). L'interaction fluide/roche entraîne la précipitation d'uranium dans les ouvertures formées par les structures. Il existe de nombreux autres traceurs et anomalies chimiques utilisées dans le cadre de l'exploration de l'uranium tels que les dravites, les APS (aluminium phosphate-sulfate) ou les anomalies en bore, mais ce travail restera concentré sur les minéraux d'altération des zones minéralisées de socle (Hoeve & Quirt 1984).

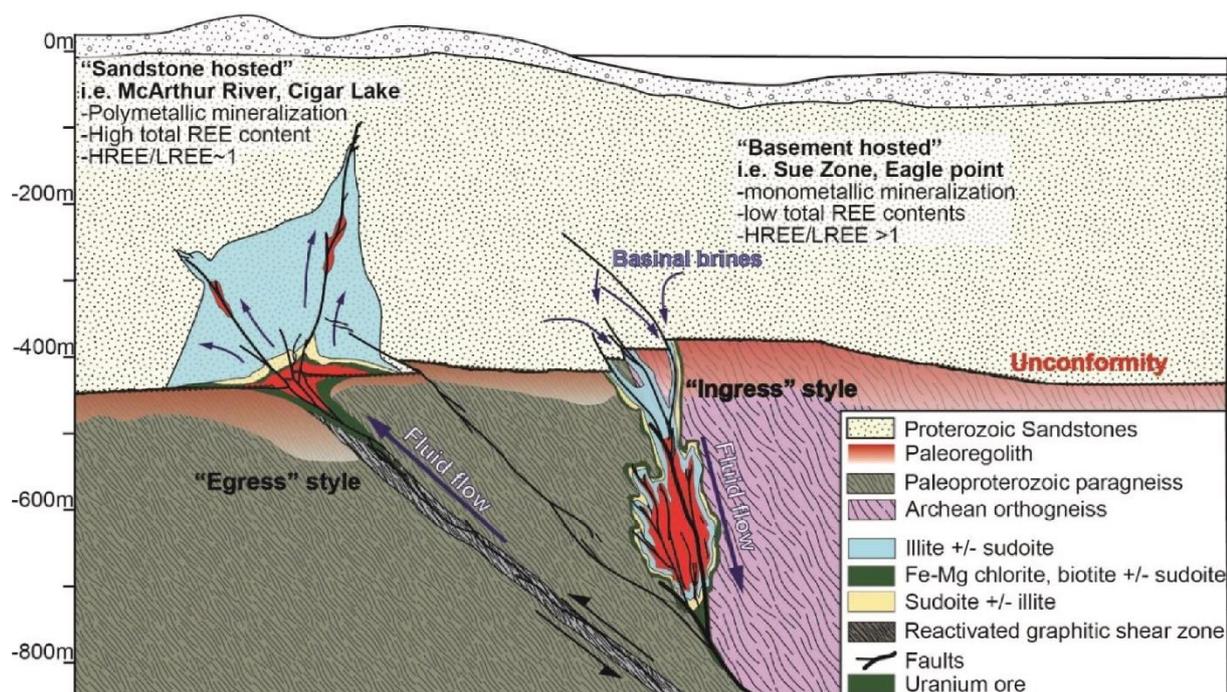


Figure 3.2 : Modèles de dépôt des gisements d'uranium associés aux discordances Egress et Ingress (Grare 2018, modifié d'après Hoeve & Quirt 1984 et Jefferson et al. 2007).

### **3. Comparaison avec les gisements de socle associés aux discordances d'Australie**

Les gisements de type discordance ou « URU » ne sont pas exclusifs au bouclier canadien. Ce type de gisement se retrouve dans d'autres bassins protérozoïques, comme les bassins de McArthur en Australie du Nord et qui contiennent 2/3 des ressources connus dans ce type de contexte. Le bassin de Mc Arthur est situé dans la province du North-Eastern Territory. On y trouve des minéralisations URU dans une zone appelée Alligator River Uranium Field (ARUF). A contrario, le bassin regroupe aussi des gisements de cuivre et plomb-zinc notoire, ce qui n'est pas le cas en Athabasca.

La géologie du bassin de McArthur se compose d'un socle granitique et gneissique néoarchéen (Ahmad & Munson 2013), ainsi que des roches de l'orogène Pine Creek représentées par des faciès sédimentaires et des roches volcaniques (Skirrow et al. 2016). Le socle a atteint un métamorphisme amphibolite lors de l'orogène Pine Creek, repris ensuite par un métamorphisme de moyen grade lors de l'orogène Nimbuwah (Worden et al. 2008, Hollis et al. 2011, Hollis & Wygralak 2012, Ahmad & Munson 2013). Lors de l'exhumation, des zones de cisaillement se développent dans des conditions de métamorphisme du faciès schiste vert. Ces déformations cisailantes sont associées à la mise en place de certaines minéralisations aurifères. Sur ce socle archéen à mésoprotérozoïque repose en discordance la formation sédimentaire du Kombolgie Supergroup, composée de grès, conglomérat et quelques roches volcaniques et volcanoclastiques (Ahmad & Munson 2013). Des similitudes existent entre les séquences de dépôts sédimentaires des bassins du Thelon et de l'Athabasca (Canada) et celles des bassins de McArthur et de Mount Isa (Westmoreland). Associé à ces similitudes, l'évolution du craton Columbia au Paléoprotérozoïque pourrait suggérer l'existence d'un méga bassin s'étendant du craton Laurentia jusqu'au craton Australien (Furlanetto et al. 2016) (Fig. 3.3A et B). Les minéralisations URU de l'Athabasca et de McArthur pourraient donc être contemporaine et présenter des similitudes dans les mécanismes de mise en place. A ce jour, l'essentiel des découvertes majeures d'uranium dans le bassin de McArthur sont des gisements de socle, contrairement à l'Athabasca.

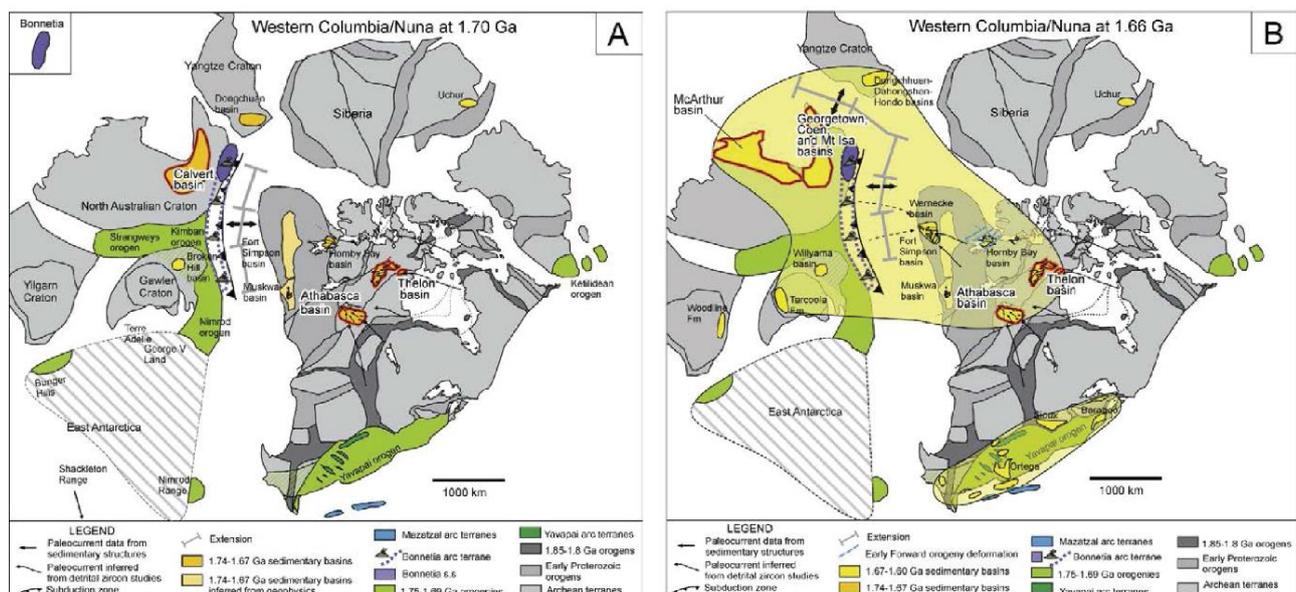


Figure 3.3 : Modèle géodynamique proposée par Furlanetto et al. (2016) de Columbia entre 1.75 Ga et 1.58 Ga. La carte en B montre l'extension d'un possible mega-bassin dont seraient préservés les bassins de McArthur en Australie et d'Athabasca/Thelon au Canada (modifié par Gigon 2019).

Parmi les gisements de discordance encaissés dans le socle du bassin de McArthur se trouve les gisements de Nabarlek, de Jabiluka et de Ranger.

Le gisement de Nabarlek se situe le long d'une faille inverse développée dans une zone de cisaillement héritée. La minéralisation est concentrée au niveau d'une brèche développée dans les schistes (Wilde & Wall 1978). Le socle autour de la minéralisation montre une zonation à la fois chimique mais aussi dans l'intensité de l'altération, celle-ci diminuant avec l'augmentation de la distance à la minéralisation. Les altérations proches de l'uranium sont très intenses à phengite dominante et chlorite, puis à chlorite dominante et phengite ( $\pm$  hematite) et enfin chlorite (Wilde & Wall 1978, Polito et al. 2004). Lors de l'exhumation du socle entre 1.8 et 1.72 Ga, des failles se forment (e.g. Nabarlek Fault, Sweet et al. 1999, Polito et al. 2004). Le développement de ces failles permet la circulation de fluide conduisant à l'altération des biotites, amphiboles et plagioclases, qui se retrouvent altérés en chlorite et sericite. Ces chlorites ont une composition montrant un enrichissement en fer, probablement dû à la biotite originelle (Polito et al. 2004). La minéralisation est précédée par une altération hydrothermale à chlorite déplétée en fer, et parfois enrichie en Mg par rapport à la génération précédente (Polito et al. 2004). La mise en place de la minéralisation est associée à la formation d'illite, qui sera ensuite altérée en chlorite post-minéralisation.

Comme le gisement précédemment présenté, la minéralisation de Jabiluka se situe dans des métasédiments fortement altérés et bréchifiés et disséminée dans la foliation. Le socle est structuré par des zones de fracturation et des failles inverses à léger mouvement senestre responsable du développement de brèches et de gouges. Des Riedel shear sont observables entre les clastes dans la brèche. Ce système compressif génère en plus des ouvertures dilatantes (jogs) formant avec les brèches les principaux pièges structuraux pour l'uranium. Les formations du Kombolgie reposent en discordance sur ce socle. La minéralisation est englobée dans un halo d'altération de 200 mètres dominés par la chlorite, avec en plus des micas blancs, tourmaline et apatite. Les parties les plus distales du halo montrent une composition à chlorite et mica blanc comparable aux paragénèses rétro-morphiques régionales mais avec une plus grande intensité (Nutt 1989). Les feldspaths et ferromagnésiens sont transformés en illite et chlorite. La pseudomorphose des feldspath forme des plages de phyllosilicate micro-grain composées d'un mélange dominé par de l'illite, en association avec la chlorite (clinocllore) (Nutt 1989, Polito et al. 2005). Cette altération pervasive transforme progressivement les faciès en schistes chloritiques. C'est dans ces schistes que se développe la brèche qui sera minéralisée à postériori. Les clastes de la brèche sont repris par une forte

silicification, suivis par un épisode de dissolution et remplacement du quartz par de la chlorite. Cette chlorite est de composition Mg-Al chamosite (Nutt 1989). On retrouve aussi associée à cette chlorite des dravites, tourmalines microscopiques sous forme de baguettes.

Enfin, le gisement de Ranger présente dans les grandes lignes les mêmes caractéristiques structurales et minéralogiques. L'orientation des lithologies et des failles inverses ont permis le développement de brèches et de zone dilatante dans lesquels s'est concentrée la minéralisation uranifère.

Des couloirs mylonitiques se développent dans le socle qui acquière une forte fabrique métamorphique. Pendant l'exhumation, ces zones de cisaillement subissent une altération rétromorphique à chlorite/sericite. Des structures se surimposent lors de la transition ductile-fragile et localisent d'autant plus l'altération chlorite/sericite (Skirrow et al. 2016). La chlorite est de la variété clinochlore et est le produit, entre autre, de l'altération de la biotite métamorphique. La formation de brèche dans les schistes chloritiques est associée à un épisode de dissolution et la mise en place de chlorite magnésienne dans les cavités. Un épisode de silicification entraîne une formation importante de quartz. La mise en place de ce quartz joue un rôle dans le drainage des fluides uranifères et la localisation de l'uranium (Skirrow et al. 2016). Les oxydes d'uranium remplacent la chlorite magnésienne et sont accompagnés d'un cortège de micro-pyrites et micro-chalcopyrite. Une troisième chlorite, de composition Mg-Fe, est associée à la mise en place de la minéralisation et au développement de brèches syn-minéralisation (Skirrow et al. 2016, Gigon et al. 2019). Pour résumer, le cœur du gisement montre une altération à Mg-Fe chlorite syn-minéralisation ainsi que clinochlore pré-minéralisation ; un halo de silicification ; une zone à chlorite et à hématite, et enfin l'altération à clinochlore caractéristique de l'exhumation.

Parmi tous ces exemples, la zonation des altérations à chlorite montre une consistance entre ces gisements. Le halo externe est marqué par l'altération des ferromagnésiens en Fe-chlorite alors que le halo interne, proche de la minéralisation, est plutôt marqué par la présence de chlorite enrichie en magnésium (Ewers and Ferguson 1980, Binns et al. 1980, Wilde & Wall 1987, Polito et al. 2004, 2005, Beaufort et al. 2005, Skirrow et al. 2016, Gigon et al. 2019).

Les gisements de socle australiens montrent donc de nombreuses similitudes structurales avec les gisements de socle de l'Athabasca. Les minéralisations sont localisées au niveau de

structures ductiles réactivées en cassant. La déformation associée va créer selon le contexte des pièges structuraux pour la minéralisation tels que des fentes de tensions (jogs) et/ou des brèches le long de structures compressives. Les altérations rétro-morphiques chloritiques des gisements australiens sont similaires à celles observées dans le Thelon et l'Athabasca, ce qui impliquerait des conditions rétrogrades similaires (Gigon et al. 2019). La différence principale entre le bassin d'Athabasca et le bassin de McArthur réside essentiellement dans la nature des chlorites hydrothermales : les compositions pour le Canada vont de clinochlore à sudoitique, alors qu'en Australie ces compositions varient entre clinochlore et Mg-amesite. Ces différences de compositions peuvent être expliquées par des différences de chimie de fluide entre les deux bassins (Kister et al. 2005, Gigon et al. 2019).



## **Chapitre 4 : Matériels et méthodes**

## **1. Philosophie de l'échantillonnage et méthode**

Les minéralisations d'URU de l'Athabasca sont, comme présentées dans le chapitre précédent, accompagnées d'intenses halos d'altération pouvant rendre compliqué voire impossible l'identification de structures à l'échelle de l'échantillon comme en lame mince. De plus, les conditions climatiques canadiennes entraînent une détérioration très rapide des échantillons. En effet, les roches de socle n'affleurant pas dans ces régions, les études géologiques ne peuvent se faire que par sondage. Dans le cadre de Hook Lake et Martin Lake, la majorité des sondages effectués sont carottés (méthode non destructive) et orientés. Les méthodes de forages nécessitent beaucoup d'eau, qui s'infiltre dans les fractures et pores de la roche. Les carottes après étude sont stockées dans des racks en extérieur, dans des conditions hivernales faisant descendre la température jusque -50 degré celsius. La transformation de l'eau liquide en glace est accompagnée d'une augmentation de volume qui implose la roche. Enfin, une fois à l'air libre, des altérations météoriques telles que des oxydations peuvent apparaître, compliquant les observations sur les sondages stockés depuis plusieurs années. Tous ces éléments impliquent que pour avoir les observations les plus précises et exhaustives, l'étude des sondages et l'échantillonnage doit être effectuée à la sortie de la sondeuse, sur des carottes les moins manipulées possible. Aux difficultés « climatiques » s'ajoute la problématique de la radioactivité. Les règles de radioprotection et la concentration importante en uranium des gisements canadiens limitent pour certains sondages la manipulation des carottes et le temps d'exposition, et donc d'étude.

Cinq missions de terrain ont donc été effectuées en été et en hiver sur 3 terrains : Hook Lake, Martin Lake, Midwest. La propriété de Midwest renferme un gisement d'uranium de discordance montrant des extensions dans le socle. L'opportunité d'une mission d'évaluation des ressources uranifères du gisement a été saisie afin de pouvoir comparer des minéralisations économiques à celles d'Hook Lake et Martin Lake. Les travaux de Midwest ne seront pas présentés dans ce travail de thèse, les conditions sanitaires de l'année 2020 ayant compliqué les travaux de traitements des résultats, malgré la réalisation d'un certain nombre de travaux analytiques incluant microsonde électronique, micro-XRF, microtomographie X et sonde ionique à Georessources (Université de Lorraine) en partenariat avec le CREGU.

Les travaux sur sondage s'en tiennent à une méthode classique mais rigoureuse d'étude sur carottes, avec une caractérisation fine des structures (orientation, pendage, remplissage...), la

définition des intervalles structuraux et la corrélation entre les sondages. Ces données permettent d'interpréter des coupes géologiques en se basant sur la donnée structurale (consistance en les orientations et pendages des foliations et structures pour la corrélation).

## **2. Sélection des sondages et échantillonnages**

Sur Hook Lake, les données orientées de 17 sondages ont été utilisées pour définir le contexte structural à grande échelle dans lequel les observations des structures ont été replacées. Ces sondages sont essentiellement dans la zone minéralisée de Spitfire, et d'autres se trouvent à différents endroits de la propriété, dans la continuité de la structure minéralisée. À la suite de l'analyse structurale, un échantillonnage exhaustif des structures, des lithologies et des intensités de déformation est réalisé, et les échantillons replacés sur les coupes géologiques. Enfin, les zones minéralisées (souvent les plus altérées) sont elles aussi échantillonnées avec l'objectif de comprendre les relations entre structures, altérations et minéralisations. 14 sondages ont été échantillonnés pour un total de 176 échantillons dont 67 minéralisés. Sur Martin Lake, 12 sondages ont été étudiés et 117 échantillons dont 32 minéralisés.

Les échantillons radioactifs sont conditionnés selon les normes en vigueur et envoyés au Saskatchewan Research Council, laboratoire gouvernemental canadien en capacité de stocker cette catégorie d'échantillons, avant d'être envoyés au laboratoire d'Orano à Bessines en France. Les processus d'envoi d'échantillons radioactifs, par leur nature, sont soumis à des protocoles drastiques et peuvent prendre d'un à plusieurs mois.

Les échantillons non minéralisés ont été photographiés, décrits et ont servis pour la production de lame mince non couverte de 30  $\mu\text{m}$  d'épaisseur. Ces lames minces ont été produites au service de litholamelage du laboratoire GEOPS à l'université Paris-Sud et de Thin-Section Lab à Thoul (France). 94 lames minces dont 36 minéralisées ont été réalisées pour Hook Lake, et un total de 8 lames minces ont été produites pour Martin Lake sur la zone de Tri-Island en complément des 26 lames minces faites en 2016 sur le conducteur de Martin Lake.

La technique dite des empreintes Hiller a été appliquée sur les échantillons minéralisés de Bessines. C'est une technique de chromatographie dans laquelle l'échantillon minéralisé va être scié en deux de façon à avoir une surface plane, qui va être trempée dans une solution acide. La face

plane de l'échantillon sera ensuite déposée sur un papier photo. L'attaque de l'acide aura fait passer l'uranium de la surface de l'échantillon en solution et cet uranium va se déposer en impression sur le papier photo. Un dernier traitement chimique permet de fixer et de révéler l'uranium sur le papier (Fig. 4.1). La manipulation complète ne dure pas plus de 5 minutes et permet dans le cas des minéralisations disséminées (donc invisibles à l'œil nu) de savoir où réaliser la lame mince pour pouvoir observer la minéralisation en microscopie. L'uranium apparaîtra en marron alors que les oxydes de fer sortiront en bleus. Il y a aussi corrélation entre l'intensité du marron et la concentration d'uranium dans l'échantillon. Des lames minces non couvertes de 30µm sont enfin produites à partir des échantillons minéralisés.

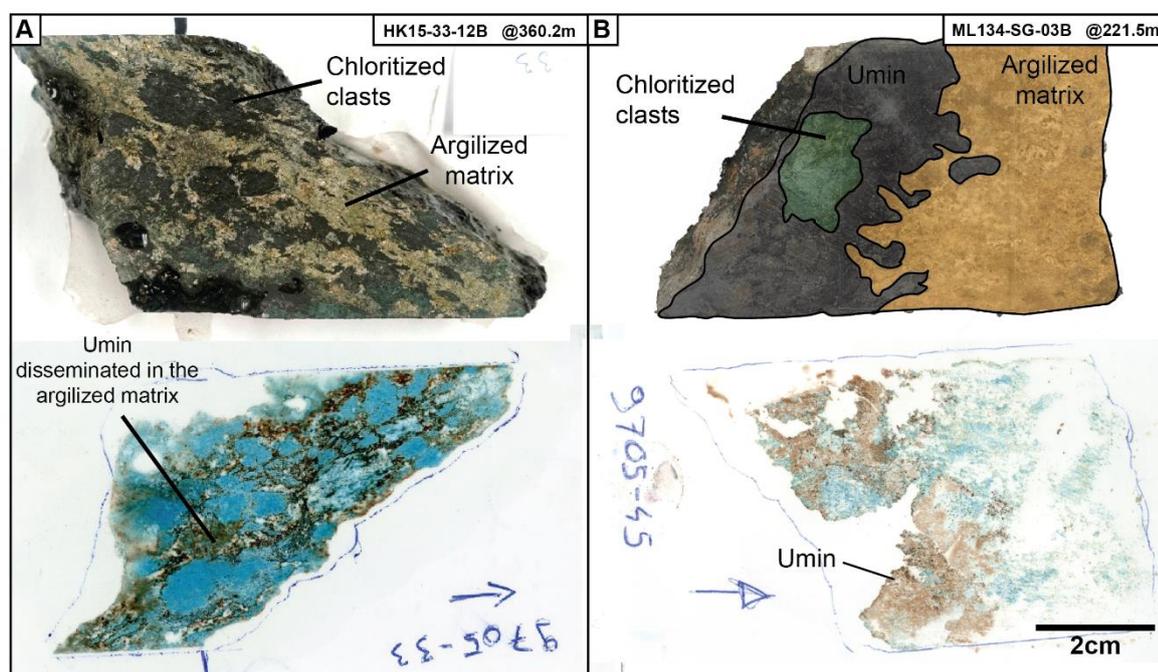


Figure 4.1 : A. Empreinte Hiller réalisée sur un échantillon contenant de la minéralisation disséminée, invisible à l'œil nu. La minéralisation est localisée dans la matrice argileuse. B. Empreinte Hiller sur un échantillon de minéralisation en remplacement de la matrice. Le front de minéralisation avec la matrice est bien imagé par l'empreinte.

### **3. Données orientées**

L'étude des structures sur sondage est accompagnée par la prise de mesures orientées (orientation et pendage). L'acquisition de ces mesures utilise les techniques de diagrapie acoustique permettant d'imager la paroi du forage. L'imagerie de paroi est une technique très commune dans les projets pétroliers. Elle consiste à faire passer une sonde photographique ou acoustique le long du sondage pour récupérer une image orientée à 360°. Le résultat est soit une photographie de la paroi, soit une imagerie en contraste de densité. Dans le cadre de cette étude,

les imageries acoustiques de paroi, et donc de contraste de densité ont été utilisées. La méthode consiste à envoyer dans les parois du sondage des ondes acoustiques et à mesurer l'amplitude et le temps de retour du signal à la sonde. L'image obtenue est une projection dépliée du cylindre que forme le sondage. Les structures telles que les fractures et les foliations forment donc des sinusoides. L'utilisation du programme WellCAD et du module ISI permet de visualiser les données orientées et la création de stéréogramme (Fig. 4.2).

L'acquisition des données orientées est complétée par la prise de mesure sur les sondages à l'aide de goniomètre, pour les forages dans lesquels la sonde ne peut pas passer.

Dans le cadre de ce travail de thèse, les données ATV des sondages présentés ont été - lorsque des interprétations du signal existaient déjà - re-analysé par l'auteur et l'équipe dans un soucis d'homogénéité de la donnée.

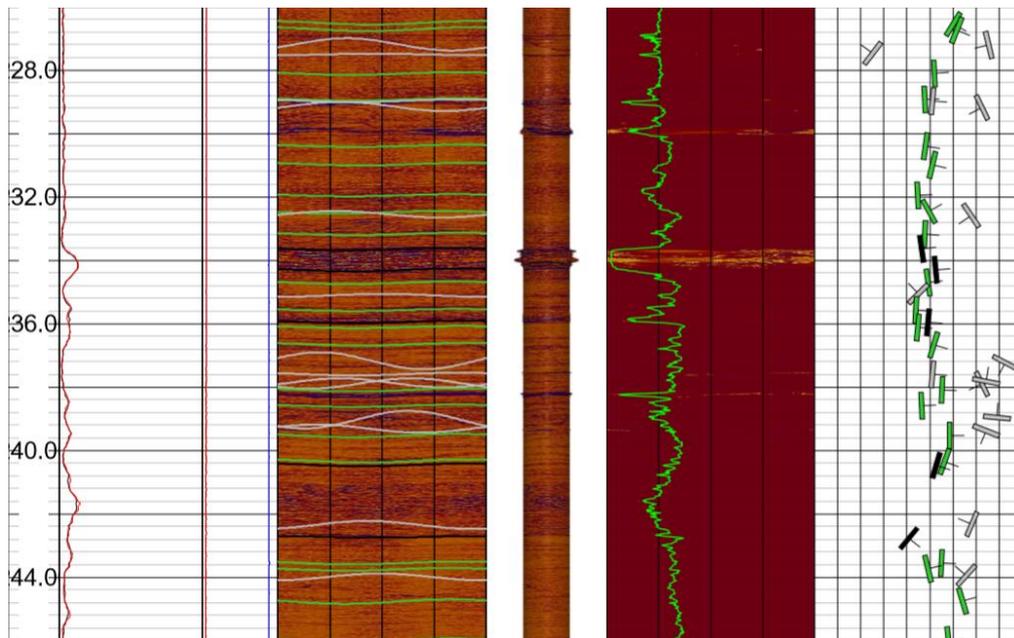


Figure 4.2 : Signal ATV interprété. Les sinusoides représentent l'intersection entre les structures planes et les parois du cylindre, une fois celui-ci déplié. Les marqueurs des orientations/pendages de chaque structure sont reportés à droite de l'image. Vert = foliation, gris = fracture, noir = cisaillement.

## **4. Microscopie optique et électronique**

### **a. Microscopie optique**

Les études pétrographiques ont été réalisées à l'aide d'un microscope Leica DM 750P équipé d'un bloc lumière réfléchi. L'appareil a été utilisé pour identifier la minéralogie, déterminer le protolithe, les microstructures et les mécanismes de déformations, leurs relations géométriques

et chronologiques, et les indices d'altération potentiellement liés à des passages de fluide.

#### b. Microscopie électronique à balayage (MEB)

Les minéralisations uranifères sont difficiles à déterminer au microscope métallogénique. La minéralisation de très faible teneur et disséminée dans la roche est rarement visible en optique traditionnelle et nécessite l'utilisation d'un MEB. Le MEB et la microsonde utilisent la même méthode analytique, qui consiste à envoyer sur l'échantillon un faisceau d'électron pour exciter les couches électroniques supérieures des atomes atteints. Cette excitation va arracher les électrons, créant des lacunes qui vont être comblées par les électrons des couches inférieures. Ce déplacement d'électrons entre les couches émet un rayonnement X, bien caractéristique pour chaque atome. Le MEB permet ainsi d'imager les densités des phases à travers les électrons qui diffusent dans la matrice après excitation (électrons rétrodiffusés). Plus un atome a un numéro atomique élevé, plus les électrons de ses couches électroniques supérieures sont nombreux, plus il y a d'électrons rétrodiffusés, et plus la phase apparaîtra brillante en comparaison de ses voisines de plus petits numéros atomiques.

C'est l'analyse du rayonnement X des électrons qui va permettre d'obtenir la composition de la zone analysée. Le MEB permet de caractériser une phase à l'aide d'analyse semi-quantitative, alors que la microsonde permet d'obtenir des analyses chimiques quantitatives précises.

Les analyses au MEB ont été réalisées au siège d'Orano ainsi que sur la plate-forme Camparis à l'ISTeP.

#### c. Microsonde électronique

Les phyllosilicates (chlorites et micas blancs) ont été analysés sur lames minces à l'aide d'une microsonde électronique CAMECA SX-100 (Fig. 4.3) à GéoRessources Nancy ainsi que sur la plate-forme Camparis à l'ISTeP (Paris), avec des conditions d'opération de 15 kV en tension d'accélération, un courant de 12 nA et une taille de point d'analyse de 1,5 µm. Pour calibrer les analyses, les standards andradites et albites ont été utilisés. Les éléments analysés sont : Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, Mn et O.

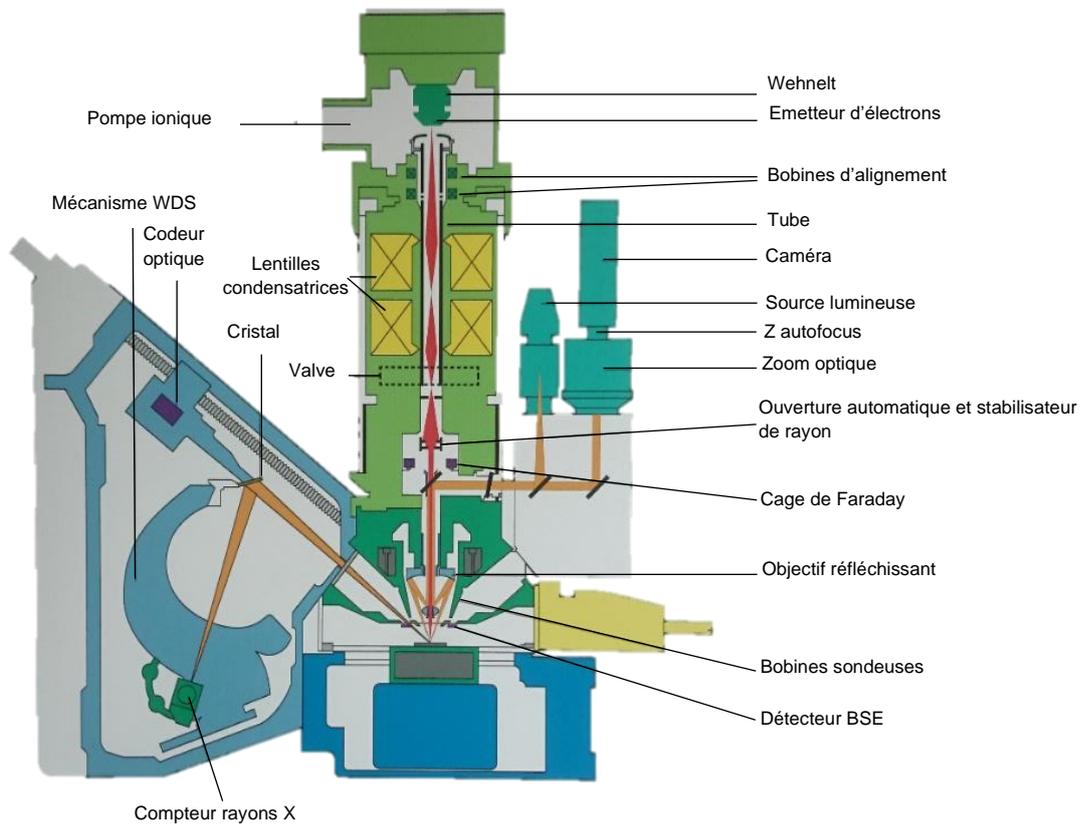


Figure 4.3 : Schéma d'une microsonde électronique Cameca SX-100.



**PARTIE 2 : ETUDE STRUCTURALE  
D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT DE  
SOCLE A MINERALISATIONS  
URANIFERES HAUTES TENEURS :  
PROJET HOOK LAKE**



## **Chapitre 5 : Définition du cadre structural à l'échelle du projet**

## **1. Introduction**

Le socle cristallin sous le bassin d'Athabasca est pré-structuré bien avant le dépôt des grès d'Athabasca. Sa structure actuelle découle de multiples stades de déformation ductile à fragile ayant conduit à l'acquisition d'une fabrique ductile fortement anisotrope (foliation régionale) et la récurrence de zones de déformation/cisaillement ayant rejoué à de multiples stades lors de l'histoire tectonique multiphasée, tout d'abord dans le domaine ductile puis cassant. La réactivation cassante post-Athabasca de structures héritées ainsi qu'une fracturation néoformée dans l'environnement de ces mêmes structures participent potentiellement au développement de conduits préférentiels pour la circulation des fluides et la création de zones de piégeage pour les minéralisations. Les minéralisations uranifères dans le socle à Spitfire sont contrôlées de manière très localisée par ce type de structures, qui s'alignent le long d'un corridor structural et lithologique orienté NE-SO correspondant à une anomalie de conductivité détectée par les méthodes de prospection : le PLC. Pour mieux comprendre la localisation d'une zone minéralisée comparativement à de grandes sections de conducteurs géophysiques majoritairement stériles, il est nécessaire en premier lieu de caractériser le cadre structural du socle, et l'architecture des zones de déformation dans le socle à l'échelle du corridor. La réalisation d'une carte structurale détaillée à l'échelle du projet permet d'identifier le style de déformation dominant ainsi que les structures de premier et second ordre. L'étude de la foliation (fabrique métamorphique) ainsi que celle des différentes familles de fractures permet de différencier un « bruit de fond » systématique (structures présentes dans et en dehors des zones minéralisées) des structures plus locales (ponctuelles, dans les zones minéralisées) et qui pourraient présenter un intérêt particulier. L'analyse géométrique des fractures permet d'établir un champ de déformation que l'on peut tenter de relier à un ou plusieurs champs de contraintes, et plus largement, à un cadre géodynamique. Ces études permettent aussi d'identifier les liens potentiels entre les minéralisations et une ou plusieurs familles de fractures, ce qui permettra de déterminer si la mise en place de la minéralisation est guidée par une anisotropie du milieu ou non. L'objectif final est d'obtenir une meilleure compréhension du cadre structural et plus précisément du champ de déformation associé à la mise en place des minéralisations, et de préciser quelles sont les familles de structures impliquées dans la mise en place de l'uranium.

Les roches composant le socle cristallin du « Patterson Lake Corridor » (PLC) sont recouvertes soit par les formations d'âge protérozoïque des grès de l'Athabasca (pour la partie la plus au nord), soit par une couverture formée de débris glaciaires d'âge quaternaire. Il n'y a aucun

affleurement connu du socle cristallin le long du PLC, ce qui fait que la connaissance du contexte lithologique et structural de cette zone de déformation majeure et fertile pour l'essentiel repose sur deux éléments principaux : d'une part sur les techniques de prospection géophysique (levés magnétiques et électromagnétiques), permettant d'imager indirectement les structures et les principaux contrastes lithologiques à l'échelle régionale et d'autre part sur les sondages de reconnaissance minière, permettant une observation plus détaillée mais ponctuelle des lithologies et des structures.

L'acquisition de données géophysiques mesurant des propriétés du sous-sol telles que la gravimétrie, le magnétisme, l'électromagnétisme ou la résistivité est donc de première importance tant pour la compréhension de la géologie régionale que pour l'exploration minière. De ce fait, de nombreuses campagnes de levés géophysiques aériennes ont été effectuées par le gouvernement canadien et par les compagnies minières actives dans l'Athabasca. L'apport de la géophysique récente a permis une meilleure compréhension du socle enfoui sous couverture dans la partie ouest de l'Athabasca ainsi qu'une redéfinition des grands domaines géologiques (Fig. 5.1, Tschirart et al. 2020).

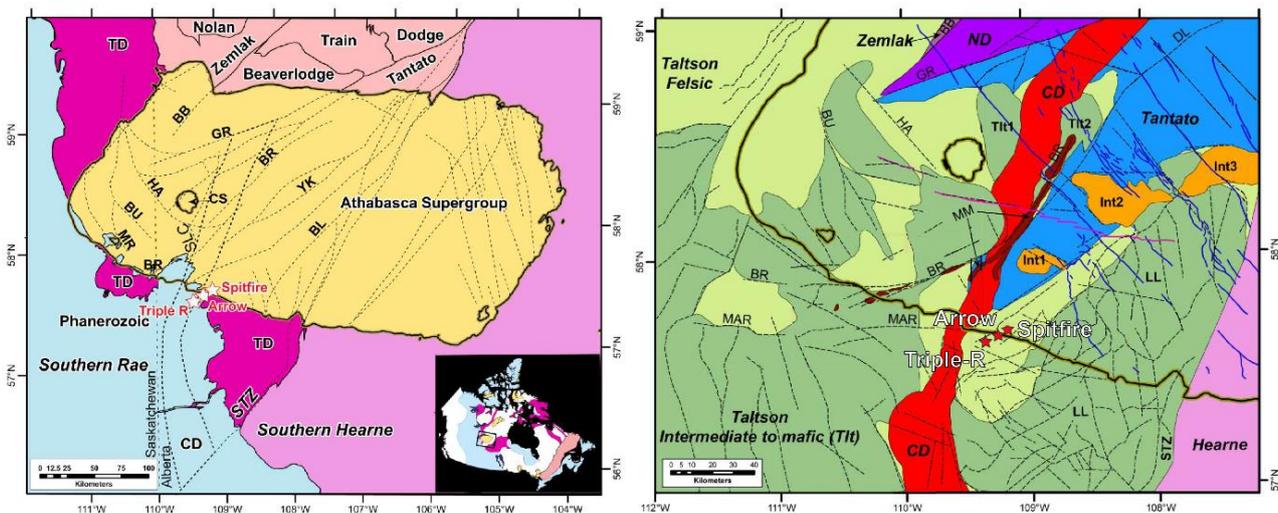


Figure 5.1 : A gauche, carte des domaines géologiques de la région de l'Athabasca d'après Macdonald et al. 1999, Jefferson et al. 2007 et Pană 2010 (Tschirart et al. 2020). A droite, carte des domaines géologiques interprétés d'après les données géophysiques (Tschirart et al. 2020).

A une échelle plus locale, l'architecture du PLC peut être approchée par les données magnétiques dont les contrastes reflètent les changements lithologiques ainsi que par les zones de plus forte conductivité (levés électromagnétiques) que l'on appellera dans la suite de ce travail des

« conducteur » (Fig. 5.2) par souci de cohérence avec le langage des compagnies d'exploration. Les données magnétiques et électromagnétiques (EM) mettent en évidence une fabrique régionale d'orientation NE-SO. Si l'on regarde plus en détail, les conducteurs EM, qui sont globalement parallèles à cette fabrique régionale, tendent à montrer localement une réorientation suivant une direction NNE-SSO à N-S en de multiples points NE (Fig. 5.2, encart (1), (2) et (3)) (Johnstone et al. 2021). En définitive, ces conducteurs semblent constitués par un assemblage de longs segments NE-SO et de segments N-S plus courts, l'ensemble formant une succession de structures « sigmoïdes » asymétriques d'échelle cartographique, tel que décrit par Johnstone et al. (2021).

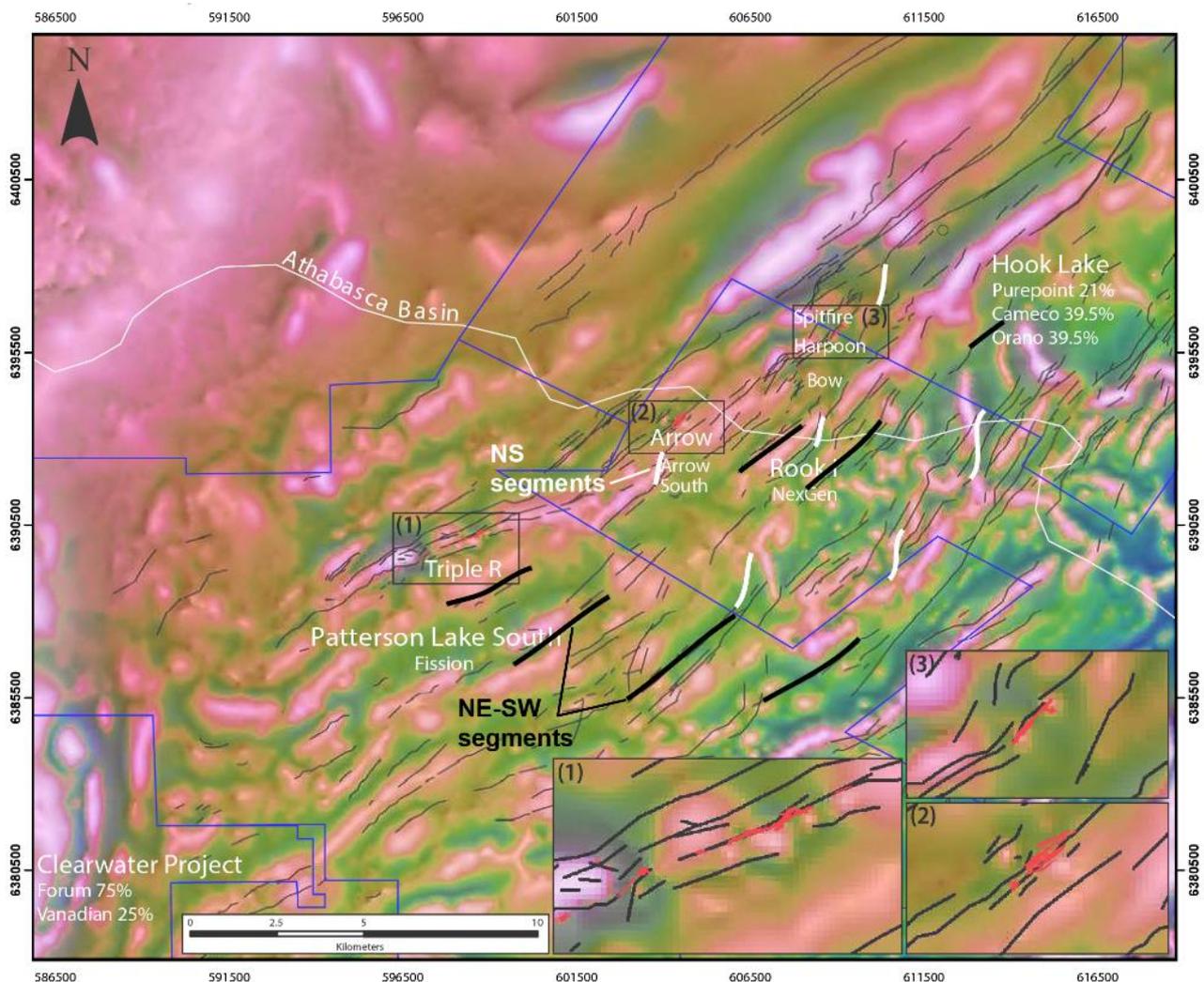


Figure 5.2 : Carte géophysique du PLC montrant la superposition du tilt magnétique sur la carte d'intensité magnétique totale (Johnstone et al. 2021).

La compilation des cartes existantes avec le traitement des nouvelles données, couplée à l'étude de sondages, a conduit à la création d'une carte structurale imageant l'architecture du socle le long du PLC (Johnstone et al. 2021, Fig. 5.3). Elle représente les cisaillements associés à une

phase de déformation nommée D4. Cette phase de déformation est responsable du développement de phyllonites et mylonites anastomosées de direction ENE à NNE se surimposant aux structures héritées. Sur les deux cartes (Fig. 5.2 et 5.3), la minéralisation se situe le long du conducteur géophysique marqué par les linéaments en noir.

La carte (Fig. 5.3) montre deux directions structurales principales dans le socle, correspondant des segments principaux de direction NE-SO et des segments secondaires de direction NNE-SSO à N-S, l'ensemble formant des structures sigmoïdes de dimension kilométrique à plurikilométrique. Une troisième direction structurale est proposée par Johnstone et al. (2021), qui correspond à des segments de direction E-O. Ces segments sont interprétés par les auteurs comme trois familles de structures cisailantes (Johnstone et al. 2021). Elles sont caractérisées comme les structures typiques S, C et C' se développant dans les zones de cisaillement : les structures S NNE-SSO sont la foliation formée par le cisaillement dextre de direction ENE (N058), les structures C NE-SO se forment parallèlement aux épontes de la zone de cisaillement et sont des surfaces de glissements ou des bandes de cisaillement, et les structures C' ESE-ONO serait dû à la parallélisation des structures S et C sous la forte contrainte cisailante. Les structures C' se forment dans les zones de cisaillement subissant de fortes contraintes. Un cisaillement intense amène les structures S et C à se paralléliser pour former une foliation composite S-C. La parallélisation de ces structures engendre le développement d'un troisième jeu de plan de cisaillement, les C', oblique à la foliation. La définition des structures C' peut se faire seulement lorsque leur obliquité à la zone de cisaillement peut être prouvée, donc lorsque l'orientation des épontes de la zone de cisaillement est connue.

Cette interprétation structurale de Johnstone et al. 2021 propose donc un cisaillement dextre de direction ENE (N058) qui, reprenant les foliations héritées des précédents épisodes de déformation, provoquent la parallélisation progressive des structures S et C et le développement subséquent de structures C'. Pour appuyer cette interprétation, les auteurs se basent sur l'observation en sondage d'indices cinématiques tels que les quartz et feldspaths déformés selon les géométries  $\sigma$  et  $\delta$  suggèrent un mouvement transpressif dextre. Le socle est ensuite repris par une réactivation dextre syn- et post-Athabasca affectant les structures ductiles héritées. Cette réactivation permettrait le développement de structures favorables à la mise en place de minéralisation uranifère au sein des zones de cisaillement réactivées. Des réseaux de failles cassantes EW à décrochement dextre, NW-SE à décrochement senestre et NE-SW témoigneraient

d'un champ de contrainte EW résultant d'à l'Est la phase collisionnelle de l'orogène Trans-Hudson, et à l'Ouest l'accrétion des terrains du Nahanni-Fort Simpson sur la partie ouest du craton Slave aux alentours de 1.818 Ga (Asthon et al. 2009). Johnstone et al. 2021 interprètent les structures NE comme les potentielles conjuguées des structures senestres NW. Ce faisant, ils considèrent un jeu dextre lors de la réactivation des structures NE. Ils associent la mise en place de l'uranium à des zones de relais ENE se développant pour accommoder le mouvement dextre des failles NE. L'ouverture en tension de ces zones de relais crée des jogs qui seront remplis par la minéralisation.

Cette interprétation du contexte structural par Johnstone et al. (2021) sera mise en perspective avec les résultats et interprétations de cette étude. Les données analysées dans le cadre de ce chapitre nous présentent un cadre structural et une interprétation différente du modèle proposé et sera détaillée tout au long de ce chapitre.

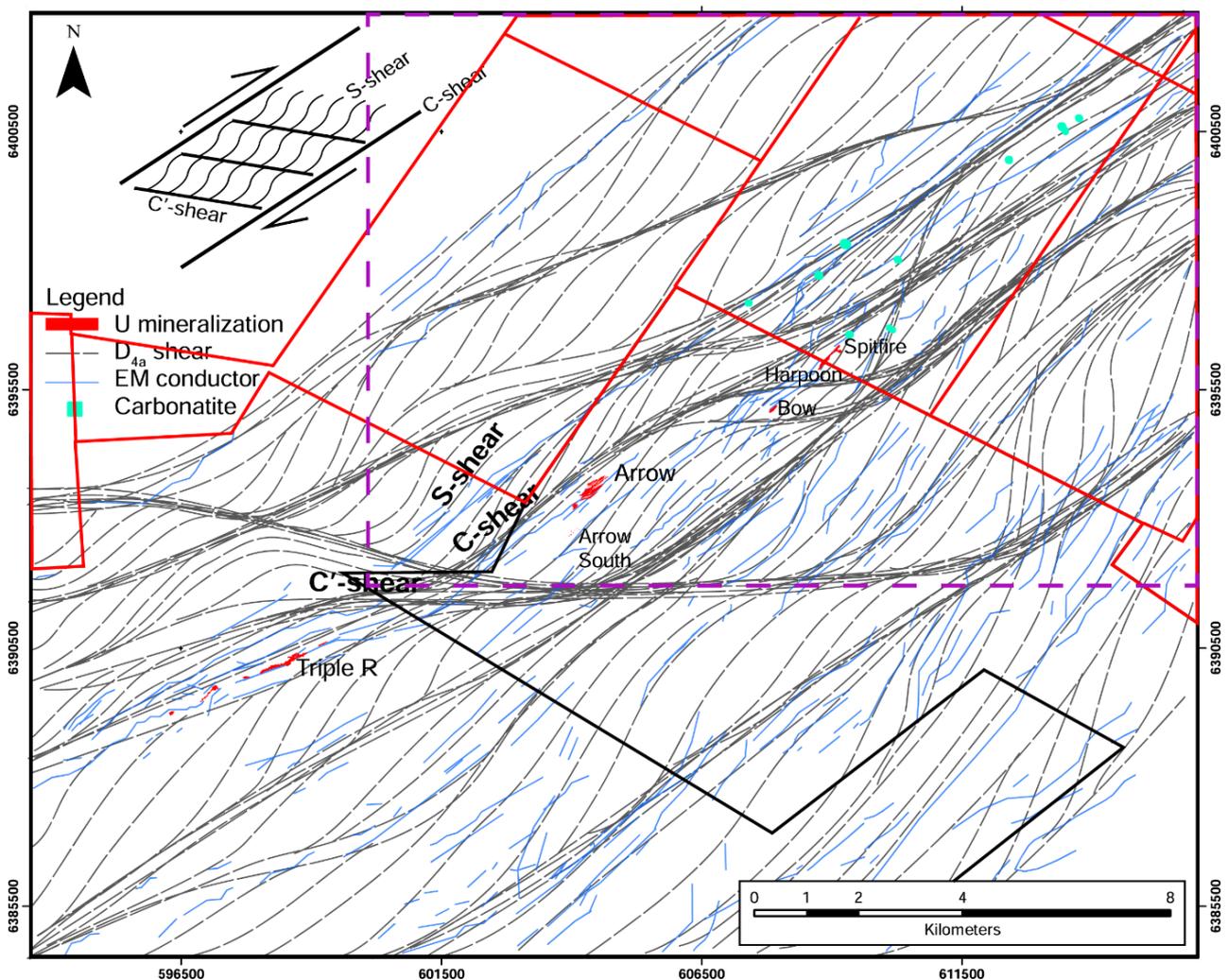


Figure 5.3 : Carte structurale interprétée d'après les données géophysiques de la carte en figure 5.1, tiré de l'article de Johnstone et al. 2021. L'encadré en tiret violet marque l'emplacement de la carte en figure 5.5.

## **2. Matériel et méthodes**

Les données de géophysique utilisées pour la réalisation de la carte structurale présentée dans les résultats proviennent de la base de données publique du Saskatchewan Geological Survey (SGS) disponible sur le site internet du gouvernement du Saskatchewan. Elles sont composées de données de linéaments magnétiques et VTEM. En bleu sont représentés les linéaments faible magnétisme (low mag), les failles par exemples, en rouge les linéaments haut magnétisme (high mag), les dykes par exemple, et en rose les linéaments issus du VTEM représentant les conducteurs électromagnétiques.

L'analyse des familles de fractures repose sur les données orientées obtenues lors de campagnes de sondage en 2016 et 2017 par imagerie acoustique de paroi (AcousticTeleViewer ou ATV) et utilise la méthode décrite dans Benedicto et al. 2021a. Les données sont obtenues en faisant descendre une sonde dans le puit qui envoie des ultrasons dans les parois afin de l'imager. Par cette méthode, une image continue le long du sondage de la paroi sur 360° est reçue. La sonde image le temps de transit aller-retour de l'onde sonore ainsi que l'amplitude du signal revenu après réflexion. Ces informations renseignent sur la densité du milieu ainsi que sur la présence éventuelle de discontinuités structurelles comme les fractures, les zones de brèches, mais aussi les veines avec un remplissage différent de l'encaissant, la stratification et la foliation. L'image obtenue est un « déroulé » du cylindre que forme la paroi du puit (Fig. 5.4). Un plan sera donc représenté par une sinusoïdale. L'image est orientée à l'aide d'un magnétomètre et de 3 accéléromètres embarqués dans la sonde, et corrigée de l'orientation et inclinaison du sondage afin d'obtenir le pendage/orientation réel des structures. Ces images ont été acquises par la société DGI Geosciences Inc. et traités à l'aide du logiciel WellCAD.

Parmi les données disponibles, les relevés de 17 sondages ont été utilisés pour cette étude. Les sondages HK16-37, HK16-39, HK16-41, HK16-43, HK16-45, HK16-47, HK16-49, HK16-52, HK16-53, HK16-54, HK16-55, HK17-57, HK17-58 et HK16-60 intersectent de la minéralisation dans la zone de Spitfire. Les sondages HK16-34, HK16-44 et HK17-67 sont non minéralisés avec HK16-34 dans la zone de Spitfire, HK16-44 à 1km à l'Est de Spitfire et HK17-67 à 3,5km au NE de Spitfire. Le relevé des structures a été effectué suivant la méthode proposé par Benedicto et al. (2021a).

L'exploitation des données de sondages non minéralisé a pour but de chercher les potentielles différences entre la zone de Spitfire et le « background régional ». La foliation et les fractures ont été relevées de manière systématique.

L'interprétation des données orientées a été effectuées sur le logiciel libre d'accès Stereonet, développé sur les travaux de Allmendinger et al. 2012 et Cardozo et al. 2013. Les plans ont été projetés sur l'hémisphère inférieur d'un canevas de Wulff à partir des données obtenues des analyses ATV. Les pôles ont ensuite été calculés par le programme, permettant d'effectuer des contours de densité de pôles et de définir à partir des densités de pôles les plus importantes les familles de fractures (Fig. 5.5).

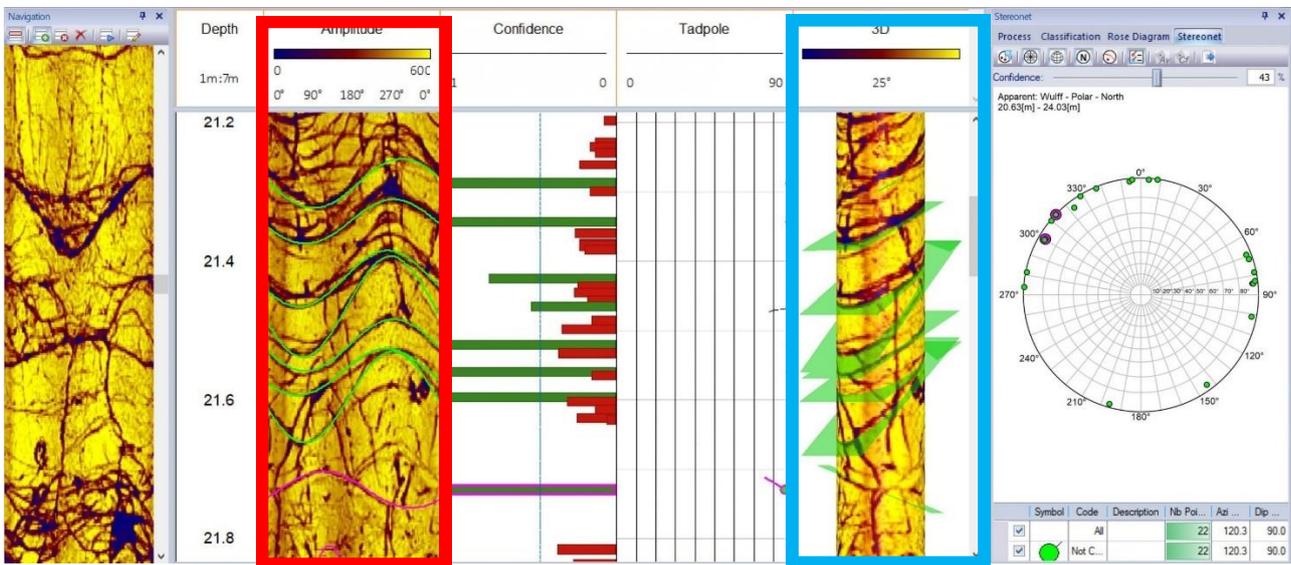


Figure 5.4 : Interface utilisateur du module ISI de WellCAD. L'encart bleu (à droite) est l'image en 3D du cylindre représentant les parois du sondage. Les plans de fractures y sont représentés par les plans verts. L'encart rouge (à gauche) montre la surface du cylindre en 2D. Les plans verts précédents y sont donc représentés par les sinusoides verts.

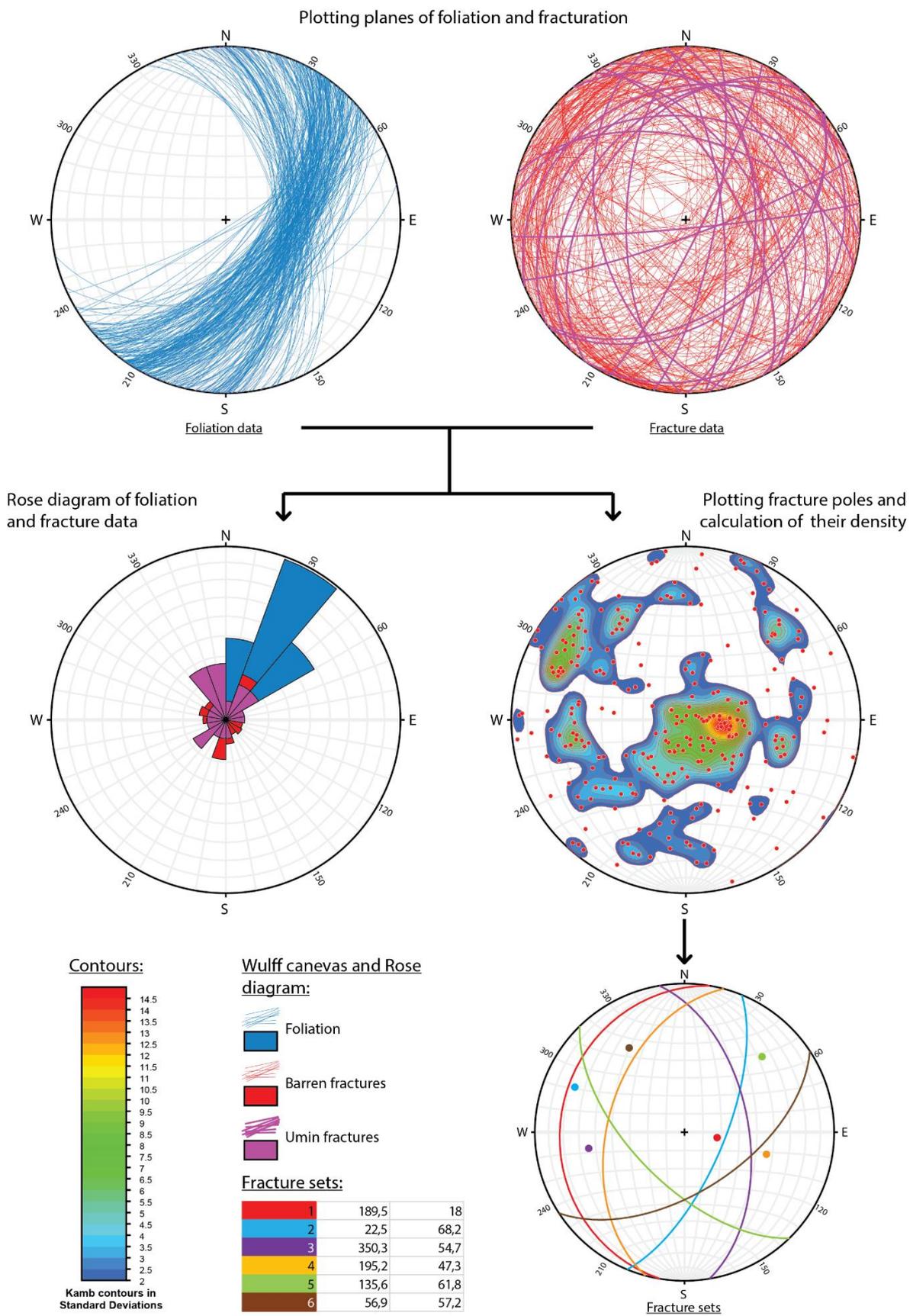


Figure 5.5 : Représentation des étapes d'analyses des données orientées sur canevas de Wulff avec le logiciel Stereonet.

### **3. Résultats**

#### a. Caractérisation structurale à l'échelle du permis par les données géophysiques

Une carte d'interprétation structurale à l'échelle du permis de Hook Lake a été réalisée sur la base des données de linéaments EM disponibles sur le site internet de la SGS (Fig. 5.6). L'étendue de cette carte est plus resserrée et représente un zoom par rapport à l'échelle de la carte structurale produite par Johnstone et al. (2021). L'interprétation (Fig. 5.6B) se base sur les linéaments magnétiques ainsi que sur les conducteurs électromagnétiques obtenus par VTEM (Fig. 5.6A).

L'organisation des linéaments géophysiques interprétés montre un réseau de segments de conducteurs EM, l'architecture globale étant caractérisée par de grands sigmoïdes de longueurs kilométriques orientés entre N050 et N060, formés par des linéaments orientés à N060 et d'une famille à N040, dans lesquels peuvent être identifiés des structures internes N020 à N030. Cette carte structurale interprétative est comparable à la carte régionale proposée par Johnstone et al. (2021). A la différence de ces auteurs, pour qui l'organisation des linéaments géophysiques attesterait d'une « méga-fabrique S/C », il semble préférable de décrire un système de structures anastomosées, caractérisé par des compartiments de forme sigmoïde, dont la mise en place est probablement favorisée par de forts contrastes de rhéologie dans le socle (avec possiblement des figures de boudinage d'échelle cartographique). Ce style structural est en accord avec la carte géologique du permis de Hook Lake présentée dans le chapitre 2, laquelle montre paquets lithologiques étirés et de direction ondulante, rappelant ainsi des figures de boudinage à échelle cartographique.

Si l'image du champ de déformation finie dans le socle (fabrique ductile) est relativement bien établie en grande partie grâce à la donnée géophysique, en revanche le manque de critères cinématiques observables en carotte limite l'interprétation du champ de contrainte responsable de la structure globale du socle dans l'ouest-Athabasca. Cela reste vrai aussi bien pour la pré-structuration (anté-bassin) que lors des réactivations cassantes synchrones ou postérieures à la mise en place du bassin.

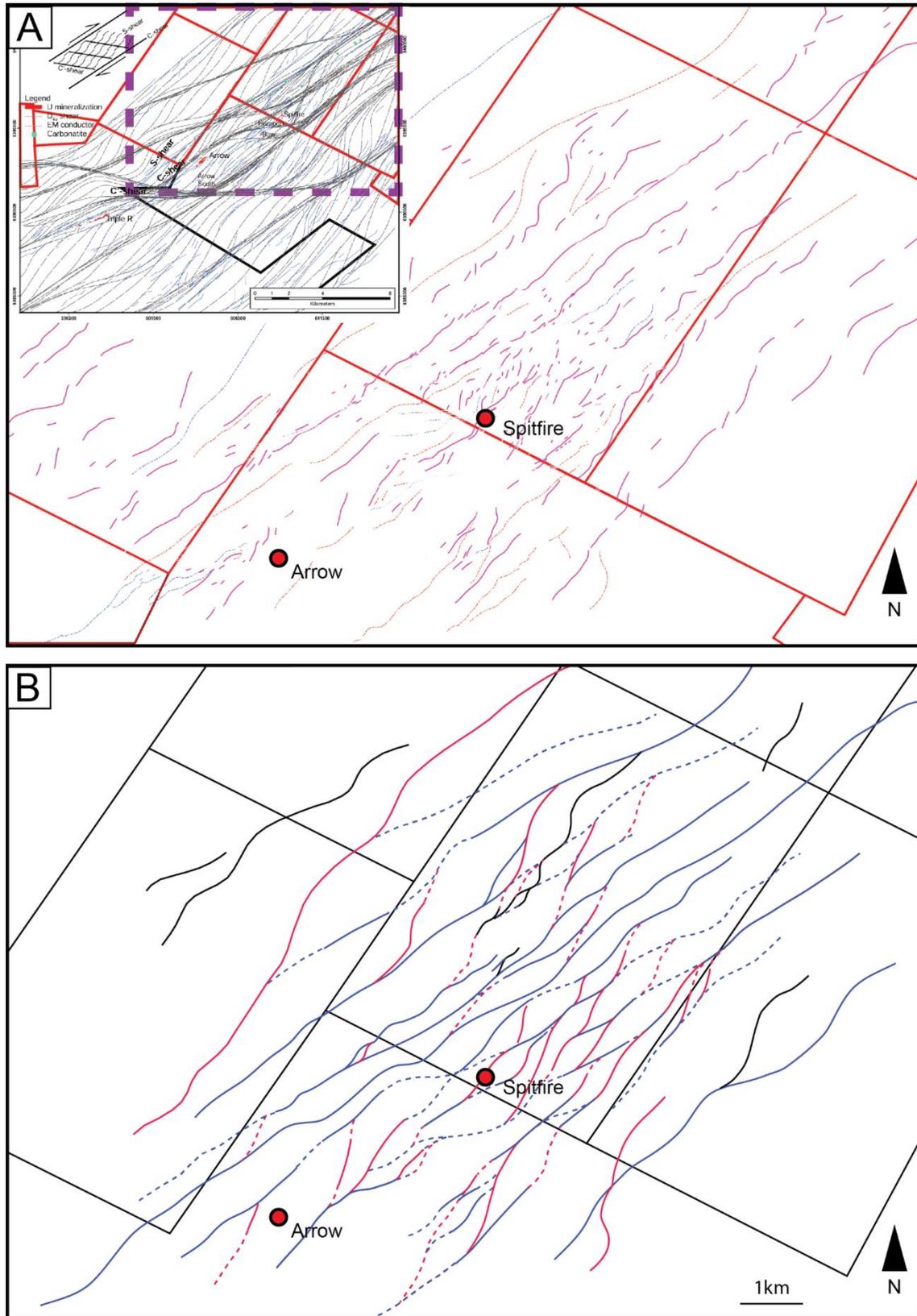


Figure 5.6 : A. La carte supérieure représente les linéaments tracés à partir des données géophysiques EM et VTEM sur Hook Lake. L'encart montre l'étendue des données par rapport aux travaux de Johnstone et al. 2021 (Fig. 5.3). B. La carte inférieure représente l'interprétation structurale du des linéaments EM et VTEM.

### b. Analyse de la foliation

Les roches du socle montrent une fabrique ductile (foliation) fortement marquée. La

foliation s'exprime par le développement d'une texture nématoblastique, soulignée par des rubans quartz-feldspathiques alternant avec des niveaux de phyllosilicates. Cette fabrique héritée de l'histoire métamorphique du socle génère des anisotropies mécaniques qui influent sur le développement de plans de fracturation. Il est donc nécessaire de contraindre les variations latérales de cette foliation (direction/pendage) avant de pouvoir travailler sur les sets de fractures mesurées.

La carte géologique de Spitfire montre une succession d'unités lithologiques subparallèles et d'orientation dominante NE-SO avec un pendage fort vers le SE, ponctuée par des changements de direction localisés, les foliations mesurées étant alors localement réorientées NNE-SSO à N-S (Fig. 5.7). Ces deux directions coïncident avec les directions interprétées des linéaments électromagnétiques présentés dans la figure 5.7.

Les données orientées de foliation obtenues sur les sondages réalisés au niveau de Spitfire montrent un éventail de directions allant du NNW-SSE (quasiment NS) au ENE-WSW avec un pendage moyen à fort (de 50° à 80° vers le SE) et plus localement faible (jusque 35°) (Fig. 5.7). Cette variation de direction n'est pas homogène à l'échelle du projet, et certains sondages ont une dispersion plus importante des valeurs de direction mesurées dans le socle que d'autres. Dans les intervalles des sondages minéralisés où se trouvent les oxydes d'uranium, la foliation est moins fluctuante, avec une direction mesurée de N0° à N45°. Deux sondages stériles en dehors de la zone de Spitfire ont été sélectionnés et étudiés à titre de comparaison. Ces sondages sont situés à 1km à l'Est et 3,5km au NE de Spitfire et les directions des foliations relevées montrent également une dispersion allant de NNW-SSE quasiment NS à ENE-WSW. Sur la carte de la figure 5.7, les diagrammes de Rose indiquant les fréquences relatives des directions de la foliation ont été reportés afin d'observer l'évolution des orientations le long de la des structures NE-SO (Fig. 5.7). L'utilisation de ces diagrammes permet de mettre en avant la direction de foliation dominante dans chaque sondage, et en les replaçant sur la carte géologique il est possible d'observer l'évolution des directions le long du conducteur. Les directions moyennes de foliation par sondage montrent de faibles changements d'orientation le long du conducteur, la foliation oscille entre N20 et N30 au niveau de Spitfire, alors que les deux sondages en dehors de cette zone montrent une direction moyenne de la foliation à N050.

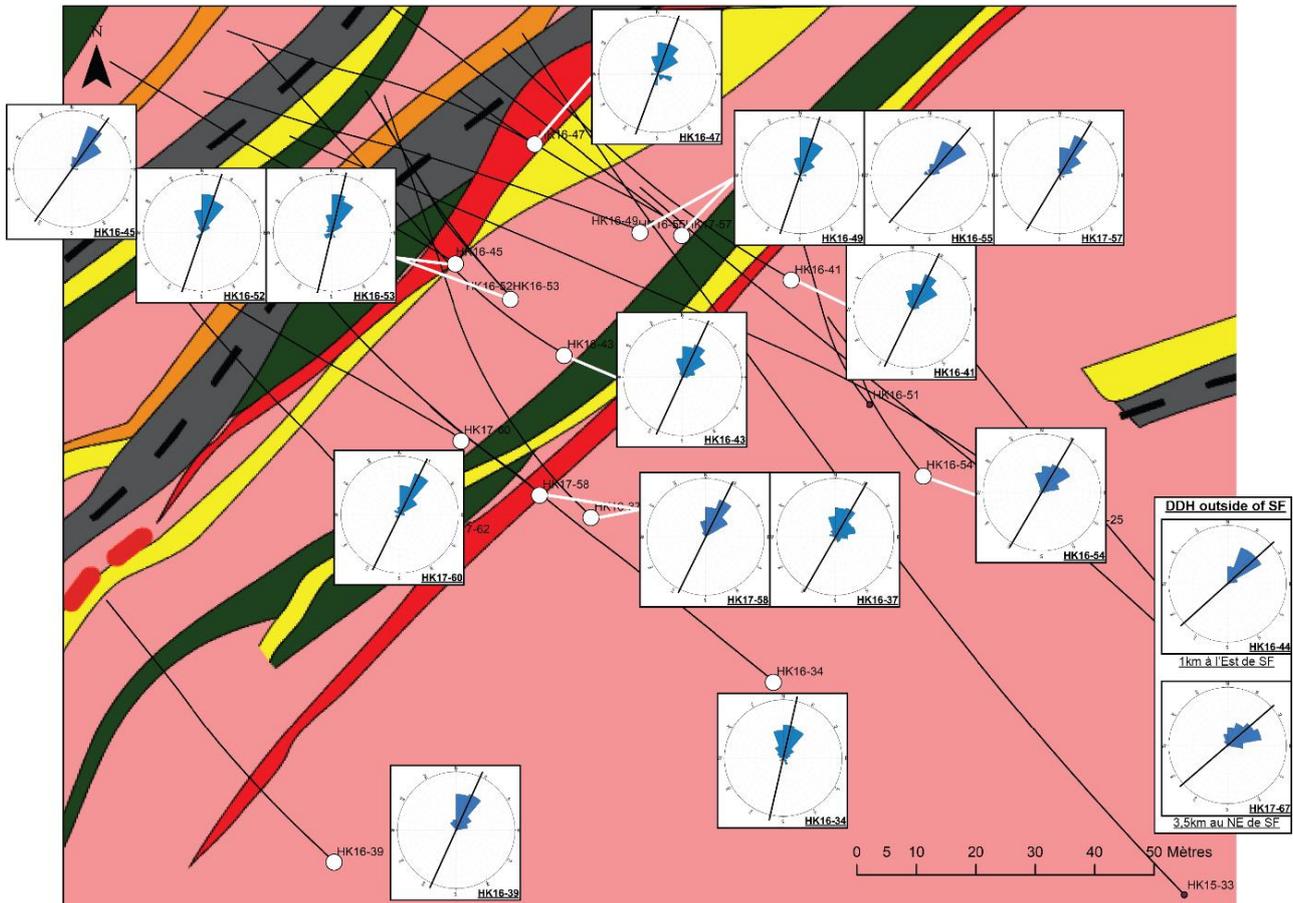


Figure 5.7 : Carte géologique de la zone de Spitfire sur laquelle sont reportées les diagrammes en Rose des foliations. Les traits noirs représentent la direction moyenne des foliations dans chaque sondage.

### c. Analyse de la fracturation

L'analyse de la fracturation se base sur les données de diagraphie obtenues en imagerie acoustique de paroi. Sur l'ensemble des sondages, seules les données d'imagerie de paroi ont été utilisées dans un souci d'homogénéité de la donnée. Les directions et pendages des fractures relevés le long des sondages balayent l'ensemble du canevas de Wulff. L'utilisation du diagramme de Rose permettant de représenter la fréquence relative des directions de fractures montre que dans chaque sondage, l'orientation de fractures la plus développée correspond à l'orientation de la foliation (Fig. 5.8).

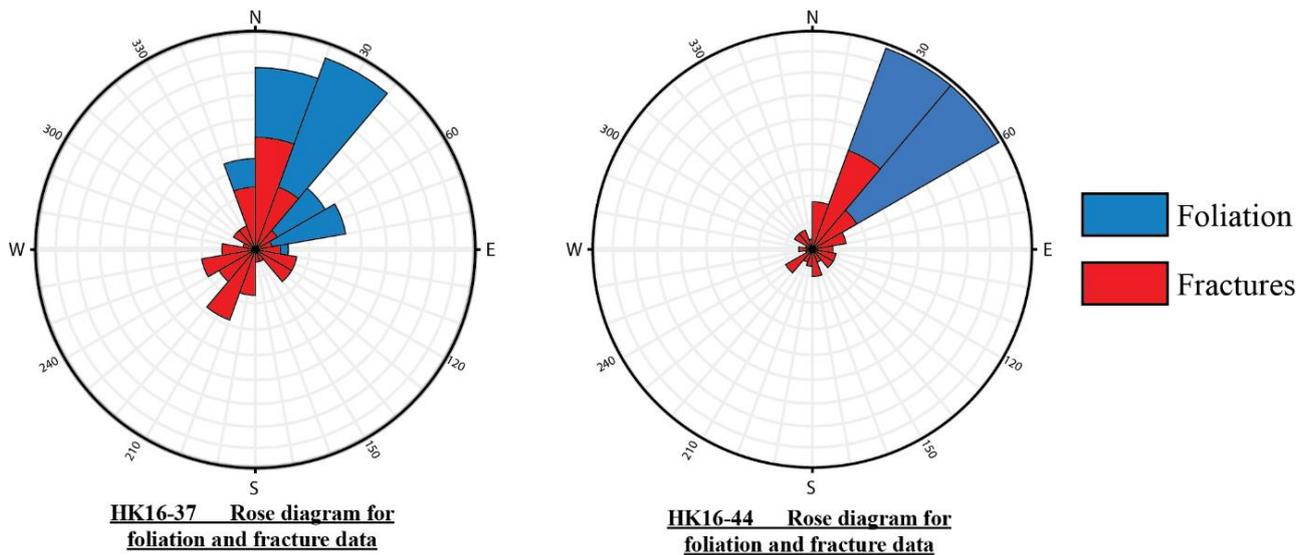


Figure 5.8 : Représentation en diagramme en Rose des fréquences de direction des foliations et fractures.

Afin de définir des familles de fractures, la technique du contour a été utilisée sur les pôles des plans de fractures représentés sur le stéréogramme (Fig. 5.5). Les contours permettent de visualiser les densités de point afin de définir des directions/pendages préférentiels. L'analyse de ces densités de fractures montre un milieu très fracturé comprenant des familles de fractures à orientation et pendage variés (Fig. 5.9). Les familles de fractures ont été définies pour chaque sondage, puis reportées sur le stéréogramme synthétique (Fig. 5.9). 17 familles ressortent de ces analyses pouvant être regroupés en 6 sets avec pour directions principales :

- Fractures de direction parallèles à la foliation et de même pendage ;
- Fractures de direction parallèles à la foliation et de pendage opposé ;
- Fractures de direction NE-ENE ;
- Fractures de direction EW ;
- Fractures de direction SE-ESE ;
- Fractures de direction SSE ;

L'ensemble des stéréogrammes pour chaque sondage est disponible en annexe. Certaines familles de fracture montrent des directions identiques avec des pendages opposés. Enfin, quatre familles montrent des pendages subhorizontaux.

	Strike	Dip	
	25	60	Fractures link to foliation
	205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
	235	70	NE Frac striking NW pendage fort
	36	9	Foliation // but almost horizontal
	295	11	ESE Frac striking NE pendage faible
	219	9	NE Frac striking NW pendage faible
	241	18	ENE Frac striking NW pendage faible
	92	68	Almost EW Frac striking S pendage fort
	83	23	Almost EW Frac striking S pendage faible
	261	43	Almost EW Frac striking N pendage fort
	282	36	Almost EW Frac striking N pendage faible
	297	62	ESE Frac striking NE pendage fort
	131	72	SE Frac striking SW pendage fort
	309	72	SE Frac striking NE pendage fort
	317	26	SE Frac striking NE pendage faible
	332	54	SSE Frac striking NE pendage faible à fort
	154	30	SSE Frac striking SW pendage faible

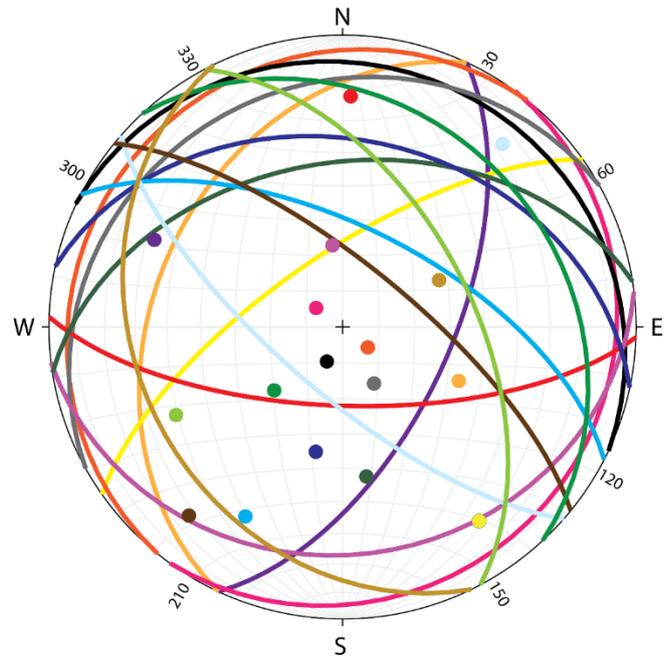


Figure 5.9 : Représentation sur l'hémisphère inférieur du canevas de Wulff des différentes familles de fractures avec leur direction et pendage moyen.

Parmi les sondages minéralisés étudiés, des mesures de fractures dans les intervalles minéralisés ont pu être effectuées pour sept sondages (HK16-41, HK16-43, HK16-45, HK16-47, HK16-55, HK16-57 et HK17-60). Les directions de ces fractures ont été reportées sur le stéréogramme suivant (Fig. 5.10). Les directions sont celles de la foliation pour les pendages SE et NW, les trois directions sub-EW aux pendages les plus forts, ainsi que la direction NNW-SSE pendage NE et SW.

L'utilisation du diagramme de Rose permettant de représenter la fréquence relative des directions de fractures montrent que dans chaque sondage, l'orientation de fracture la plus développée correspond à l'orientation de la foliation (Fig. 5.11). Du sud-ouest au nord-est, les directions de fractures (en dehors des directions parallèles à la foliation) évoluent de NW-SE à chaotique avec l'apparition de directions EW et ENE-WSW. Les sondages intersectant le cœur de la minéralisation montrent la plus grande variabilité de familles de fractures et correspondent à une orientation moyenne de la foliation plus redressée vers le N (Fig. 5.12).

Strike	Dip	
25	60	Fractures link to foliation
205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
92	68	Almost EW Frac striking S pendage fort
261	43	Almost EW Frac striking N pendage fort
282	36	Almost EW Frac striking N pendage faible
332	54	SSE Frac striking NE pendage faible à fort
154	30	SSE Frac striking SW pendage faible

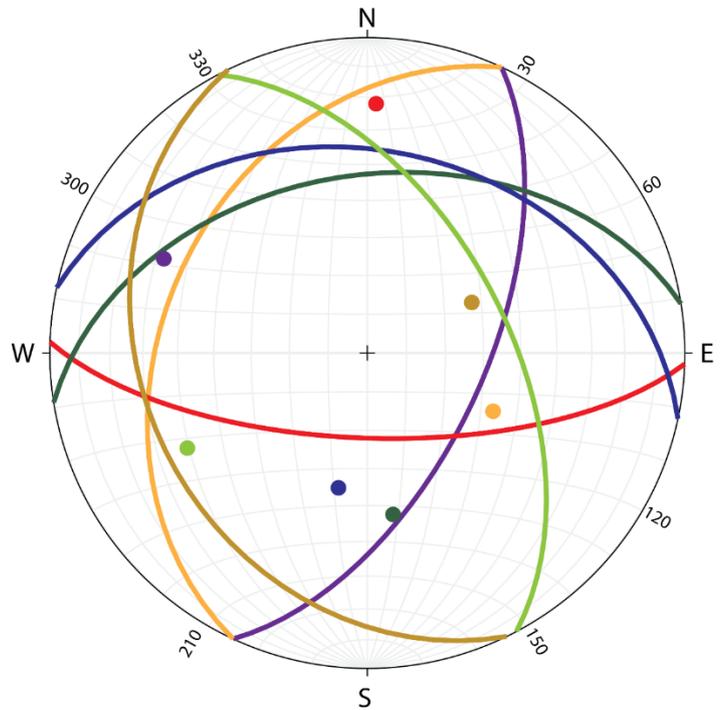


Figure 5.10 : Représentation sur l'hémisphère inférieur du canevas de Wulff des familles de fractures rencontrées dans les sondages minéralisés.

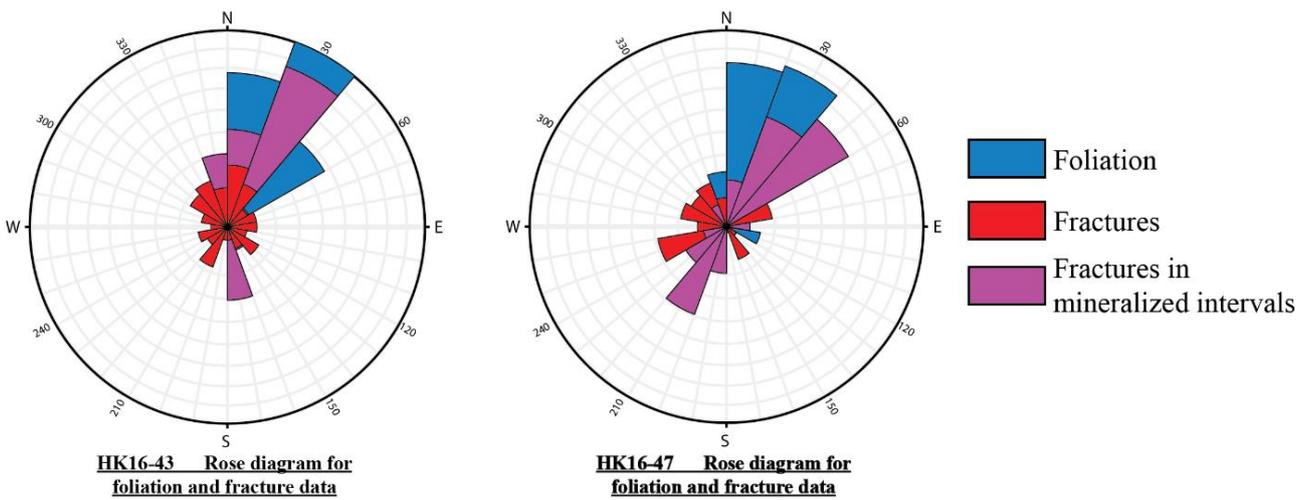


Figure 5.11 : Fréquences relatives des directions pour les foliations, les fractures en dehors de la zone minéralisée et les fractures dans les intervalles minéralisés.

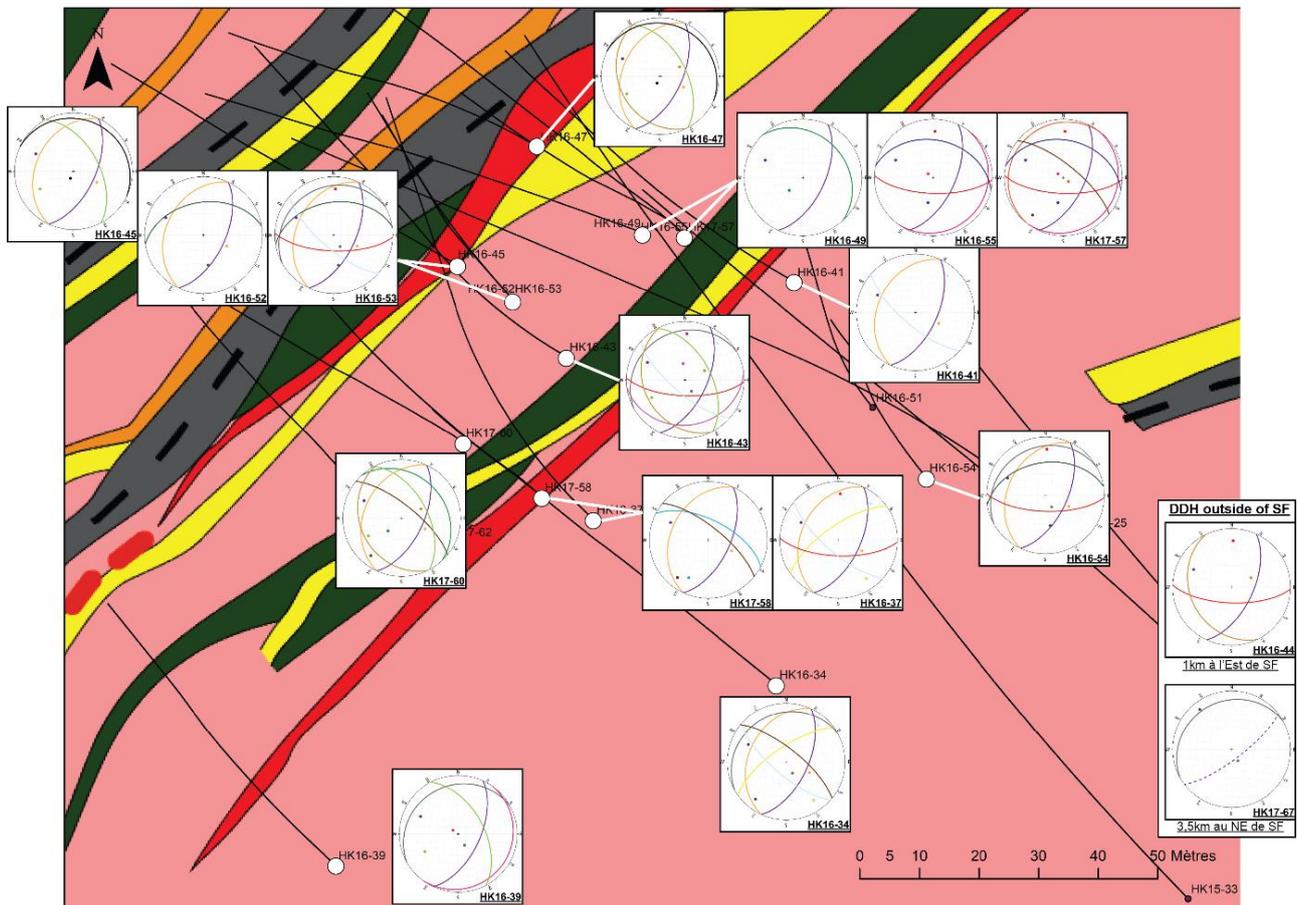


Figure 5.12 : Répartition des familles de fractures dans les différents sondages. Les plans moyens de chaque famille sont projetés sur l'hémisphère inférieur du canevas de Wulff.

Le tableau 1 montre la répartition des différentes familles de fracture par sondage et permet d'identifier les familles de fractures les plus répandues. Six familles de fractures se retrouvent dans au moins 5 des 17 sondages.

	HK16-34	HK16-37	HK16-39	HK16-41	HK16-43	HK16-44	HK16-45	HK16-47	HK16-49	HK16-52	HK16-53	HK16-54	HK16-55	HK17-57	HK17-58	HK17-60	HK17-67	Nbr DDH
Fractures link to foliation																		17
Antithetic to S1 pendage faible à modéré																		10
Foliation // but almost horizontal																		3
NE Frac striking NW pendage fort																		2
NE Frac striking NW pendage faible																		1
ENE Frac striking NW pendage faible																		6
Almost EW Frac striking S pendage fort																		7
Almost EW Frac striking S pendage faible																		1
Almost EW Frac striking N pendage fort																		3
Almost EW Frac striking N pendage faible																		2
ESE Frac striking NE pendage fort																		1
SE Frac striking SW pendage fort																		5
SE Frac striking NE pendage fort																		4
SE Frac striking NE pendage faible																		2
SSE Frac striking NE pendage faible à fort																		5
SSE Frac striking SW pendage faible																		4

Tableau 1 : Répartition des différentes familles de fractures par sondage.

Le même travail a été conduit sur les deux sondages stériles en dehors de Spitfire (HK16-44 et HK17-67). Encore une fois, une des directions principales est parallèle à la foliation, plus orientée NE (~N50 pour ces deux sondages) que dans la zone minéralisée. Parmi les autres familles de fracture observées dans ces deux sondages, on retrouve aussi les directions : EW à pendage fort vers le S, NNE à pendage faible vers le SW, ENE subhorizontale vers le NW. Cette dernière famille de fractures subhorizontales ENE est la seule présente en dehors de la zone minéralisée. Les autres familles de fractures subhorizontales se trouvent dans le cœur de Spitfire (HK16-45, HK16-47, HK16-55 et HK17-57). Le manque de données orientées acquises avec l'ATV en dehors des zones minéralisées permet seulement de suspecter avec notre approche une tendance à une variabilité de directions de fracture moins importante que dans les zones minéralisées.

#### **4. Discussion**

Les linéaments géophysiques indiquent que le socle est formé d'un ensemble de zones de cisaillement anastomosées formant des sigmoïdes d'échelles kilométriques et d'orientation NE-SO le long du PLC. Ces sigmoïdes sont fermées par des structures secondaires de direction oblique à la direction principale, oscillant de NNE-SSO à N-S. A une échelle plus locale, les données orientées récoltées le long des différents sondages dans le socle de Hook Lake renseignent sur les variations de détails de la direction et du pendage de la foliation métamorphique et des différentes familles de fractures. L'analyse de ces données orientées indiquent que la fabrique métamorphique est coplanaire avec une des directions préférentielles de fracturation. Bien que les données ne permettent pas de différencier les fractures stériles des objets minéralisés, la fracturation principale dans les zones minéralisées est comparable en direction/pendage à la fabrique métamorphique dans les mêmes intervalles, suggérant que les plans de foliation peuvent être réactivés par la tectonique cassante. De plus, même si les différentes familles de fracture montrent une grande variabilité de direction/pendage, celles-ci ne semblent pas jouer de rôle particulier dans le piégeage de l'uranium. Cependant, leur présence peut jouer un rôle positif dans le développement d'un réseau de circulation favorable au passage de fluide uranifère. Il semble d'ailleurs en observant le tableau 1 que les sondages minéralisés sont affectés par un nombre de famille de fractures plus important que les sondages stériles. Les fractures autres que la réactivation de la foliation ne sont donc pas les structures principales à rechercher. D'après les données orientées, il apparait que certaines directions possèdent des directions de pendage opposées. Ces fractures

forment des conjuguées et parmi les familles de fractures observées dans les zones minéralisées 4 d'entre elles (sur 7) forment deux systèmes conjugués, dont dans la direction de la foliation.

La formation de « tensile jogs » ou zones d'ouverture en tension (ouverture en « baïonnette ») a été décrite comme le mécanisme principal de création d'espace nécessaire à la mise en place des minéralisations d'uranium (Tourigny et al. 2007, Benedicto et al. 2021a et b, Hillacre et al. 2021, Johnstone et al. 2021). L'absence de données cinématiques associées aux données ATV ne permet pas de définir les champs de contrainte ayant produit la fracturation et en limite sa compréhension. Il n'est donc possible que de spéculer sur l'orientation de la contrainte principale à partir des résultats présentés précédemment. Les « tensile jogs » sont des structures secondaires en ouverture qui accompagnent le déplacement latéral entre deux segments d'une structure en échelon (Sibson 1987). Ces structures sont reconnues comme piège structural pour la mise en place de minéralisations de diverse nature comme l'or, l'étain, le cuivre, l'argent, l'uranium, etc... (e.g. Cox et al. 2001, Li et al. 2002, Tuduri et al. 2006, Wang et al. 2008, Hosseini-Dinani et al. 2015, Mohebi et al. 2015). Ce mode de piégeage est admis pour la mise en place des minéralisations d'uranium le long du PLC (Benedicto et al. 2021b, Johnstone et al. 2021). Concernant les modalités de développement de ces « tensile jogs », les avis diffèrent. Actuellement, deux modèles de réactivation ont été proposés. Le premier considère une réactivation lors d'un décrochement senestre (Benedicto et al. 2021b). Les auteurs ont établi que les plans de foliation minéralisés sont très similaires en orientation aux fractures minéralisées parallèles à la foliation (entre N040° et N060°) et ceux dans tous les intervalles litho-structuraux rencontrés (e.g. orthogneiss, phyllonite). La différence de direction entre les zones minéralisées (N025° en moyenne) et non minéralisées (environ N050°) avantagerait la réouverture des plans de foliation. Basé sur les observations de quelques données de stries le long de plans striés indiquant une cinématique décrochante senestre, les auteurs proposent au moins un épisode de compression N-S responsable de la réactivation en senestre de la foliation réorientée vers le N000°-N020°. Le deuxième scénario a été présenté dans l'introduction de ce mémoire et proposé par Johnstone et al. 2021, et propose une contrainte compressive de direction OSO-ENE basé sur leurs observations et le contexte structural établi par Ashton et al. (2009) au nord du bassin d'Athabasca. Peu avant le dépôt du Martin Group, le régime compressif E-O affectait toute la région (Ashton et al. 2009). Les analyses structurales sur le gisement d'Arrow concluent quant à elles à un système décrochant senestre (Hillacre et al. 2021) similaire à ce qui est proposé par Benedicto et al (2021b) à Spitfire.

L'absence de données cinématiques par la diagraphie acoustique (ATV) contraint donc à aborder les contraintes critiques pour le développement des structures d'un point de vue purement mécanique et théorique. L'héritage de Coulomb (17<sup>ème</sup> siècle) et Mohr (19<sup>ème</sup> siècle) en mécanique des roches nous informe que dans le cadre d'un milieu isotrope, les études en essai triaxiaux montrent qu'une rupture en compression s'effectue à 30° d'angle avec la contrainte principale. Dans le cadre d'un milieu anisotrope, une roche cède le long d'un plan de faiblesse si l'orientation de celui-ci par rapport au champ de contrainte est favorable (Fossen 2010). Une foliation orientée à 45° de la contrainte principale sera orientée de manière à recevoir la contrainte cisailante maximale. En observant le cercle de Mohr (Fig. 5.13), le cercle touche l'enveloppe de Coulomb de la fracturation **le long de la foliation** avant l'enveloppe de Coulomb de la fracturation **au travers de la foliation**.

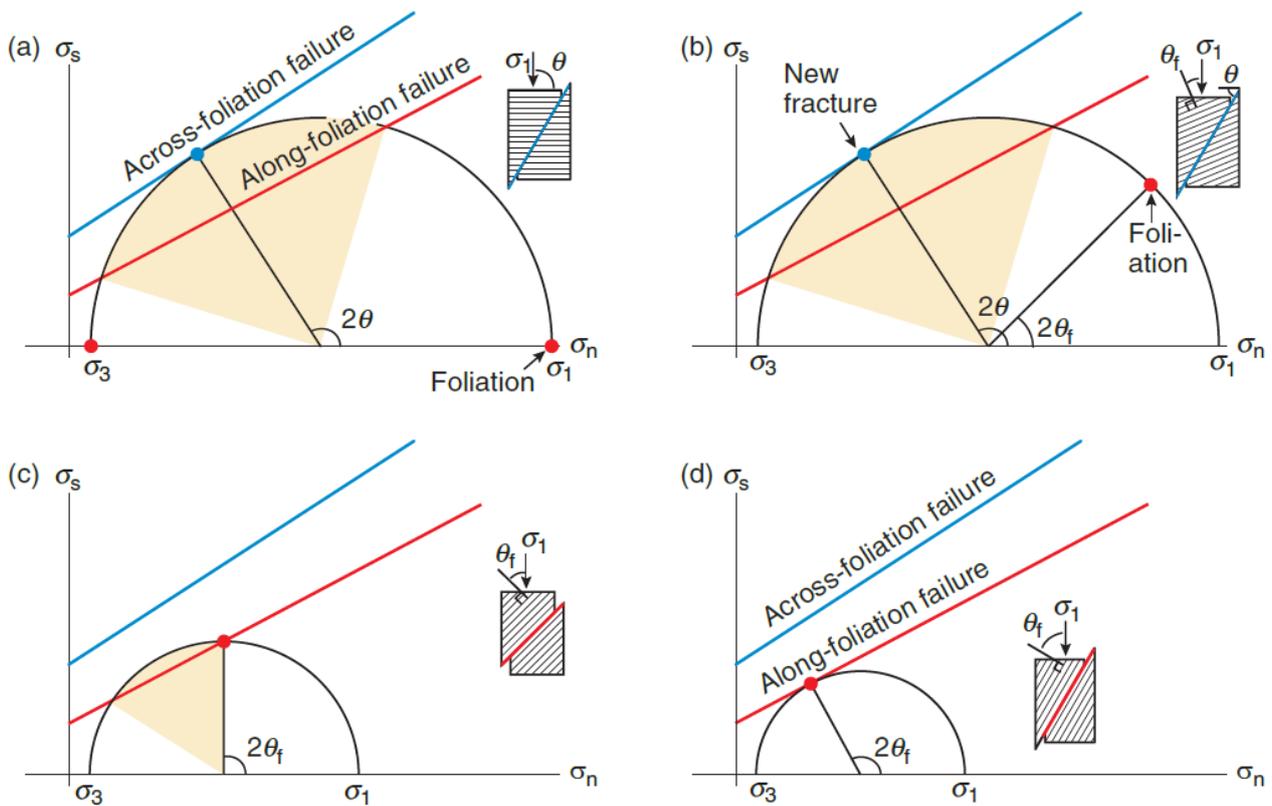


Figure 5.13 : Effet de l'orientation de la foliation sur la rupture, pour  $\sigma_3$  constant (Fossen 2010).

Dans le cadre des minéralisations uranifères de Spitfire, une ouverture en tension des structures orientées N025° s'expliquerait par un décrochement senestre des structures N050°. D'après les critères de fracturation de Mohr-Coulomb, la contrainte principale  $\sigma_1$  responsable de la formation des jogs aurait été orientée entre N335° et N005° (Fig. 5.14).

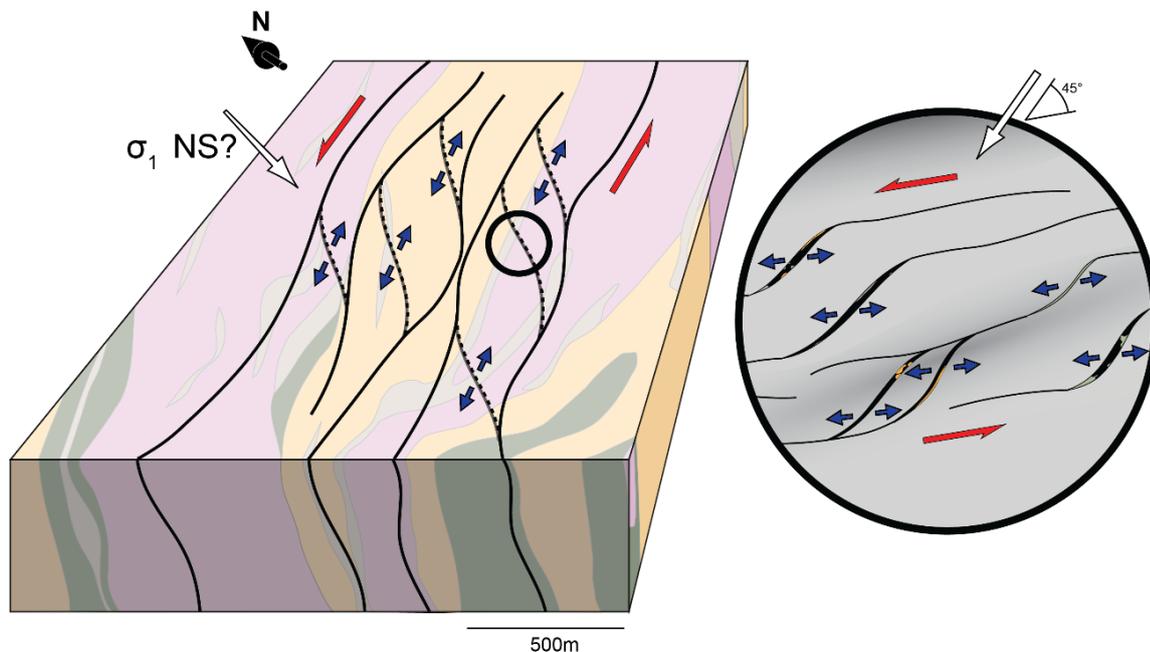


Figure 5.14 : Ouverture en tension lors par cisaillement senestre d'un système de structures ductiles héritées formées en cisaillement dextre le long des linéaments orientés ~N025, pour une contrainte  $\sigma_1$  NS.

## **5. Conclusion**

L'analyse systématique des données orientées de diaggraphie acoustique (ATV) a permis d'établir un lien fort entre la minéralisation et la foliation. En effet, la coïncidence entre la géométrie de la fabrique ductile et celle de la fracturation, notamment dans les zones minéralisées, indique que la majorité des fractures sont le produit d'une réouverture de la foliation lors d'un ou plusieurs épisodes de déformation cassante. Les autres familles de fractures sont moins représentées et sont d'importance mineure, y compris dans la mise en place des minéralisations uranifères. C'est donc l'anisotropie de la fabrique ductile du socle, héritée de stades de déformation pré-Athabasca, qui va contrôler au premier ordre le développement d'une porosité de fracture qui sera percolée par les solutions minéralisatrices et dans laquelle viendront se piéger des oxydes d'uranium. Imager l'architecture du socle a été possible par l'étude des données géophysiques ainsi que par l'analyse des données orientées obtenues lors des sondages. Les linéaments EM font ressortir deux directions principales N050 et N025 dont la première semble correspondre aux segments non minéralisés alors que la deuxième correspond aux directions de foliation et fracturation observées au niveau des minéralisations. L'ATV ne permettant que de manière indirecte d'obtenir des données cinématiques (sens de recoupement entre fractures projeté en 3D), l'absence d'information pousse à aborder la question des contraintes d'un point de vue mécanique et théorique. La proposition d'une contrainte NS est cohérente avec le développement de jogs orientés N025 par des glissements le long des structures N050.



**Chapitre 6 : Caractérisation des zones  
de cisaillement minéralisées en  
uranium, identification des  
mécanismes de réactivation et de  
création d'une porosité secondaire**

## **1. Préambule**

Ce chapitre décrit à l'échelle microscopique les mécanismes géologiques responsables du développement des structures décrites sur carotte et associées à la mise en place de minéralisation uranifères. Cette étude multi-échelle intègre l'analyse de structures sur les sondages et les observations de pétrographie/microstructurale sur lames minces et est publiée dans le numéro spécial « A new unconformity-related uranium district: the Patterson Lake Corridor, Athabasca Basin Canada » du journal *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. Il est montré dans cette publication que le réseau de porosité au travers duquel se met en place la minéralisation uranifère est le résultat d'une longue préparation du socle au travers de différentes étapes de déformation et d'altération durant l'histoire métamorphique et syn- dépôt du bassin. La localisation de la déformation cisailante en contexte ductile et exprimée par le développement de zone de cisaillement anastomosée, entraîne un profond changement des rhéologies et le développement de zone de faiblesse qui localiseront les réactivations dans le domaine cassant. Ce chapitre, au travers de l'article, illustre pour la première fois à la micro-échelle comment se forme dans le socle sous le bassin d'Athabasca un réseau de porosité fertile. Le contrôle structural fort exercé sur les minéralisations uranifères est le produit des superpositions successives dans une zone de cisaillement de plusieurs dizaines de mètres de large d'épisodes de déformation, d'altération et de dissolution. Les relations de recoupement observées en pétrographie montrent que la minéralisation uranifère se met en place dans un réseau de porosité mature en réutilisant les structures existantes plutôt qu'accompagner la formation de nouvelles structures. Les intervalles mylonitiques et très altérés sur lesquels s'imprime une zone de fracturation fragile montrent donc un fort potentiel minéralisateur.

<https://doi.org/10.1144/geochem2020-082>

# Reactivation mechanisms and related-porosity enhancement of shear zones in context of basement-hosted uranium mineralization: case of the Spitfire discovery in the Patterson Lake corridor, Canada.

Reactivation mechanisms of shear zones

Maher Abdelrazek<sup>1\*</sup>, Antonio Benedicto<sup>1</sup>, Olivier Gerbaud<sup>2</sup>, Patrick Ledru<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*GEOPS, UMR 8148, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France*

<sup>2</sup>*Orano, 92320 Châtillon, France*

<sup>3</sup>*Université Lorraine, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France*

*Correspondence: maher.abdelrazek@universite-paris-saclay.fr*

## Abstract

Uranium mineralization in the Patterson Lake corridor (southwestern Churchill province, Canada) is hosted in the metamorphosed Paleoproterozoic basement covered to the North by the flat-lying sandstone formations of the Athabasca Basin. The mineralization is exclusively contained within inherited ductile structures that were reactivated under a brittle regime. Petrographic and micro-structural studies of drill core samples from the Spitfire discovery (Hook Lake Project) reveal the linkages between structural evolution of the basement, alteration and mineralization. During basement exhumation, localization of non-coaxial deformation led to the formation of a large anastomosing shear zone system made of mylonitic rocks. Strain localization associated with fluid circulation induced strong mineralogical and rheological changes, forming discontinuities in mechanical anisotropy. During and post-deposition of the Athabasca Basin after 1.80 Ga, these zones of anisotropy localized brittle reactivation, expressed by a network of micro-fractures later amplified by dissolution processes which enhanced porosity later filled with phyllosilicates and uranium oxides. Crosscutting relationships between alteration minerals and structures indicate that fluid circulation was active after the basement exhumation. Uranium-bearing fluids moved through the network of micro-fractures. As shown for the Spitfire prospect, fertile structures in the basement below the Athabasca Basin have a combined poly-phase structural and alteration history during which development of ductile shear zones followed by brittle reactivation and dissolution processes led to the formation of superimposed shear and damaged zones in which uranium orebodies are located.

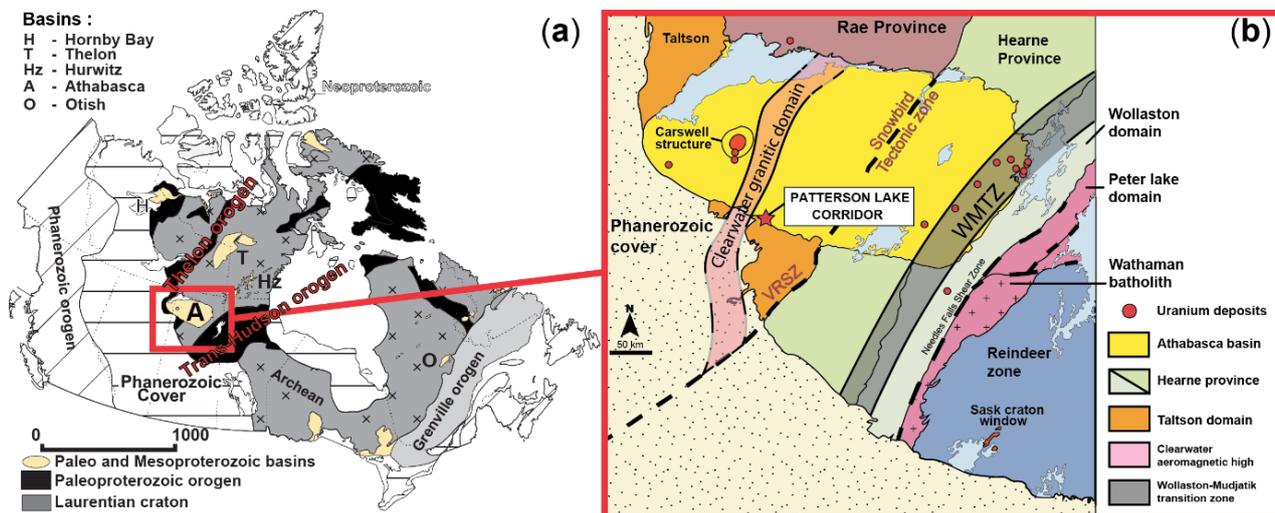
**Keywords:** Basement-hosted uranium deposit, Patterson Lake corridor, shear zone reactivation,

## INTRODUCTION

Shear zones are structures formed by the localization of strain in the ductile regime that can be defined by their width, geometry, displacement, and the associated deformation mechanisms (Sibson 1977; Fossen 2016; Fossen & Cavalcante 2017). Development of mylonitic shear zones during exhumation is well documented in relation to the ductile-brittle transition (Scholz 1988; Rolland *et al.* 2009; Frost *et al.* 2011; Papeschi *et al.* 2018). Shear zones can be zones of weakness able to localize the deformation at multiple tectonic reactivation stages under different deformation regimes (D'lemos *et al.* 1997; Holdsworth *et al.* 1997; Holdsworth *et al.* 2001; Torgersen *et al.* 2014; Salomon *et al.* 2015). Understanding how shear zones are reactivated is of primary importance in areas such as reservoir mechanics, geological storage, and risk assessment (Skyttä & Torvela 2018). Reactivation of crustal structures is also an essential part in the genesis of ore deposits such as orogenic gold (Kolb *et al.* 2004; Kolb 2008; Groves *et al.* 2018) and in the formation of world-class unconformity-associated uranium deposits (Jefferson *et al.* 2007).

Structural controls on the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin (Canada) (Fig. 1a) have been recognized since the discovery of the Rabbit Lake deposits in the 1960s (Hoeve & Sibald 1978). In these models, post-Athabasca Basin faults act as conduits for basin-derived mineralizing brines driven by thermal or tectonic events (Hoeve & Quirt 1987; Jefferson *et al.* 2007; Mercadier *et al.* 2011; Li *et al.* 2018; Martz *et al.* 2019).

As an expression of unconformity-related uranium deposits, basement-hosted mineralization is well known in both the western and the eastern sectors of the Athabasca Basin (Fig. 1b) (e.g. Sue C deposits, Millennium, Eagle Point, Rabbit Lake, McArthur River, Key Lake, P-Patch, Centennial and Shea Creek (Hoeve & Sibald 1978; McGill *et al.* 1993; Tourigny *et al.* 2007; Harvey & Bethune 2007; Cloutier *et al.* 2009; Mercadier *et al.* 2011; Reid *et al.* 2014). Such mineralization is commonly associated with the brittle reactivation of inherited basement ductile and ductile-brittle shear zones (Jefferson *et al.* 2007; Tourigny *et al.* 2007) that created newly formed fracture and micro-fracture networks, along with increased ability of these shear zones to be percolated by fluids. In this model, uranium-bearing fluids/brines circulation occurred within basement reactivated fault zones acting as preferred conduits/channels (Hoeve & Quirt 1987; Baudemont & Pacquet 1996; Jefferson *et al.* 2007; Li *et al.* 2018).



**Fig. 1. (a)** Map of the Northern American craton showing the location of the Athabasca Basin (modified from Jefferson *et al.* 2007).

The first studies about uranium mineralization in the Patterson Lake corridor (PLC) revealed information about the structural context associated with development of basement shear zone anastomosing systems. Card & Noll's (2016) pioneering research in the PLC suggested that rheological contrasts between altered rocks and silicified areas within inherited shear zones allowed for the localization of later ductile-brittle and brittle deformation, forming favourable pathways for fluid circulation.

Regarding the PLC uranium occurrences, the interpretation of the regional field stress direction and kinematics of regional structures during the mineralization event(s) remain contentious. Initial studies proposed that left-lateral strike-slip brittle reactivation of inherited ductile shear zones created the necessary structural traps (Hillacre *et al.* 2017, 2021; Benedicto *et al.* 2017; Hillacre 2018; Benedicto *et al.* 2021a). Hillacre *et al.* (2021) interpreted a sinistral strike-slip fault system with subsidiary Riedel structures on the Rook I property (NexGen Energy Ltd.), whereas Benedicto *et al.* (2021a) interpreted dilational jogs related to left-lateral strike-slip faults on the Hook Lake property (Purepoint Uranium Group Inc.) involving the reworking of pre-existing basement structures. In both models, the dominant process forming structural traps/conduits is the opening of dilational fault jogs to form meso-scale structural traps; opening dilation jogs favours uranium precipitation during the brittle reactivation of some early ductile structures.

In such geological context, it is important to characterize microstructures, alteration minerals and their textural relations in zones of dilatancy within these reactivated shear zones. Looking at geological parameters that may have created porosity and permeability networks is of

major importance in various fields of geosciences such as oil reservoir geology, mineral resource geology and geothermal energy (Pittman 1979; Kolb *et al.* 2004; Surma & Géraud 2003). Moreover, the massive, high-grade uranium orebodies recognized along the PLC corridor (indicated mineral resources estimated for Arrow and Triple R are 256.6 Mlb U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> and 102.4 Mlb U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, respectively; O'Hara *et al.* 2018; Cox *et al.* 2019) and their apparent physical disconnection from the Athabasca Basin highlights the need for understanding what characterizes the fertile permeability network and how it developed to favour creation of the basement-hosted deposits.

The first objective of this study is to characterize the basement rocks, deformation style and structures that host the Spitfire mineralization. The second objective is to decipher the brittle mechanisms responsible for the reactivation of earlier ductile structures and the development deformation-enhanced porosity, which facilitated the circulation of mineralizing fluids and the precipitation of high-grade uranium ore zones. This work is based on detailed structural and petrographic observations of a series of drill-core samples collected from recent exploration campaigns (2016 to 2018).

## **GEOLOGICAL CONTEXT**

Recent exploration in the western part of the Athabasca Basin has led to the discovery of new uranium district known as the Patterson Lake corridor (PLC). From SW to NE, the uranium district of the PLC includes (Fig. 2): (i) the Triple R deposit in the Patterson Lake South project (Fission Uranium Corp.), (ii) the Arrow deposit (Rook I project, held by NexGen Energy Ltd.) and (iii) the Spitfire prospect (Hook Lake project, operated by Purepoint Uranium Group Inc.).

Uranium mineralization discovered to date along the PLC is exclusively hosted within deeply rooted structures within basement metamorphic rocks that are unconformably overlain by sandstones of the Athabasca Supergroup (Card & Noll 2016).

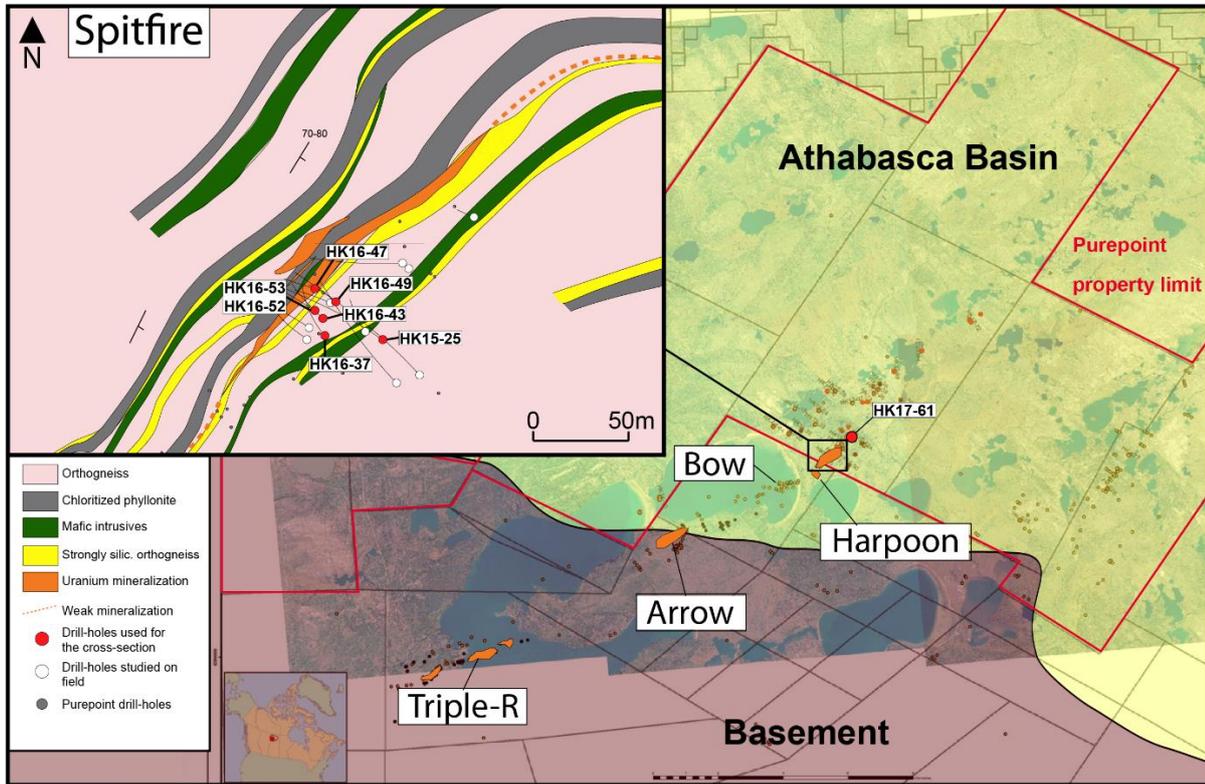
### Regional geology

The Patterson Lake corridor (PLC) is a NE-trending, highly strained zone within the Taltson Domain that extends from the eastern border of the granitic Clearwater Domain to the southern border of the Athabasca Basin and plunges to the north beneath the Athabasca sandstone (Fig. 1b). The Taltson Domain forms the southernmost part of the exposed Rae craton of Laurentia (Hoffman 1988; Card *et al.* 2007; Card *et al.* 2014) and is truncated to the east by the Virgin River shear zone. This part of the Canadian Shield comprises Archean to Paleoproterozoic orthogneiss derived from diorite, quartz-diorite and quartz-monzodiorite, intruded by ultramafic bodies and by the Clearwater granitic suite (Card & Noll 2016). The Taltson Domain is composed of several units of

different ages. The oldest rocks belong to the Taltson basement complex, which is dominated by Mesoproterozoic to Paleoproterozoic metagranitoid rocks (McNicoll *et al.* 2000; Stern *et al.* 2003; Card *et al.* 2014). The older components of this complex were metamorphosed to upper amphibolite and granulite facies and intruded by plutons between *c.* 2.5 and 2.3 Ga during the early Paleoproterozoic Arrowsmith orogeny (Hartlaub *et al.* 2007; Berman *et al.* 2013; Card *et al.* 2014), whose effects are still poorly understood. The Taltson basement complex was subsequently intruded by the Clearwater anorthositic complex at 2.11 Ga (Card *et al.* 2018b), which may mark the initiation of rifting of the Rae craton from an antecedent landmass, Nunavutia (Pehrsson *et al.* 2013). All these basement rocks were affected by the Taltson orogeny between 2.0 Ga and 1.9 Ga, marked by the emplacement of I-type plutons in the Taltson basement complex between 1.985 Ga and 1.97 Ga and another high-grade metamorphic cycle that peaked between 1.94 Ga and 1.93 Ga (Stern *et al.* 2003). These I-type plutons are in continuity with the Taltson magmatic zone to the north (Bostock & van Breemen 1994; McDonough *et al.* 2000) and have been variably interpreted as related to a continental magmatic arc (Hoffman 1988; Card *et al.* 2014) or an interior belt of crustally derived granites (Chacko *et al.* 2000). The Clearwater Domain bordering the western side of the PLC is defined by a combined magnetic high and gravity low trend associated with a buried domain comprised of voluminous *c.* 1.84 Ga granitic intrusions (Stern *et al.* 2003; Card 2018). Initiation of sedimentation of the Athabasca Supergroup sandstones started after *c.* 1.80 Ga (Rainbird *et al.* 2005) following thermal relaxation of the Churchill province, creating a profound unconformity with the underlying crystalline basement rocks.

### Local Geology

The Patterson Lake corridor is a 30 km long, 5 to 8 km wide NE-trending belt of steeply dipping, strongly sheared crystalline rocks that plunges to the north beneath the non-deformed sedimentary units of the Athabasca Basin (Card *et al.* 2014; Card & Noll 2016; Card 2017; Johnstone *et al.* 2019, 2021) (Figs. 1b, 2).



**Fig. 2.** Geological map of the Spitfire prospect at 250 masl at the top left corner, modified from Purepoint Uranium Group (unpublished). Location of the prospect in the PLC is visible in the main map (modified after an Orano Mining document). Location of the studied drillholes in this work is reported. Ore zones have been modelled with a cutoff grade of 500ppm  $U_2O_8$ .

While these rocks have been described as ‘mylonitic’, the nature of the protolith has been intensely debated (Card & Noll 2016; Card 2017, 2020). For example, these rocks were initially proposed to be derived from a sedimentary protolith (i.e. pelitic composition) by analogy with strongly foliated basement rocks known in the eastern part of the Athabasca Basin (Purepoint Uranium Group Inc., 2014) that contain abundant phyllosilicates and graphite enriched layers. However, Card & Noll (2016) and Card (2017, 2020) have since convincingly demonstrated that these characteristics are likely the product of the intense alteration of metaplutonic rocks improperly termed ‘pseudopelite’. Where better preserved, outside the zones of high strain, most of the orthogneiss has an intermediate composition (mainly quartz-diorite to diorite) and record mineral assemblages indicating metamorphic conditions estimated from upper amphibolite- to granulite-facies (Card *et al.* 2007, 2014; Card 2021).

Along with the orthogneiss, two main families of dykes occur in the district. Metamafic to meta-ultramafic dykes are the most common in the PLC. Card (2018) interpreted these dykes as mafic intrusive bodies transposed nearly parallel to regional gneissosity on the basis of preserved contacts that are oblique to foliation in the wall rocks. The dominant alteration of these dykes is chloritic and the most pristine samples show that clinopyroxene is the dominant mineral (Card

2018). The second type of dykes are pegmatite or leucosyenite with abundant coarse-grained feldspar and crosscut the gneissic fabric (Card 2018, 2020). The feldspars are partially replaced by secondary biotite and blue quartz, resulting in the formation of a biotite-quartz-feldspar rock that is granitic in composition.

Card (2018, 2020) also describes a suite of alkaline rocks and proposes the term Patterson Lake Alkaline Intrusive Complex (PLaIC) for this suite of rocks. The PLaIC rocks are amphibole syenite, clinopyroxene syenite, clinopyroxenite and dykes of carbonatites that intrude the country orthogneiss (Card & Noll 2016; Card 2018). They are accompanied by fenitized zones produced from alkali metasomatism, coinciding with highly deformed zones of ductile deformation that probably acted as preferred conduits for channelling alkaline magmas (Card 2018). The alkaline igneous rocks and carbonatite dykes could be an indicator of a rifting event (Berger *et al.* 2009) at a crustal-scale boundary and support a deep-seated nature of the structures (Card 2018).

The main NNE-trending, subvertical metamorphic foliation in the PLC does not reflect the initial foliation geometry in the Taltson Domain but rather has been acquired through multiple stages of deformation (Hillacre *et al.* 2021; Johnstone *et al.* 2021). The PLC is localized along the eastern limb of a regional NNE-trending fold (Card 2016; Johnstone *et al.* 2019, 2021) which was progressively tightened and sheared, with the transposition of older metamorphic fabrics during the development of younger regional shear zones (i.e. Snowbird tectonic zone, Charles Lake shear zone, Virgin River shear zone) (Card *et al.* 2014, Johnstone *et al.* 2021). The oldest fabric S1 is overprinted by a D2 deformation associated with F2 isoclinal folds of Taltson age (1.94–1.92 Ga) that results in shallow-dipping NNE gneissosity of the Taltson region referred as the S1-S2 gneissosity (Card *et al.* 2003, 2007, 2014; Card 2016). The composite fabric was transposed and folded by the activity of the Virgin River Shear zone (VRSZ) during the Snowbird orogeny, developing NE-striking F3 folds (Card *et al.* 2007; Card 2009, 2016).

### Geological settings of the Hook Lake project and Spitfire uranium orebody

The Hook Lake Project hosts the Spitfire uranium prospect, which currently is the only mineralization recognized in the PLC to be totally within the present-day margin of the Athabasca Basin (around 10m of the Athabasca Supergroup sandstones). The uranium mineralization is best represented by a ~10 m interval intersection grading 10.3 wt.% U<sub>3</sub>O, including 53.3 wt.% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> over 1.3 m (Purepoint Uranium Group Inc. 2016). The mineralized zone comprises several lenses of high-grade uranium mineralization completely hosted in basement rocks, within reactivated parts of NE-trending anastomosing ductile shear zones that records a complex alteration history (Card & Noll 2016; Benedicto *et al.* 2017; Abdelrazek *et al.* 2019; Benedicto *et al.* 2021a). In the vicinity of this

prospect, unit contacts and subparallel foliation in basement gneisses below the unconformity strike broadly NE, dip between 55°E to almost sub-vertical based on the observations of Card & Noll (2016), Card (2017) and structural studies by Benedicto et al. (2021a).

The orthogneisses were affected by a corridor-scale pervasive silicification that likely happened around 1.9 Ga (Card 2021), characterized by the presence of a blue-to-blue-grey quartz that shows plastic flow textures observed in thin section (Card 2021). Several generations of quartz veins crosscut the pervasive silicification (Rabiei et al. 2019; 2021) ranging from pre- to syn- and post-mineralization. Fluid inclusion studies of those veins indicate low-salinity fluids for pre-mineralization stages and high-salinity fluids for syn- and post-mineralization stages (with NaCl and CaCl<sub>2</sub>-dominated brines) (Rabiei et al. 2019; 2021).

Mafic and ultramafic dykes ductily strained and affected by strong chloritization turned to chlorite-schists (Card 2017, 2020). The combined effect of silicification and chloritic alteration observed in different parts of the PLC must have generated higher rheological contrasts favouring the localization for further deformations (Card & Noll 2016; Card 2017). The presence of graphite and iron sulphides has been reported in ductile to brittle structures, as well as in lithological contacts showing strong contrasts of competency (Card 2021). Crosscutting relationships indicate that graphite post-dates the Q3 quartz of Rabiei et al. (2019, 2021), interpreted as pre-uranium mineralization, in accordance with Hillacre et al. (2021) for the Arrow deposit (located 5 km SE of Spitfire).

Spitfire mineralization occurs in the form of lenses with the largest volume and highest ore grades hosted within a chlorite-schist unit at the contact between this unit and the footwall orthogneiss. These lenses are broadly parallel to the host-rock fabric in which the foliation appears to straighten from NE-SW to NNE-SSW and the dip shallows (less than 65°) (Benedicto et al. 2021a). These changes in direction and dip were interpreted by Benedicto et al. (2021a) as local bends derived from the shear zone ductile fabric, favourable to the opening of dilational jogs during brittle reactivation stages.

## **METHODOLOGY AND SAMPLING**

This study examines basement rock samples from inclined diamond exploration drill holes. Classical macro-structural analysis was performed and complemented by thin section petro-structural analysis in order to characterize the deformation at micro-scale, as well as the textural assemblages related with alteration minerals. A suite of representative samples was collected from both mineralized and barren intervals, covering various degrees of deformation and alteration. In

parallel, the analysis of structural oriented measurements acquired directly on drill core with a goniometer and, for some selected intervals, BHTV data (BHTV probe: borehole acoustic televiewer – or ATV). The BHTV/ATV data was processed and interpreted using the Image and Structure Interpretation (ISI) workspace in WellCAD™ and following the guidance from Benedicto *et al.* (2021b).

Seven inclined diamond drill-holes intersecting the Spitfire mineralization were examined in this study (HK15-25, HK16-37, HK16-43, HK16-47, HK16-49, HK16-52, HK16-53, fig. 2). A complementary non-mineralized drill hole (HK17-61) located 1 km NE of the Spitfire prospect along the main PLC trend was also studied. The latter is situated away from the Spitfire prospect to compare relationships both inside and outside of the mineralized zone. Twenty-eight mineralized and twenty-nine non-mineralized samples from the Spitfire prospect and from drill hole HK17-61 were selected for the petro-structural macro and microscopic study.

Micro-structural and petrographic studies were performed with a transmitted and reflected light microscope at the GEOPS UMR (Université Paris-Saclay, France), and was supplemented by scanning electron microscopy using a ZEISS Supra 55 VP at the IStEP UMR (Sorbonne Université, Paris, France).

## **RESULTS**

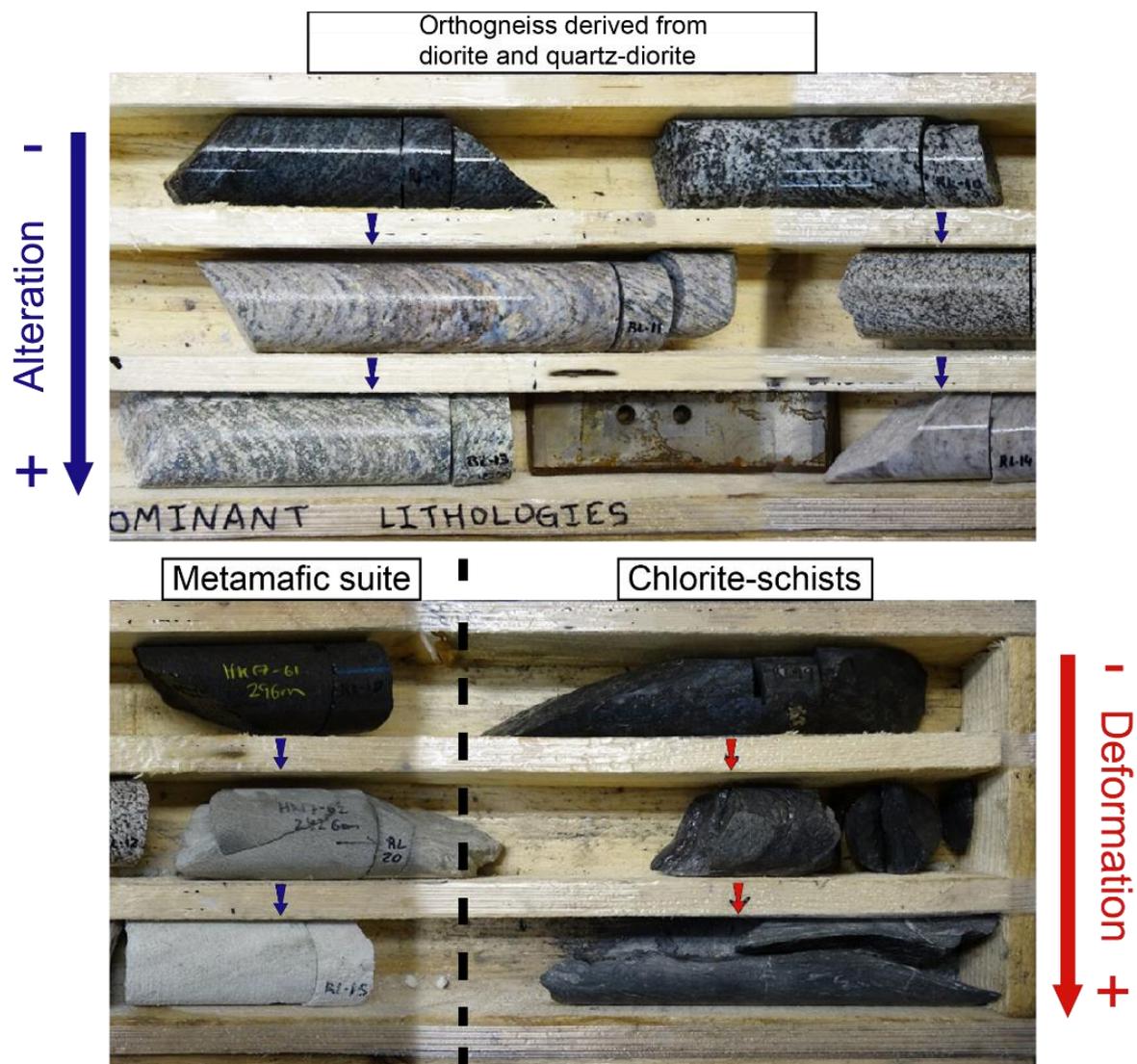
### **A. Macroscopic to microscopic observations**

#### **1) Description of basement rocks (host rocks)**

##### Orthogneiss

Drill core observations indicate that the most abundant rock type in the basement at Spitfire is an orthogneiss derived from a quartz-diorite to diorite (Fig. 3). Where least-deformed, the orthogneiss is medium-grained, well foliated and contains plagioclase, orthoclase, quartz and mafic minerals (biotite, pyroxene). The orthogneiss recorded at least two silicification events characterized by the development of blue and white quartz flooding. Biotite-garnet-quartz layers display the characteristic paragenesis and textural relationships described by Card & Noll (2016) and Card (2020) associated with the blue-quartz flooding event. These mineral reactions and alteration resulted in the formation of fine-grained dark orthogneiss whose textures are reminiscent of metapelites classically described in the eastern Athabasca Basin (Card & Noll 2016; Card 2017, 2020). In drill core, these rocks usually also display a variety of alteration styles including multiple chloritic and argillic alteration attributed to retrograde metamorphism in greenschist facies, coupled with early alkali metasomatism and hydrothermal metasomatism. Three major

generations of quartz veins crosscut the basement, textural relationships showed a first generation of white-blue quartz veins, a second one of smoky-quartz veins, while latest vein stage is drusy quartz. Drill core analysis also indicates that while relatively weakly deformed, the orthogneiss commonly shows variable concentrations of quartz, pink feldspar, biotite and chlorite (Fig. 3); orthogneiss caught up in shear zones is characterized by an enrichment in chlorite and white mica. Centimetre-scale garnet porphyroblasts are common in silicified intervals and in sheared rocks. Garnet varies from relatively fresh to chloritized on the outer margins of the shear zone to euhedral to stretched-rotated textures within the inner sheared parts. The observed lithologies and related styles of alteration are comparable to those described in the literature for the PLC (Card & Noll 2016; Card 2017, 2020; Hillacre *et al.* 2021).



**Fig. 3.** Drill-cores samples of the various lithologies intersected in diamond drilling from the Spitfire area. Samples are ordered in rows from top to bottom by increasing deformation and alteration. Rocks are named following Card (2017).

### Metamorphosed mafic intrusive rocks

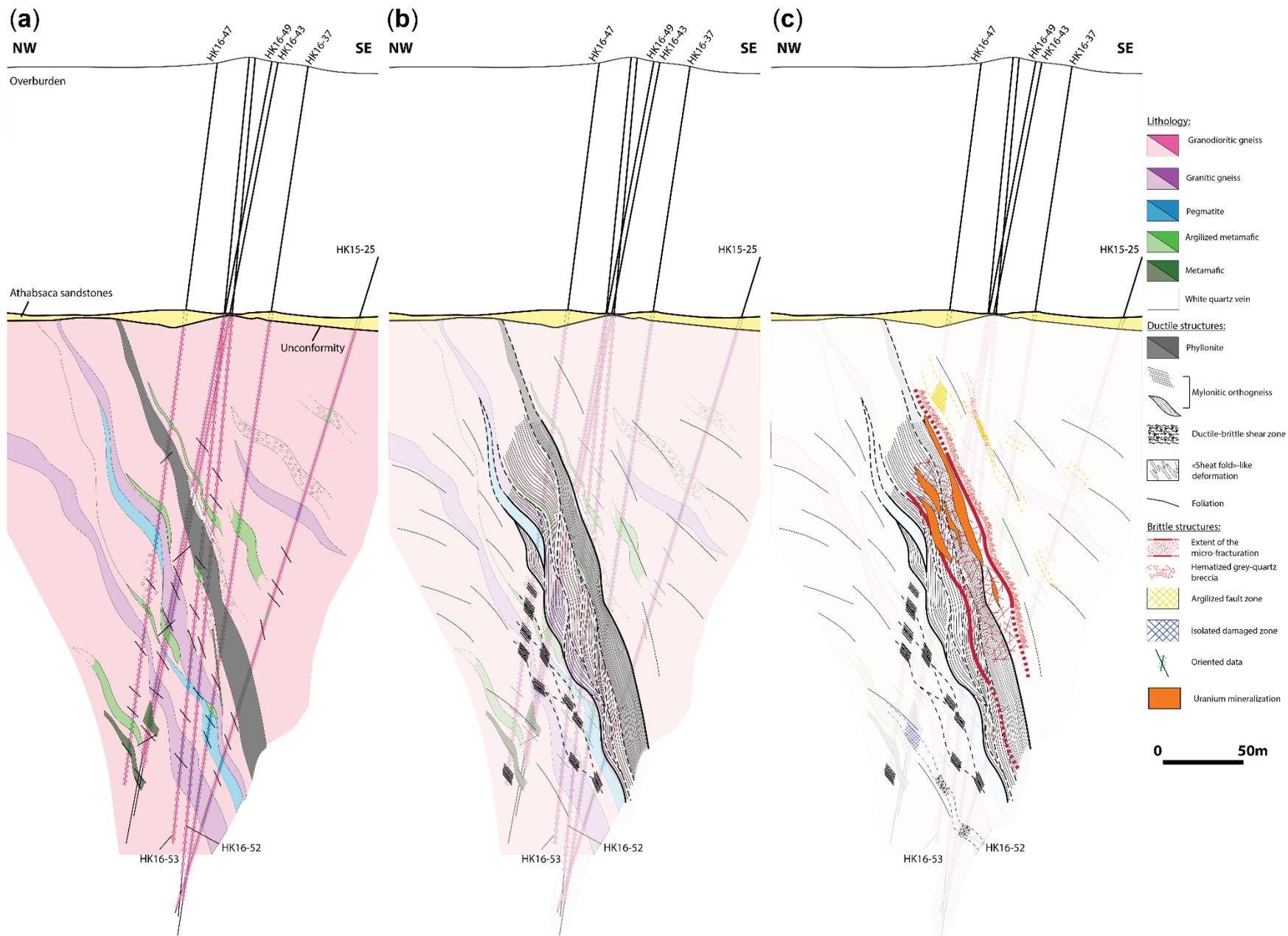
Metamorphosed mafic rocks are quite abundant in Spitfire basement rocks, making foliation-parallel bodies and lenses up to 10 m in thickness. Where freshest, the metamafic rocks mineralogical content is dominated by pyroxene and plagioclase, and biotite in a lesser extent (Fig. 3). Strongly altered metamafic rocks are characterized by strong argillic and minor chloritic alteration that completely replaced the metamorphic mineral assemblage, resulting in very altered light-coloured rocks (Fig. 3). While these altered intrusive rocks display ductile strain, the intrusive boundaries are transposed and parallel to the mylonitic fabric. Silicification is common, resulting in the formation of blue quartz veinlets within the argillic rocks as reported by Card (2020).

### Foliated pegmatitic rocks

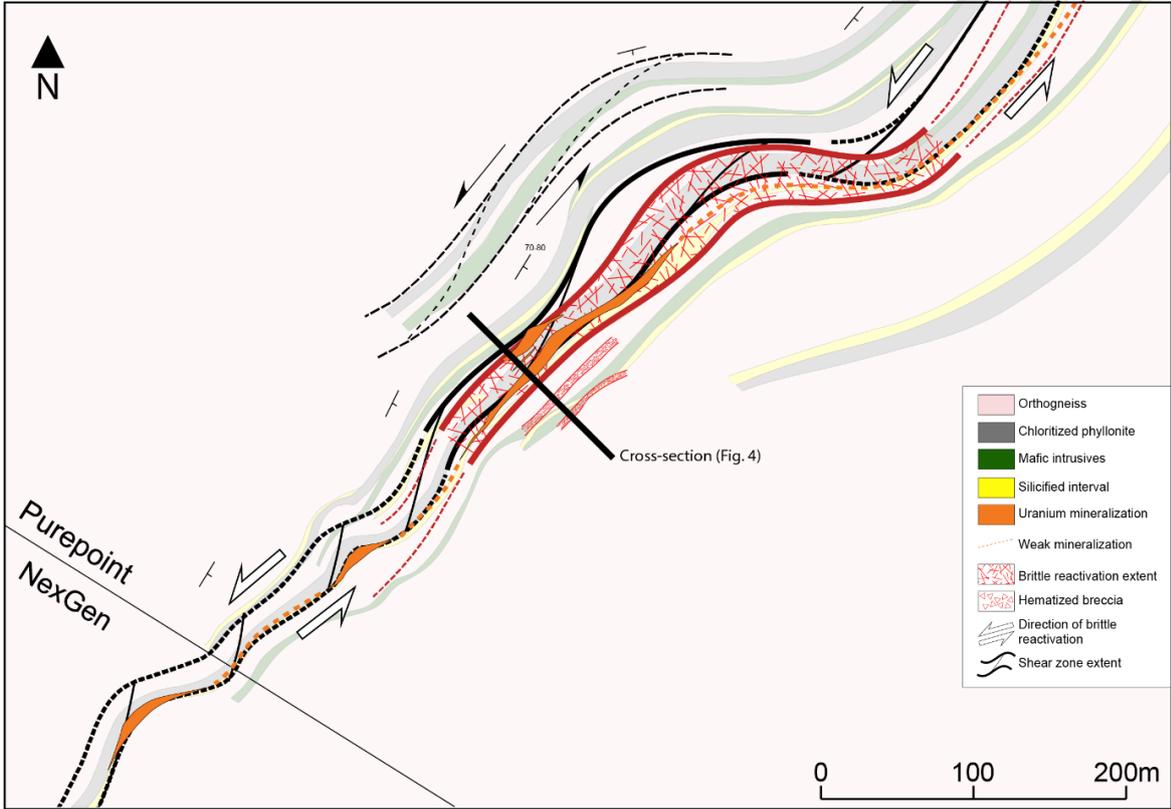
Based on field observations, pegmatitic rocks are far less abundant. In drill core, they commonly form centimetre- to decimetre-scale intervals, however, locally can reach up to 2 m in width with sharp contacts parallel to the ductile fabric. Pegmatite is commonly composed of coarse-grained argillic feldspar crystals, quartz, altered ferromagnesian minerals and locally garnet.

## **2) Description of the Spitfire shear zone**

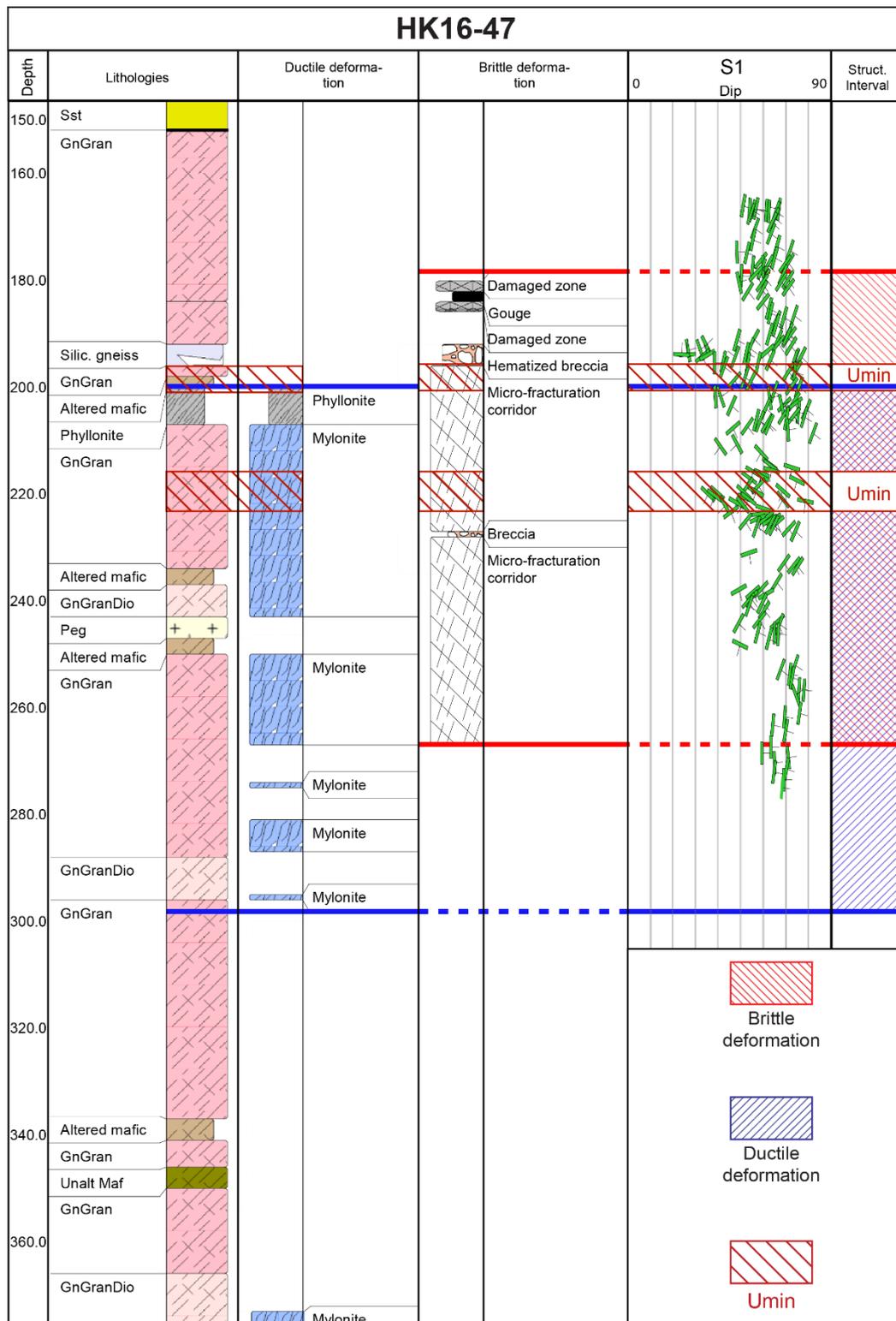
Figure 4 displays a cross section constructed using seven aligned drill holes from Spitfire (Fig. 4, see location in Fig. 5). The cross-section displays the main lithological elements (Fig. 4a), the disposition of ductile structures (4b) and the overprinting younger brittle structures (4c). Figure 5 is the interpretative structural map based on the cross section and on information provided by Purepoint Uranium Group Inc. (drill hole database). It illustrates the spatial extension of the Spitfire shear zone, the overprinting brittle structures and the location of the mineralization described below. Two inclined drill cores from the cross-sections in figure 6 were also logged in detail to illustrate additional aspects of the spatial relationships between the main lithological and structural elements. The northwestern most drill hole HK16-47 intersects basement units and structures at shallower depths whereas drill hole HK16-52 at the opposite side intersects these structures at depth. The study of drill core logs indicates that the Spitfire shear zone is localized between two major, steeply SE-dipping lithological units described as mylonitized orthogneiss and phyllonite, deformed in the ductile regime. This package strikes NE-SW, dips at an average of 70° SE, is 30 to 50 m thick and extends laterally 700 m along strike towards the NE. This shear zone is of primary importance as it hosts most of the uranium mineralization. The shear zone is almost homogeneous in thickness, while the phyllonite interval thickens at depth. In the shear zone footwall, few narrow mylonitic intervals separate less deformed sections of orthogneiss.



**Fig. 4.** Cross-section through the Spitfire prospect. (a) Lithological cross-section, structures are not drawn. Correlation of lithologies between drill-holes is driven by the oriented data from foliation, and the observations made on drill cores. (b) Cross-section showing the ductile structuration. Foliation steps toward the shear zone and tend to flatten when moving out of the shear zone. (c) Cross-section showing brittle deformation features superimposed on the previous cross-section. Mineralized lenses are also reported.



**Fig. 5.** Interpretative structural map of the basement of the Spitfire prospect. Solid lines are interpretations based on observation of drillcores, dashed lines are along-strike extrapolation of the structural patterns. Reactivation of the metamorphic fabric is sinistral (Benedicto *et al.* 2020; Hillacre *et al.* 2021).



**Fig. 6.** Litho-structural strip logs from drill-holes HK16-47 and HK16-52. The blue lines in the “ductile deformation” column represent the shear zone interval, the red lines in the “brittle deformation” column represent the micro-fractures network. S1 = foliation. Green structural ticks correspond to single measurements of foliation plotted with true orientation and dip. Mineralisation is indicated in the “Structural interval” column. Lithological abbreviations: GnGran = Granitic gneiss; GnGranDio = Granodioritic gneiss; Peg = Pegmatite; Silic. gneiss = Silicified gneiss; Sst = Sandstones; Unalt. maf = Unaltered mafic.

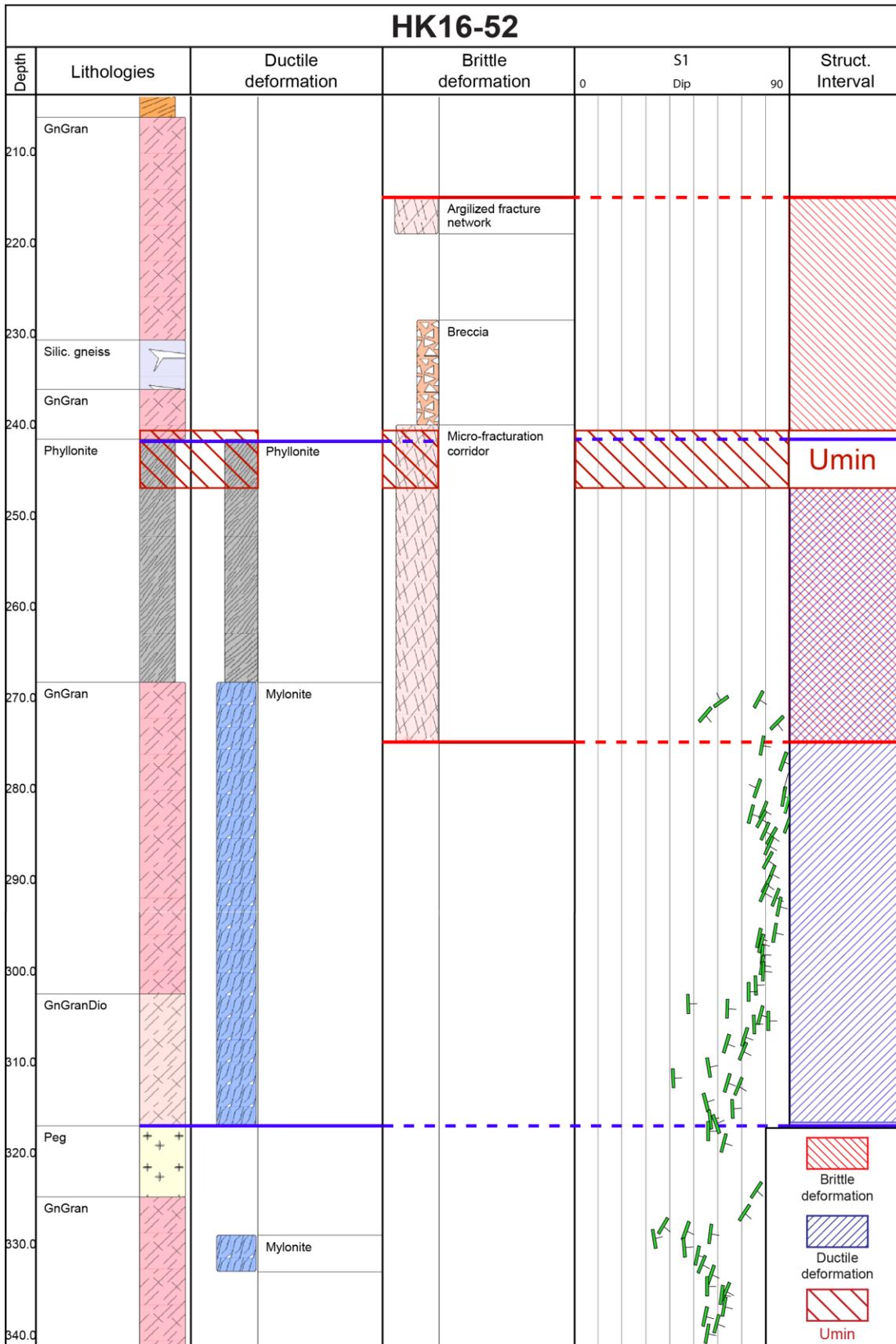
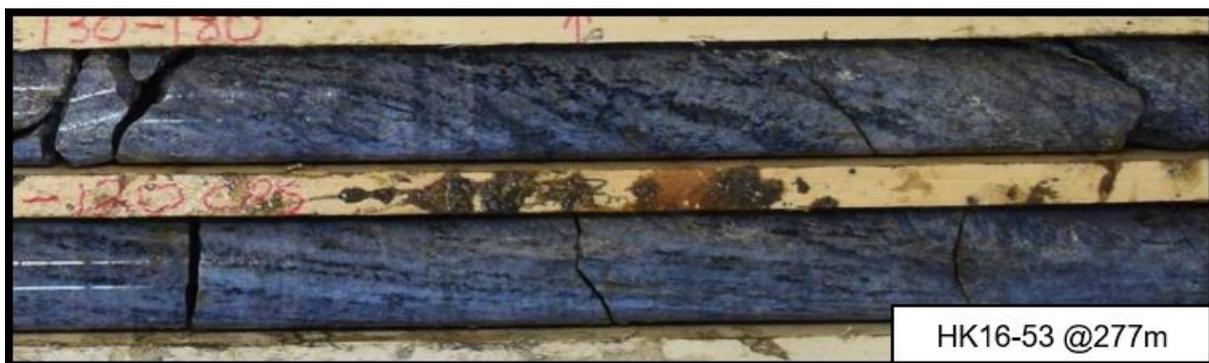


Fig. 6. Continued.

## ***Ductile and ductile-brittle structures***

### Mylonitized orthogneiss

At Spitfire, the orthogneiss is affected by mylonitization. The mylonitic fabric is characterized by the lateral change from weakly elongated blue quartz and feldspars (with chlorite and white mica alteration) to a more foliated rock showing evidence of grain-size reduction. Millimetre-scale quartz/feldspar and phyllosilicate planar layers are locally associated with sigma-shaped chloritized garnet porphyroclasts. Sheared orthogneiss may form a mylonitic corridor that reaches up to ten metres in thickness (Fig. 7). The transition between the mylonite and the less deformed orthogneiss is relatively sharp and may be locally intruded by strained metamafic rocks. At Spitfire, the mylonitized orthogneiss is located at the footwall of the phyllonite (see next paragraph for description) and constitutes one of the host-rocks for uranium mineralization.



**Fig. 7.** Drillcore sample in mylonitized orthogneiss showing characteristic blue quartz.

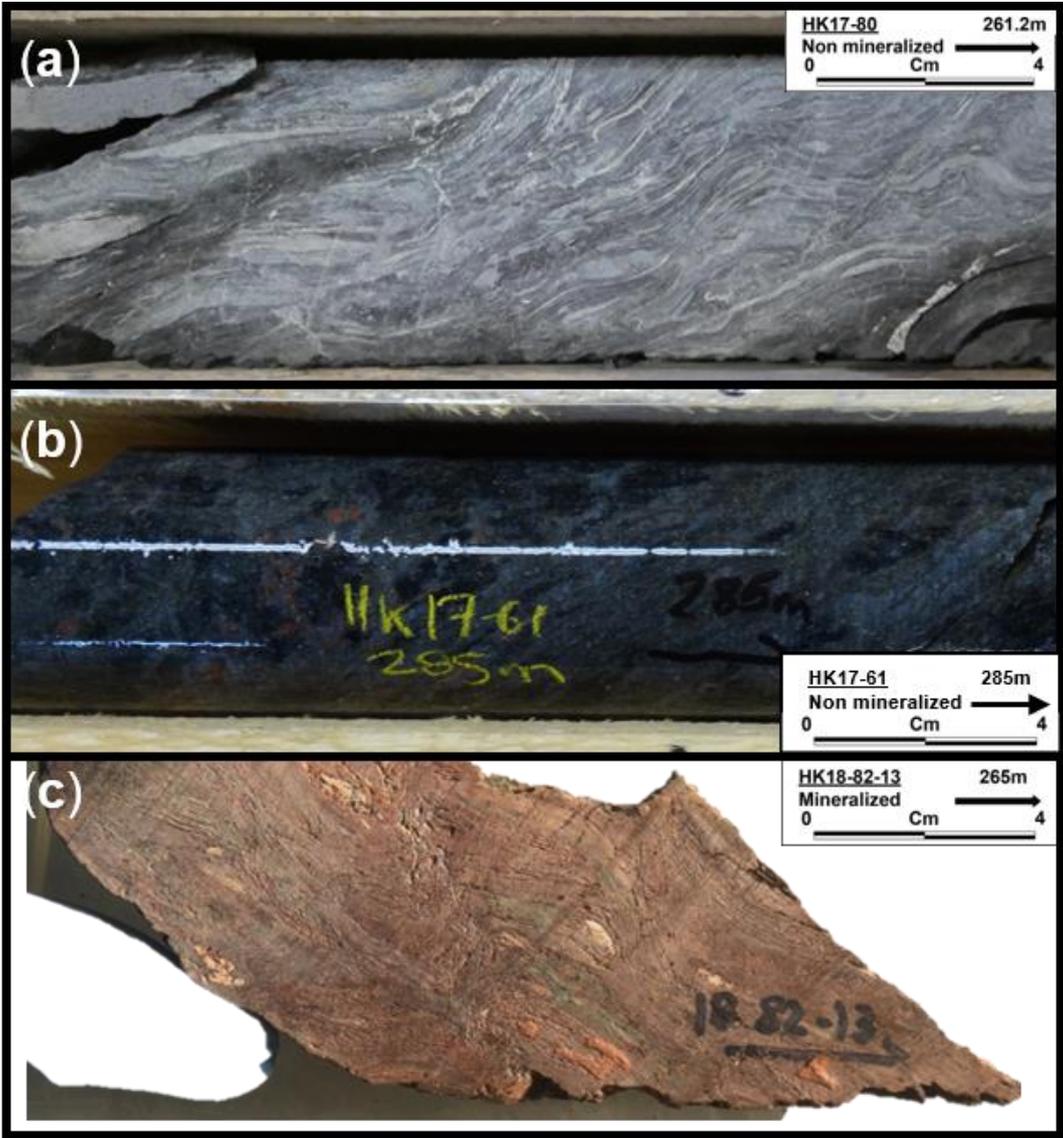
### Phyllonite interval

Phyllonites have been previously described as “chlorite-schist” by Card (2017) in rocks from Patterson Lake South and Hook Lake projects (see also Fig. 3). In Spitfire, a main phyllonite is constituted by a fine-grained dark green to black coloured rock, showing extremely well-developed schistosity as the result of a high phyllosilicate content dominated by chlorite and minor white mica. Phyllonite is commonly enriched in pyrite, and locally may contain millimetre- to centimetre-scale chloritized garnet porphyroblasts. In barren areas (e.g. in drill-hole HK17-61), phyllonite has a higher quartz content, mostly through small blue quartz veinlets, than the phyllonite in the vicinity of the mineralized area. In the mineralized area, the phyllonite appears to be depleted in quartz in comparison, and the quartz is

observed as sparse millimetre-scale porphyroclasts (Fig. 8). Although phyllonites are continuous at depth and along strike of the PLC, they vary from 10 to 50 m in width. Card (2017) interpreted them as the result of the mylonitization of meta-ultramafic rocks, accompanied by a high degree of chloritization.

The phyllonitic fabric is mostly planar and overall does not show significant changes in orientation and dip, however small (millimetre-scale) asymmetric to isoclinal folds can be locally observed in some drill cores (Figs. 8a and c). A slaty cleavage visible in the phyllonite is defined by the homogenous orientation of the pervasive fine-grained chlorite.

At Spitfire, phyllonitic rocks form a unique and consistent interval, which next to the contact with mylonitized orthogneiss constitute the host-rock for a part of uranium mineralization (Fig. 4).



**Fig. 8.** Drillcore samples of phyllonitic intervals. (a) and (b) are non-mineralized samples of phyllonite.

(b) shows chloritized garnet clasts (c) Mineralized and oxydized phyllonite.

### ***Brittle overprinting***

The uranium mineralization at Spitfire is associated with brittle structures that crosscut and post-date the former ductile fabric, and especially the sheared rocks comprised of mylonitized orthogneiss and phyllonitic rocks. Brittle deformation is recognized at several scales, characterized by a micro-fracture network developed over mylonitic rocks in the core of the shear zones, and larger-scale structures that are argillic fault zones and hematized breccia mostly developed in the hanging wall.

#### Micro-fracture network

A network of micro-fractures overprints the mylonitized orthogneiss, phyllonite, and a part of the undeformed orthogneiss. These micro-fractures are not readily obvious at macroscopic scales and were for the very most detected under the microscope. The network is characterized by small fractures (maximum length of a few centimetres) over a ~50 m wide interval that encompasses the phyllonite unit, the lower part of the orthogneiss in the hanging wall of the shear zone and the upper part of the mylonitized orthogneiss within the footwall (Fig. 4c). This micro-fracture network thus forms a corridor of high-density fractures that spatially coincides with the location of the main uranium mineralization.

The detailed geometry of the micro-fractures varies depending on the host lithology. In the orthogneiss, micro-fractures develop specifically within quartz-rich units in two preferential orientations that are sub-parallel and sub-orthogonal to foliation, respectively, and in a lesser extent oblique to foliation (Figs. 9a and b). In the phyllonite, the micro-fractures are much less obvious, mainly because they develop parallel to the foliation planes; in many cases they have a faint wavy shape but adhere to the foliation (Figs. 9c and d).

#### Argillic fault zones

Fault rock intervals varying from 2 to 20 m in thickness were intersected in drill core in the hanging wall of the Spitfire shear zone (Fig. 4). These are described as rubbly and clay-rich friable sections, interpreted as non-cohesive breccia turning locally to fault gouges 2 cm to 2 m wide. Brecciated zones formed by straight fractures networks (Figs. 9e and f) whose density varies along the core, from moderately (proto-breccias) to highly deformed (breccias) intervals. Fractures separating the breccia fragments are associated with clay alteration, such strong argillic alteration leads to fault rocks dominated by quartz and white mica. These

argillic fault zones occur in three main orientations: N-S, NE-SW and E-W. In this study, uranium mineralization is completely disconnected from this type of faults and they may post-date the mineralization event(s). An alternative hypothesis is that argillic faults were inadequate structural and chemical traps for uranium mineralization.

#### Hematized breccias

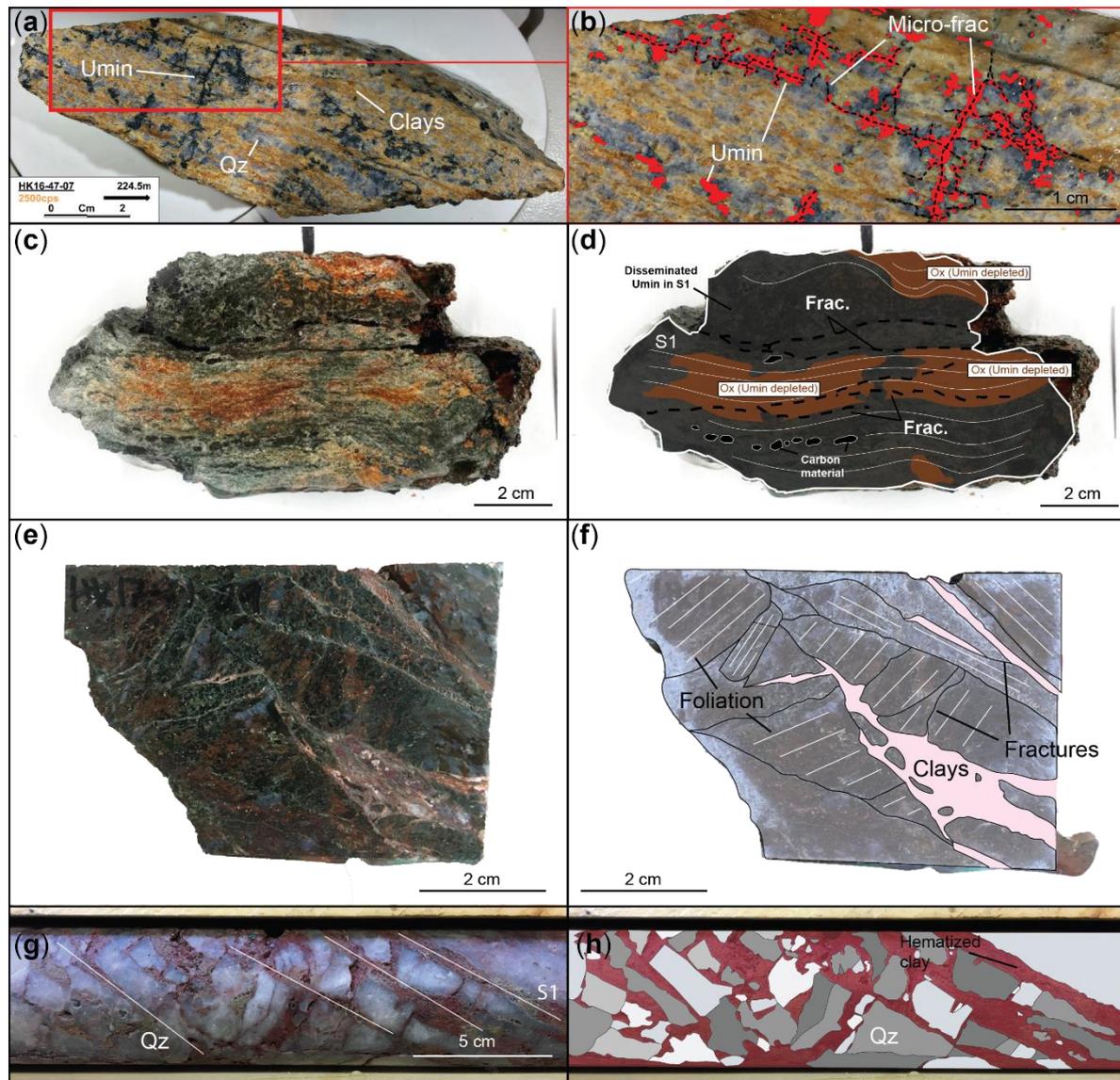
A hematized breccia zone was identified in the hanging wall of the Spitfire shear zone, approximately 5 to 20 m away from the upper contact of the phyllonite (Fig. 4). It is composed by angular, strongly silicified orthogneiss clasts ranging in size from 1 to 10 cm wrapped by a reddish clay and hematite mixed matrix (Figs. 9g and h). Quartz in the silicified orthogneiss clasts can be related with the Q3 quartz generation described in Rabiei *et al.* (2019). The hematized breccia forms a discontinuous body whose thickness varies from 5 to 10 m with a lateral extent estimated less than 50 m along strike. The breccia contacts are parallel to the orthogneiss ductile fabric measured above. Breccia clasts are commonly rectangular, with a preferred orientation subparallel to the foliation (Fig. 9h). Fractures parallel to preferred clast orientation were re-opened and filled by clay minerals. Evidence of dissolution is observed at clast boundaries, which display irregular edges and vugs. Very little evidence of clasts displacement and/or rotation is observed. The clay-rich matrix is similar in nature to that found in altered meta-mafic rocks that are in contact with the breccia. There is no trace of uranium mineralization associated with this breccia zone.

### **3) Mineralized intervals and mineralization types**

Uranium mineralization in Spitfire is mainly hosted by the phyllonite interval and the mylonitized orthogneiss in the footwall of the shear zone, and in a lesser extent by the less deformed orthogneiss of the hanging wall (Fig. 4). While the bulk geometry of the main mineralized lenses is conformable with the shear zone main fabric (foliation), in the mineralized interval all ductile deformations are overprinted by micro-fractures as described above, attesting that this fracture network must have played a major role in the structural controls of uranium precipitation (see here after).

The uranium mineralization mostly comprises uraninite and coffinite, of which various morphological types have been identified in hand samples: centimetre-scale redox fronts (Fig. 10a), disseminated along foliation planes (Fig. 10b), micron- (Figs. 9b and 10c) to

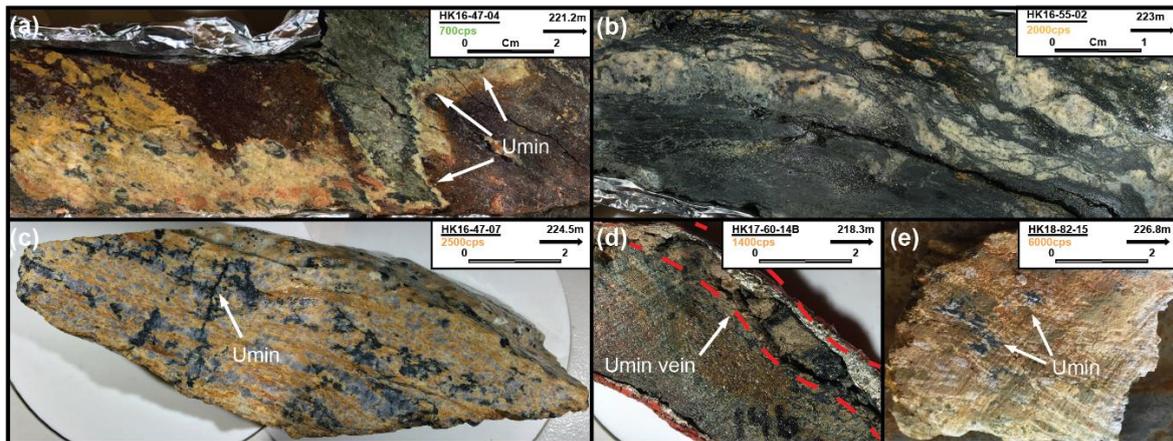
centimetre-wide veins in fractures (Fig. 10d), and millimetre-scale spherulitic and botryoidal habits



**Fig. 9.** (a) and (b) Micro-fractures network developed in the mylonitized orthogneiss. In this sample, the micro-fractures host uranium mineralization. Picture (b) shows in black dashed lines the micro-fractures and how the mineralization in red is localized along them. Micro-fractures run parallel and orthogonally to foliation. (c) and (d) Micro-fractures in the phyllonite are barely visible in hand sample because they run parallel to foliation. The biggest micro-fractures are the most visible in these rocks. (e) and (f) Breccia from an argilized fault zone involving altered orthogneiss. Foliation contained within the clasts indicates clasts rotation. Fractures are associated with clay alteration (in pink). (g) and (h) Drill-core sample and drawing of the hematized breccia.

dispersed along the foliation (Fig. 10e). Most of the uranium oxides precipitated in beds parallel to the ductile fabric, either disseminated or infilling fractures conformable with the foliation. Mineralized veins occur both in the phyllonite and mylonitized orthogneiss, showing a dip direction broadly concordant with the host-rock foliation. No clear

crosscutting relationships between these different mineralization types could be observed. In the drill holes examined, the upper limit of mineralization (and inferred limit of the micro-fracture network) appears to be localized at the lower limit of the hematized breccia situated in the hanging wall about 1–10 m structurally above the phyllonite (Fig. 4).



**Fig. 10.** Photographs of the different mineralization types. (a) Sample with mineralization (Umin) located at a redox front in a phyllonite. (b) Sample with mineralization disseminated in foliation within phyllonite. (c) Sample with mineralization in micro-fractures (see also Fig. 6b). (d) Sample of massive mineralization from a centimetre-scale vein. (e) Sample with spherulitic and botryoidal mineralization along foliation.

#### 4) Spatial organization of the lithostructural intervals

Figure 4 shows how the different structural intervals are organized, i.e. the Spitfire ductile shear zone and the brittle micro-fractures network, along with the distribution of uranium mineralization. The Spitfire shear zone consists of a chloritized phyllonite at the top of a mylonitized orthogneiss, with a sharp and straight contact interpreted as the transposition of former lithological contact. Structural measurements performed on drill cores show that the shear zone ductile fabric dips consistently to the SE with dip values ranges from 50° and 80° in non-mineralized parts. The foliation dip values show much more dispersion in mineralized sections, ranging from 20° to 90°.

As illustrated in figures 4 and 6, the micro-fracture network corresponds to 20–25 m wide zone thought to be controlled by the interval of strongest ductile deformation. Fracturing occurs near the contact between the Spitfire shear zone and the overlying orthogneiss unit, overprinting these lithostructural intervals.

The mineralized lenses are broadly parallel to the main ductile fabric (Fig. 4c) and is

restricted within the limits of the micro-fractured interval. The lateral extent of the structures is visible in figure 5.

## **B. Deformation mechanisms and inferred kinematics**

Ductile structures in the basement rocks in vicinity of the Spitfire deposit have clearly been overprinted by younger brittle deformation. While the former ductile deformation specifically localized the later brittle structures, the later brittle structures are the main host for uranium mineralization.

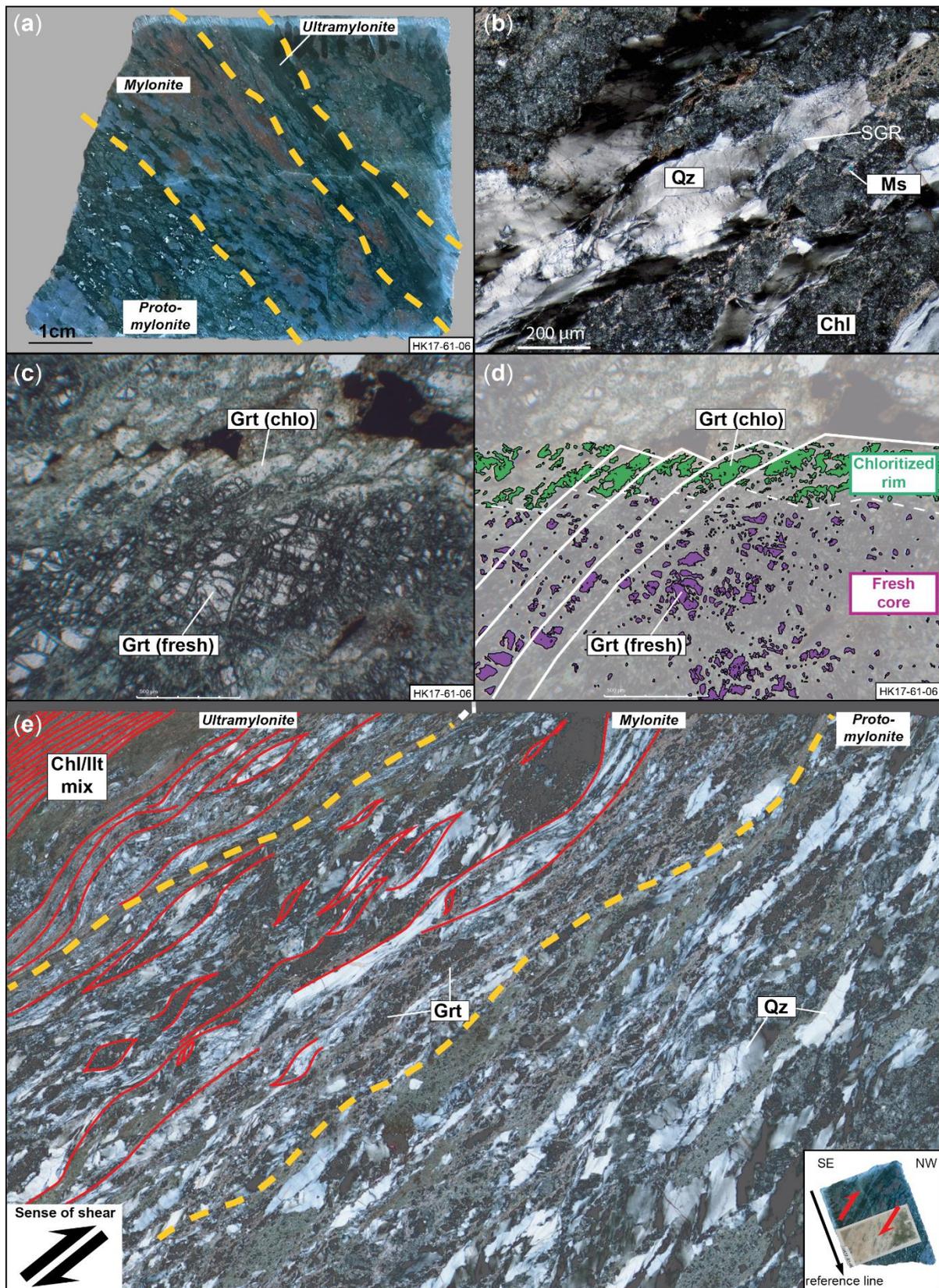
### Characteristics of the ductile deformation

The ductile deformation history is best captured by the sheared quartz dioritic to granodioritic orthogneiss, which shows evidence of grain-size reduction and development of a mylonitic fabric, attested by mineral elongation and stretching. The ductile fabric is expressed in several ways including quartz dynamic recrystallization and formation of microstructures. While grain reduction is interpreted from drill core observations, in mylonitized orthogneiss, microscopic-scale observations revealed little evidence of quartz dynamic recrystallization, mostly an assemblage of sub-grain rotation (SGR) and grain boundary migration (GBM) (Scholz 1988; Stipp 2002; Passchier & Trouw 2005). This was observed in only few samples, while in most of other cases quartz ribbons only display undulose extinction, which suggests that a stage of static recrystallization (annealing) occurred in the area. While observed, the co-existence of both SGR and GBM recrystallization mechanisms may indicate that quartz plastic deformation took place at a range of temperature between 500 and 700° (Stipp 2002; Passchier & Trouw 2005), in the amphibolite facies. While some elements allowed to estimate conditions of ductile deformation, the lack of microscopic scale kinematic criteria makes interpretation of the strain regime, whether coaxial or non-coaxial, difficult. No Crystal Preferred Orientation (CPO) analysis has been performed in this study.

A drill core sample from the contact between sheared orthogneiss and the phyllonite in Spitfire shear zone best illustrates examples of grain reduction (Fig. 11). The sample in figure 11a shows a progressive stretching of ribbon-shaped quartz and chlorite aggregates. At microscopic scales, the quartz ribbon texture is characterized by SGR and systematic undulose extinction (Fig. 11b). The chloritized porphyroblasts, likely former garnet crystals, are ribbon-shaped and made of dark green chloritized clasts, separated by chlorite-filled fractures (Figs. 11c and d). Fracturing in figure 11d seems to be associated with boudinage

textures. The boudinage texture alone does not explain the ribbon shape of the garnet, suggesting a syn-kinematic garnet growth. Evidence of reverse-faulting component are given by asymmetric sigmoidal-shaped quartz (oriented thin sections) (Fig. 11e).

Figure 11 also highlights the progressive development of the phyllonite from protomylonitic to ultramylonitic textures (Fig. 11e). The increasing shear strain intensity enhanced grain size reduction through dynamic recrystallization processes. In the ultramylonitic fabric, quartz is no longer visible except for rare sigmoidal remnants, wrapped by a fine-grained matrix essentially composed of a mixture of fine-grained chlorite and white mica; the whole assemblage is described as a phyllonite (Fig. 11e). A later generation of light green micro-grained chlorite precipitated in thin layers parallel to the phyllonite, thus overprinting the mylonitic fabric. Sigmoids visible in thin section suggest a reverse movement for the shear zone (Fig. 11e).



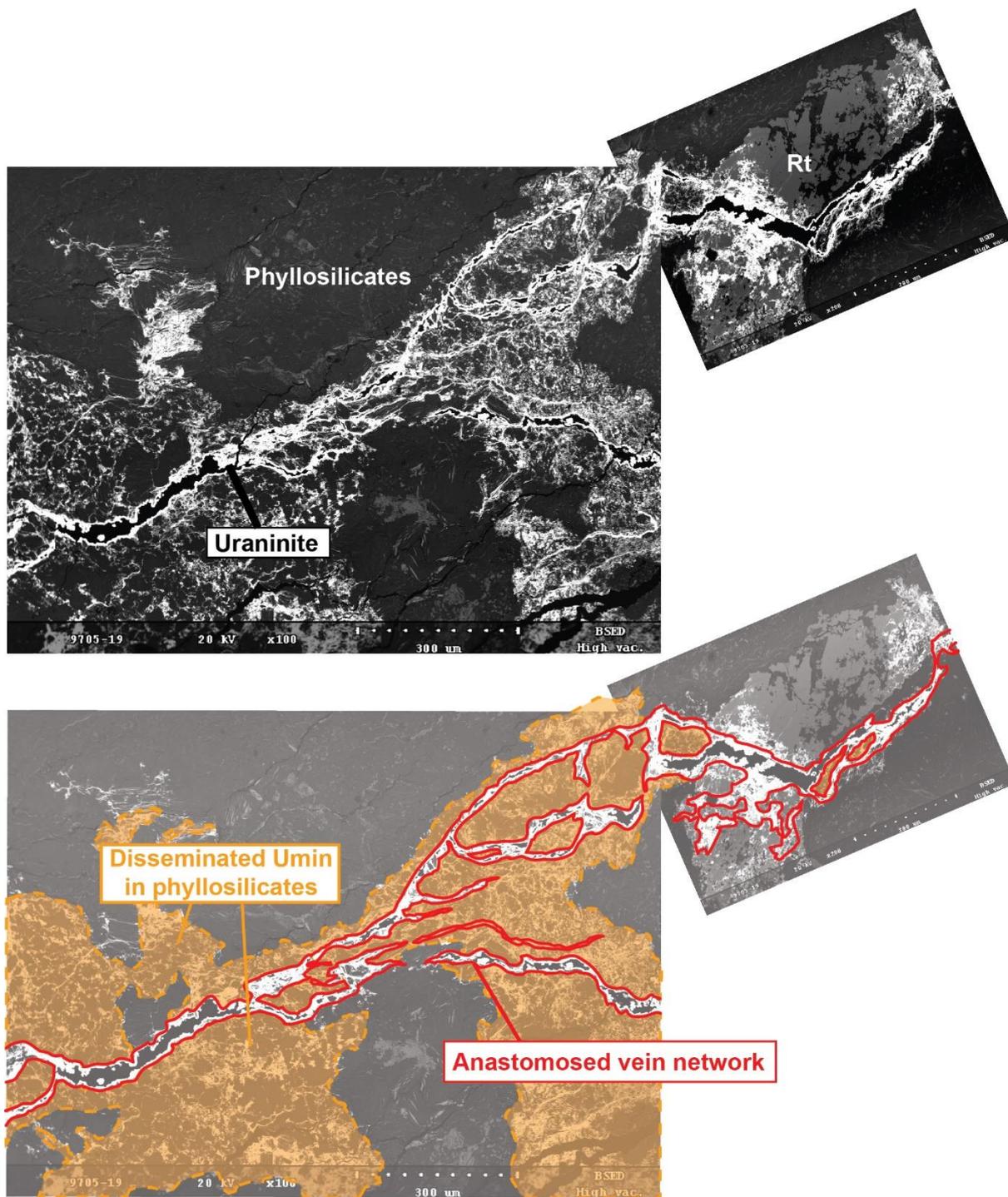
**Fig. 11.** (a) Sample from drillhole HK17-61 taken at the sharp transition between the orthogneiss and the phyllonite. Three main zones of deformation are visible. They are delimited by the orange dashed lines. (b) Photomicrograph under cross-polarized light of the thin section from the sample presented in (a) showing elongated quartz and the SGR. (c) and (d) Elongated and fractured garnet showing a preserved core and a chloritized rim. Plain light. (e) Panorama of the thin section in cross-polarized

light. The snapshot at the bottom right side shows the sample orientation. The different zones of mylonitization are delimited by the orange dashed lines. Elements indicating ductile deformation are highlighted in red.

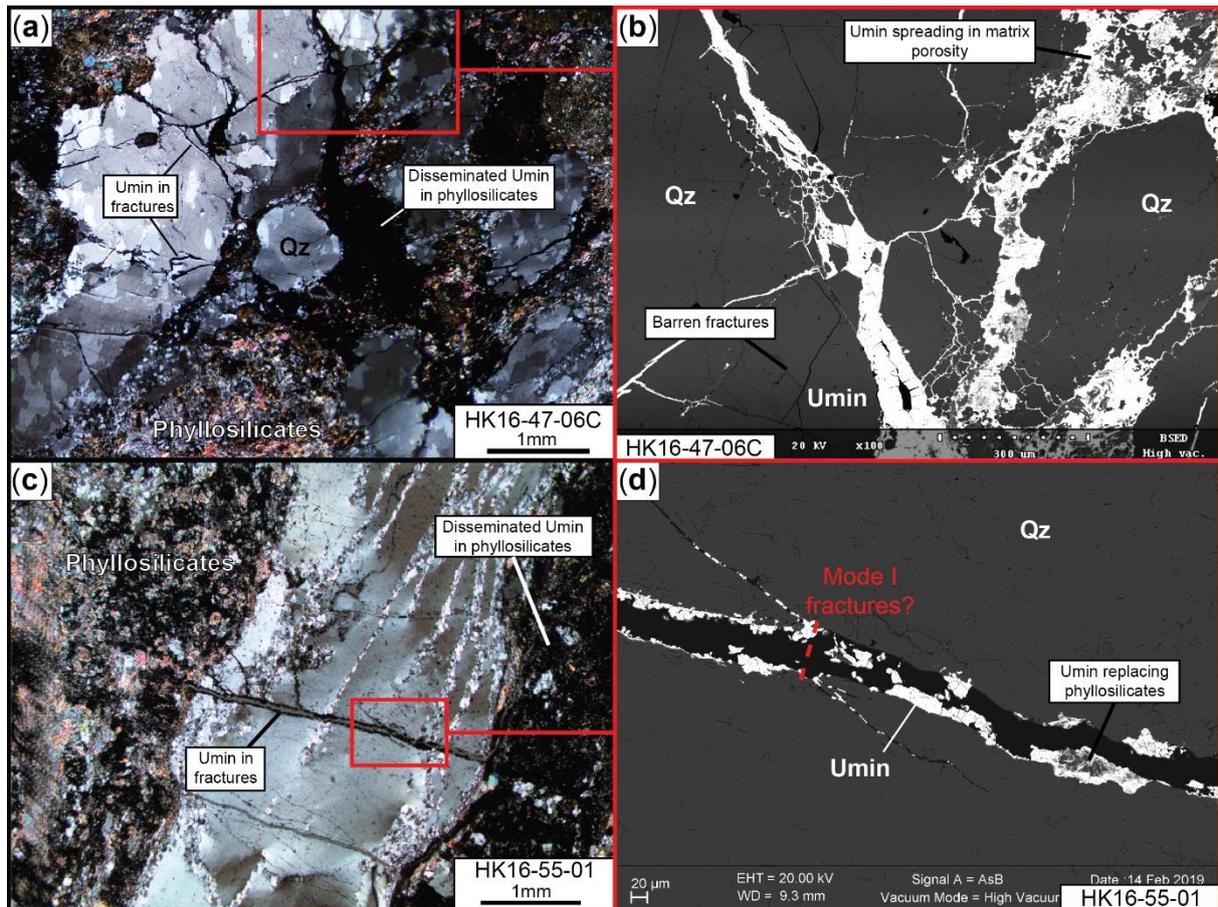
### Brittle deformational overprint

The micro-fracture network involves part of the phyllonite and part of the orthogneiss. Within the phyllonite, it appears as an anastomosed system of fractures in thin sections. Most of them show at least a dilatant component in apparent mode-I fracturing (observations are made on 2D thin sections) (Fossen 2016), mostly opening contacts between phyllosilicate grains. Some of these micro-fractures contain uranium oxides coating the fracture edges and diffusing from the fracture walls into the hosts rocks, sometimes the centre of the fracture is empty (Figs. 12a and b).

In the orthogneiss, micro-fractures commonly cross through quartz grains as well as white mica that replaced former minerals such as feldspar (Figs. 13a and b). The morphology of fractures in phyllosilicate aggregates is similar to the morphology in phyllonites, i.e. dendritic to anastomosed fractures running along contacts of the mica grains forming the phyllosilicate aggregates. In quartz, fractures cut through grains, and are relatively straight and predominantly sub-orthogonal to the mylonitic fabric, although occasionally several other directions were identified. At microscopic scale, textural observations indicate a predominant mode I fracture type (Figs. 13c and d), and wall-rocks display dissolution features such as irregular edges and embayments. Another generation of phyllosilicates filled the newly created space between the two fracture walls (Figs. 13c and d). In the phyllonite, uranium mineralization preferentially precipitated in association with phyllosilicates, which may be partly to fully replaced by uranium oxides (Fig. 13d).



**Fig. 12.** Backscatter electron (BSE) image showing the micro-fracture network in a sample from a phyllonitic interval. Uranium mineralization is visible in white.

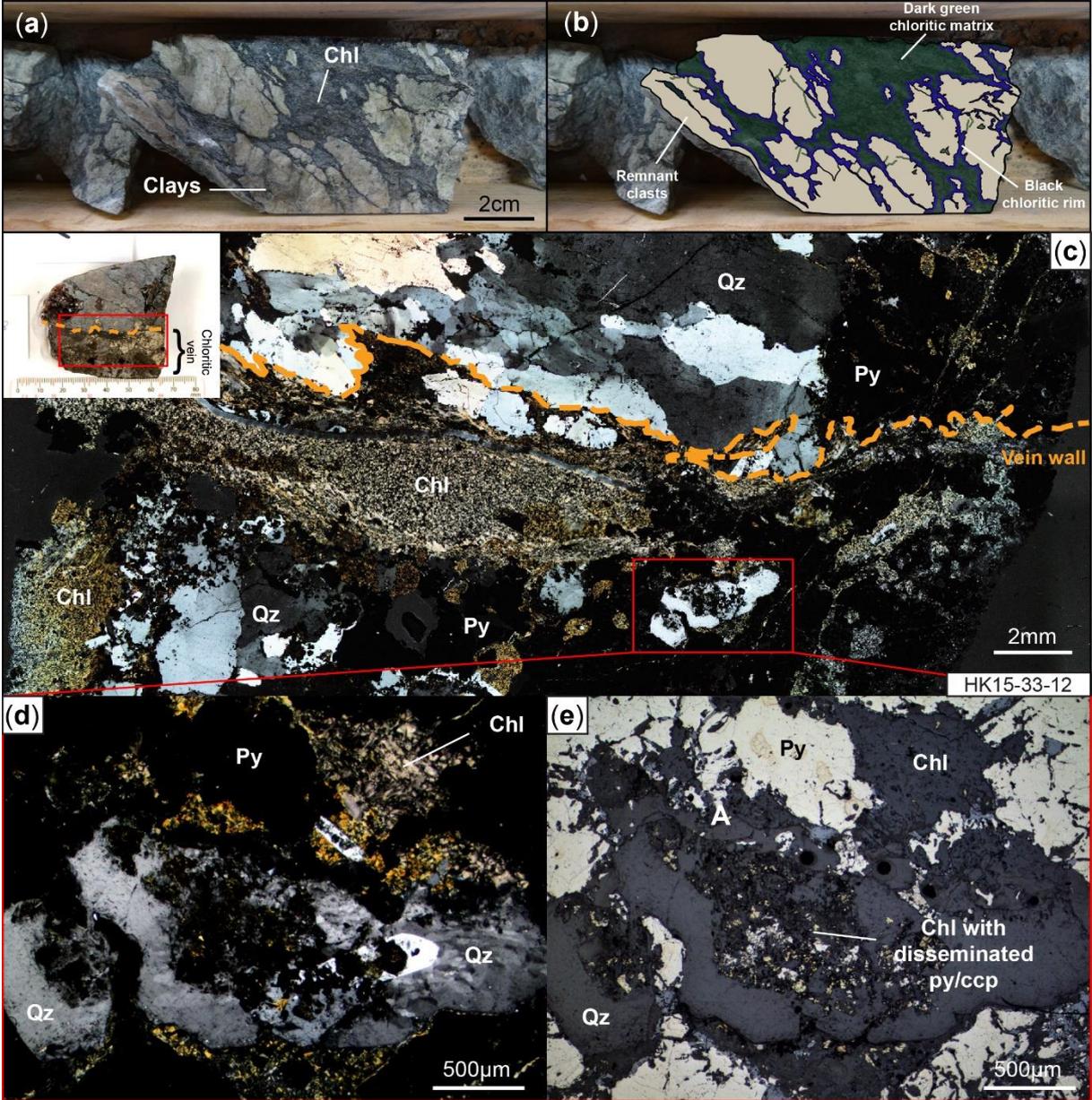


**Fig. 13.** (a) Photomicrograph under cross-polarized light showing the mineralized micro-fractures network in an orthogneiss. (b) BSE image close-up from (a) showing the uranium-mineralization (Umin-white) in the micro-fracture network and phyllosilicates. (c) Photomicrograph under cross-polarized light showing a mineralized micro-fracture and mineralization disseminated in phyllosilicates. (d) SEM close-up view of the (c) micro-fracture showing uraninite coating the fracture edges and overprinting phyllosilicates filling the fracture.

### Dissolution processes

There is abundant evidence of dissolution throughout rocks proximal to the Spitfire mineralization. Dissolution textures are ubiquitous along micro-fractures (micro-fracture network) and along the border of clasts in the hematized breccia. Pervasive dissolution is associated with dark green chlorite precipitation that fills in veins and dissolution patterns. Dissolution affected both the shear zone and orthogneiss in the footwall, and locally created a strong breccia-like texture (Fig. 14). In the example of figure 14, remnant clasts from a completely argillic metamafic intrusive are wrapped by a matrix of dark green chlorite (Figs. 14a and b). In the lithological interval corresponding to this sample, argillic metamafic rocks have variable degrees of dissolution, with foliation preserved in parts less affected by dissolution. In weakly altered intervals, chlorite alteration propagates into the host rock

through small veinlets, and in highly altered intervals, host rock fragments appear to “float” within a chlorite-rich matrix, and chlorite veinlets penetrate the clasts. While strongly altered, the rock is mostly composed of a dark green chlorite matrix with few remnants of rounded clasts. Figures 14c, d and e show chlorite veins in thin-section with partially corroded quartz and pyrite grains in a sample of silicified gneiss. Both quartz and pyrite display strong dissolution patterns such as irregular edges and numerous embayments and vugs, filled by a fan-shaped (neoformed) dark blue to brownish chlorite that contains disseminated, oxidized, fine-grained pyrite.



**Fig. 14.** (a) and (b) Sample from argilized metamafic rock strongly affected by dissolution. (c)

Photomicrograph under cross-polarized light showing a chloritic vein associated with dissolution in a silicified orthogneiss. (d) and (e) Close up in cross-polarized light (d) and in reflected light (e) of quartz and pyrite affected by dissolution, with space created filled by chlorite.

Dissolution textures are frequently observed in both mineralized and non-mineralized parts of the Spitfire shear zone, as well as in strained rocks outside the Spitfire area (e.g. in drill hole HK17-61, Fig. 2). However, veining and associated dissolution outside the Spitfire area where no uranium mineralization is known is much less developed than in the mineralized areas. In barren parts of the shear zone, dissolution patterns are spatially related to small-scale argillic fault zones, whereas in mineralized areas dissolution largely spreads out within mylonitized rocks in association with dark green chlorite veining.

## **INTERPRETATIONS AND DISCUSSION**

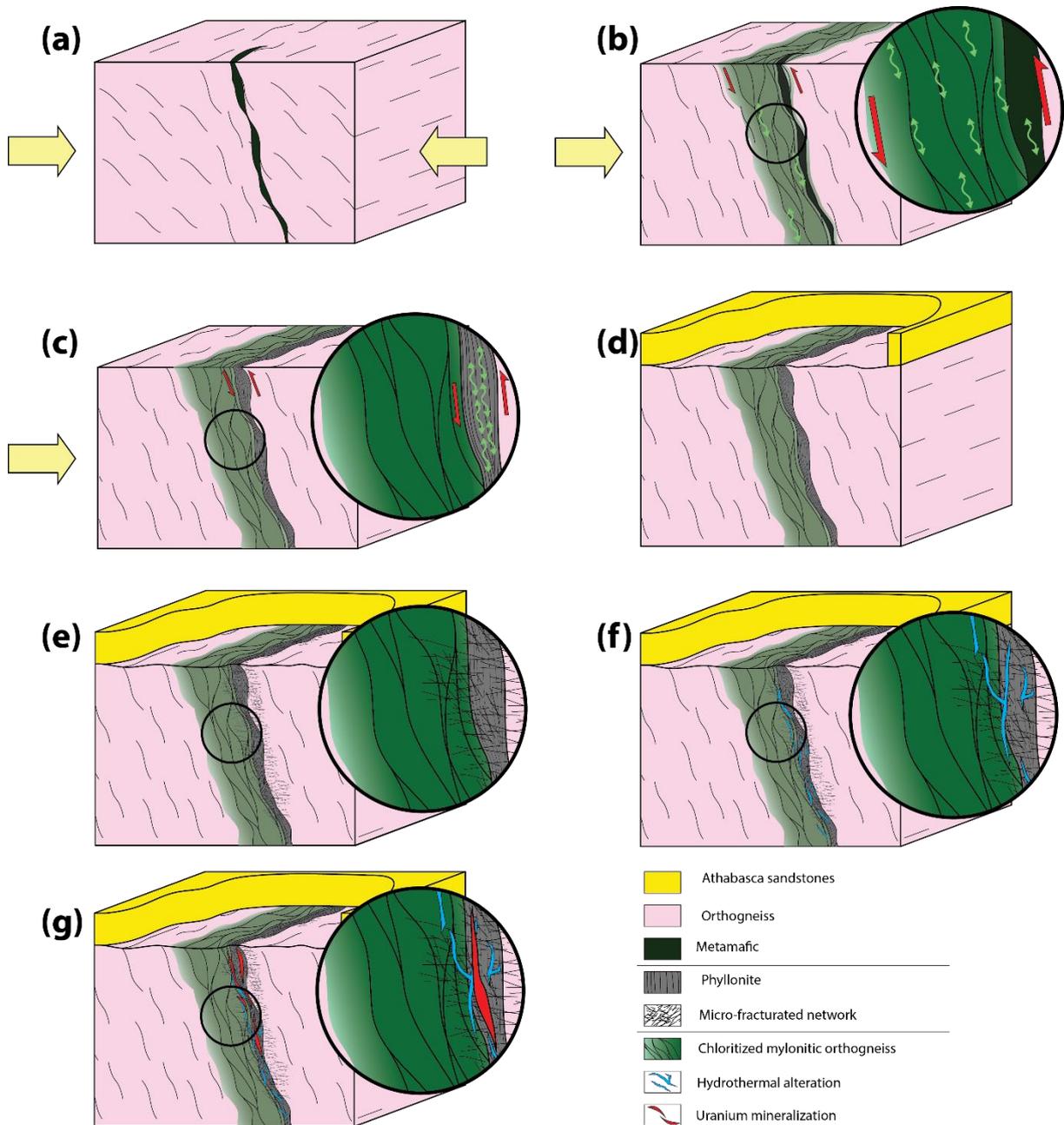
The uranium-hosting Spitfire shear zone evolved from dominantly ductile to dominantly brittle deformation. This structural evolution is described in the following sections with the support of a conceptual and simplified bloc diagram (Fig. 15).

### ***Reaction-enhanced retrograde metamorphism***

The earliest recognized deformation stage corresponds to the development of metamorphic foliation in the orthogneiss, which resulted from the early prograde granulite-facies metamorphism (see also Card *et al.* 2014; Card 2021) (Fig. 15a).

The metamorphic fabric was overprinted by several mylonization stages (Fig. 4b), recorded in the sheared fabric of rocks by quartz with textures indicative of dynamic recrystallization such as bulging, SGR and GBM. Dynamic recrystallization indicates that basement rocks locally underwent strain at a lower temperature than required to plastically deform garnet (Passchier & Trouw 2005). Most of the thin sections of orthogneiss samples show static recrystallization textures, including mylonitic samples from the Spitfire shear zone. The intervals with dynamic recrystallization textures are relatively narrow and separated by statically recrystallized intervals. The quartz textures (GBM, bulging and SGR) are characteristic of different ranges of temperature during deformation (Stipp *et al.* 2002; Passchier & Trouw 2005; Law 2014). They may have recorded the progressive transition from ductile to ductile-brittle conditions of the deformation in crystalline rocks. During this evolution, shear zones developed as anastomosing shear zones systems, deformation

became more and more localized in some specific segments, while some parts of the bulk deformation zone underwent annealing that overprinted former textures of dynamic recrystallization.



**Fig. 15.** Chronological evolution of the Sptifire shear zone. **(a)** Initial setting – orthogneiss and metamafic dykes during early stages of basement deformation. **(b)** Ductile shearing at high metamorphic conditions. The progressive strain localization and development of anastomosed shear zones, retrogressive evolution and fluid circulation lead to a chlorite halo. **(c)** Mylonitization and alteration of the metamafic rocks lead to the development of a phyllonite. **(d)** Late stage of exhumation: weathering and deposition of the Athabasca Basin above the eroded basement. **(e)** Shear zone brittle reactivation restricted to network of micro-fractures at the contact between the phyllonite and the orthogneiss. **(f)** Hydrothermal alteration in blue (including dissolution and neo-formed chlorite). **(g)** Uranium mineralization in red, localized in the reactivated part of the basement.

Hull (1988) provides a classification of shear zones based on changes in width over time: type I widens over time, type II thin, and type III remain of constant thickness. As the shear zones at Spitfire developed from progressive deformation and superposed tectonic events, their variation in thickness reveals information about changes in strain localization. The Spitfire shear zone appears to represent a type II shear zone with strain localization in the inner parts of the zone that resulted in development of phyllonite. The external portions, i.e. the mylonitic gneiss, were inactive and annealed. Type II shear zones, like the Spitfire shear zone, are characterized by strain softening that focuses strain within the inner part of the shear zone (Hull 1988; Vitale & Mazzoli 2008; Fossen & Cavalcante 2017). Strain softening in quartz-feldspathic assemblages is caused by a reduction in grain size during recrystallization (Kirby 1985) and progresses by connections between minerals weaker than quartz during the initial stages of deformation (Gapais 1989) and by reaction softening associated with the development of phyllosilicates (Kirby 1985; Rolland & Rossi 2016).

The orthogneiss basement rocks in the PLC are commonly associated with metamafic rocks that are transposed along the foliation (Fig. 15a). Deformation and alteration of the metamafic intrusions led to the formation of the phyllonite, the softest of the litho-structural units within the Spitfire shear zone. Compositional anisotropy is one of the factors that localize deformation (Fagereng & Sibson 2010). Such a process has been identified in Precambrian shear zones (Rennie *et al.* 2013) as well as in younger alpine shear zones in the Himalaya (Boutonnet *et al.* 2012). In the case of the Spitfire shear zone, the mechanisms that contributed to the softening of the basement rocks were dynamic recrystallization and the heterogeneity between the metamafic rocks and the surrounding orthogneiss, further enhanced by the alteration of the metamafic rocks during exhumation and the development of phyllosilicates (Fig. 15b). The alteration of metamafic rocks and the formation of phyllosilicates imply a first system of fluid circulation through the shear zone suggesting that lithological heterogeneity is the first requirement in the process of developing a fluid drain. These dominant softening processes combined prepared the shear zone to be later reactivated in the brittle domain.

To summarize, during basement exhumation, the Spitfire shear zone was the locus of significant mechanical and mineralogical changes. Under retrograde metamorphism feldspar

and mafic minerals were replaced by chlorite and white mica (illite). Through the development of the shear zone, quartz experienced strong grain reduction that was also probably associated to silica loss, while feldspar and mafic minerals were replaced by phyllosilicates. All these mineral reactions imply that preferential fluid circulation strongly changed the rheology of rocks and the fabric anisotropy within the shear zone. It is inferred that this retrograde metamorphic evolution of the shear zone formed the first major corridor able to channel fluids in the relatively homogenous impermeable basement rocks at Spitfire. The formation of phyllonites from chloritization and mylonitization of mafic intrusive rocks (as shown by Card 2017) or from ductile shearing and strong alteration of the orthogneiss (Fig. 15c), may have generated strong ductile fabric anisotropies (cf. Rolland & Rossi 2016), thus preparing the Spitfire shear zone for the localization of the later brittle reactivation stage(s). Accordingly, we suggest that the Spitfire shear zone is the result of progressive shear strain localization and mineral reactions during exhumation.

#### ***Reactivation mechanisms and related enhanced porosity: the role of brittle deformation***

As evidenced by the spatial extent of the micro-fracture network, argillic fault zones and hematized breccias (Figs. 4, 5 and 6), brittle deformation overprinted the ductile fabric in the Spitfire shear zone as well as orthogneiss in the hanging wall (Fig. 4c). The lack of ductile deformation overprints on the brittle structures indicates that brittle deformation is the latest deformation recorded in Spitfire sheared rocks.

Micro-fractures form a network 50 m thick corridor that overprints the contact between the Spitfire shear zone (i.e. the mineralized phyllonite and mylonitic orthogneiss) and the more competent silicified orthogneiss in the hanging wall (Fig. 15e). This highlights the lithological contact as being a strong rheological contrast where focuses the most part of brittle deformation (Butler *et al.* 2008). Micro-fractures in the phyllonite developed through inherited ductile planes of weakness (foliation) and propagated along phyllosilicate mineral inter-grain boundaries, probably taking advantage of the weaker mineral interface. Many open fractures and textures suggest the development in dilational mode. Micro-fractures in the orthogneiss developed through elongated quartz-ribbons orthogonally to the main ductile fabric. At micro-scales, quartz annealing may have overprinted former SGR/GBM textures, which may have erased part of the former mylonitic textures in quartz-dominated

layers. Although the micro-fractures are small (maximum of a few centimetres in length), the network was enough to generate an efficient fracture-related porosity allowing for fluid flow in the basement. This micro-fracture network created a damage zone that acted as a distributed conduit for fluids (e.g. Caine *et al.* 1996).

Models for development of basement-hosted uranium deposits include the presence of faults reactivating older basement shear zones that result in the formation of well-developed breccias and/or offsets of the basement/basin unconformity (Jefferson *et al.* 2007). Uranium mineralization at Spitfire occurs in a fault zone reactivated in the brittle regime. However, no structure typical of a well-defined brittle fault zone, e.g. with a gouge fault core, pseudotachylites, or a fault slipping plane associated to a damage zone (Caine *et al.* 1996), associated with mineralization has been recognized at Spitfire. Mineralization is instead associated with discrete reactivation and opening of foliation planes, with the main brittle deformation feature being the micro-fracture network that encompasses the Spitfire shear zone and few metres of the orthogneiss overlying the shear zone. This brittle reactivation was followed by dissolution along micro-fractures in all the lithologies. Dissolution induced silica mobility and replacement of quartz by phyllosilicates (chlorite and white micas).

Micro-fracturing enhanced porosity and fluid/rock interaction by channelling fluids in the rock as shown by the formation of veins, veinlet networks or corrosive wear breccias (Jébrak 1997). The fluid-enhanced reactions generated neoformed phyllosilicates filling open micro-fractures. Replacement of quartz by aggregates of phyllosilicates increased the broad matrix porosity (i.e. the available space in the network between grains) in these rocks (Fig. 15f). It is notable that, unlike in the mineralized Spitfire area, micro-fractures in the barren drill hole HK17-61 are scattered, localized and form a poorly organized and interconnected network. It indicates that brittle reactivation in the Spitfire shear zone segment was more important. The less abundant fractures in drill hole HK17-61 could also reflect drilling not successfully intersecting the lateral continuity of the Spitfire shear zone – despite a careful correlation in lithologies between drill-holes.

We propose that micro-fracturing was the primary mechanism that initiated porosity enhancement in the brittle regime by reactivating the shear zone and creating fluid conduits. Micro-fractures developed in the basement are associated to fluid migration that affects surrounding rocks petrophysical, mechanical and chemical properties (Mercadier *et al.* 2010;

Martz *et al.* 2018). The development of micro-fractures in Spitfire strongly localized dissolution processes, allowing precipitation of phyllosilicates in the widened fractures. It is uncertain whether dissolution was synchronous or temporally disconnected with the micro-fracturing; for example, fractures with phyllosilicate infilling always display irregular edges indicating dissolution, whereas barren fractures are closed and straight. The strongly altered basement intervals contain evidence that dissolution started in conjunction with fracturing and quickly overtook the fracture network in terms of growth and porosity enhancement.

Finally, no evidence for mechanic reactivation postdating the dissolution event was observed in the mineralized micro-fracture network, suggesting that the observed network is the outcome of the whole strain history (e.g. Knipe *et al.* 1998).

### ***Controls on uranium mineralization***

Spitfire is located at the northeastern extent of the corridor that encompasses the recently discovered uranium occurrences in the area. The mineralization is much smaller in volume and tonnage compared to the Arrow and Triple R deposits. It is thus important to decipher what are the geological controls on uranium mineralization in Spitfire in order to understand its specificities and make comparisons with larger neighbours.

The Spitfire orebody formed in a shear zone that experienced successive ductile and brittle deformation stages reflecting several tectonic and alteration episodes under changing P-T conditions (e.g. Abdelrazek *et al.* 2019; Johnstone *et al.* 2019, 2021). Collectively, these changes gradually enhanced the porosity in basement rocks, induced fabric strong anisotropy and modified the chemical environment. Uranium mineralization occurs in different lithologies and was altered and remobilized more than once. Unfortunately, no crosscutting relationships properly indicate the various mineralization stages. Preliminary geochronology studies of the corridor indicate multiple stages of alteration, mineralization and remobilization, ranging from c. 1.43 Ga (Hillacre 2018) to 47 Ma (Creaser *et al.* 2019). This includes a 1.22 Ga remobilization event dated by Hillacre (2018) that is within error of the McKenzie dyke swarm event dated at  $1267 \pm 2$  Ma (LeCheminant & Heaman 1989). This dyke swarm transects the basin and produced a thermal anomaly that generated hydrothermal fluid circulation leading to uranium remobilization (Alexandre *et al.* 2009; Reid *et al.* 2014; Chi *et al.* 2018).

In each lithology, the mineralization is controlled by micro-fracturing of the host rocks

and a significant associated mineral dissolution. Brittle reactivation of ductile structures developed jogs, as interpreted by Benedicto *et al.* (2021b) and Johnston *et al.* (2021), consistent with the numerous dilatant fracturing observed in this work. The structural interpretative map in figure 5 proposes a main brittle reactivating stage with a sinistral displacement affecting the network of NE-trending shear zone segments, following previous works on Spitfire (Benedicto *et al.* 2021b). The temporal gap between the micro-fracturing, dissolution and mineralization is underlined by the crosscutting relationships. Uranium mineralization replaced phyllosilicates, infilled the micro-fractures partially affected by dissolution and the inter-grain porosity in phyllosilicate aggregates (Fig. 15g).

The presence of alteration (including extensive dissolution), and uranium mineralization in Spitfire attest for strong fluid circulation through the basement rocks. Mechanisms responsible for such localized fluid flow within the reactivated shear zone remain difficult to fully identify and the exact controls on uranium mineralization remain somewhat elusive.

Basement-hosted, unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin are also referred to as ingress type (Hoeve & Quirt 1984). Ingress type deposits are proposed to have formed by incursion of uranium-rich and oxidized basin fluids into the basement through brittle structures that reactivated basement shear zones. Numerical fluid flow models for the Athabasca Basin highlight the impact of the architecture of basement faults, basement geology and intensity of deformation to the fluid flow pattern in reverse fault systems (Li *et al.* 2017, 2018). Faults with strong bulk shortening will develop local dilation zones that will tend to localize fluid flux (Li *et al.* 2017). In the Arrow deposit, primary mineralization is associated with reactivation of older structures, and is followed by further episodes of brittle reactivation and alteration that remobilized the ore (Hillacre 2018; Hillacre *et al.* 2021). As the Spitfire occurrence lacks a major brittle fault with significant offsets of the unconformity, compressive reactivation seems unlikely. On the other hand, fluid flow modelling on the Gryphon and Phoenix deposits in the eastern part of the basin highlights that basement geology is more important than the fault architecture itself (Li *et al.* 2018). Weaker lithologies such as pelitic gneiss and graphitic pelitic gneiss at Gryphon underwent more horizontal shortening expressed by greater offsets at the unconformity, while the more competent quartzite and granitic gneiss at Phoenix prevented similar fault shortening (Li *et al.* 2018).

Lithological units hosting the mineralization at Spitfire consist of the phyllonite interval (weakness zone) in contact with a more competent orthogneiss. The phyllonite is considered as best candidate to localize compressional strains as it is mainly composed of phyllosilicates that display a strong fabric anisotropy. Moreover, micro-fractures and reactivation of foliation in dilation occur along the whole shear zone. The development of a ductile shear zone and later reactivation may have focused fluid flow, and by extension, the spread of dissolution zones. Another mechanism that could be responsible for fluid circulation is an elevated thermal gradient from deep-seated heat sources generating fluid convection, as proposed by Chi *et al.* (2018). Further works have proposed the c. 1.84 Ga Clearwater Domain granites and related felsic intrusions as the radiogenic heat source, using major basement structures as vector for this heat to sustain an elevated geothermal gradient (Potter *et al.* 2020). These heat sources were responsible for the formation of hydrothermal cells that drove interaction between oxidized basinal brines and reduced basement fluids and basement rocks through basement faults (Potter *et al.* 2020). The lack of synchronicity observed in Spitfire between the uranium mineralization and a brittle reactivating event indicates a more passive fluid regime. Alteration assemblages associated with mineralization in basement-hosted deposits consists of (from rim to core): i. Fe-Mg chlorite, ii. sudoite +/- illite and iii. illite +/- sudoite (Jefferson *et al.* 2007). As the Spitfire occurrence lacks a major brittle fault zone acting as a conduit for basinal fluids, characterization of alteration minerals associated with mineralization such as chlorite and illite could give a context to the fluid history. Chlorite and illite associated with ingress deposits have been proposed to have precipitated from basin-derived fluids (Alexandre *et al.* 2005; Leveret *et al.* 2006; Cloutier *et al.* 2009; Sheahan *et al.* 2016). Mineral characterization using EMPA at Arrow indicates clinocllore formed during the pre-mineralization stage and sudoite during the mineralization stage (Hillacre 2018). These observations are similar to what has been described from basement-hosted deposits in the eastern basin (Alexandre *et al.* 2005; Cloutier *et al.* 2009, 2011).

Hypotheses about the origin of fluids have been proposed by several authors (Rabiei *et al.* 2019, 2021; Potter *et al.* 2020). The studies of fluid inclusions from various generations of quartz in the PLC provide insights on the evolution of fluid composition in the corridor. Fluids evolved from low salinity before mineralization to high salinity (24 to 26 wt.% NaCl equiv.) and CaCl<sub>2</sub>-rich fluids during and after mineralization (Rabiei *et al.* 2019, 2021; Potter *et*

*al.* 2020). Fluids involved with mineralization trapped in fluid inclusions have total homogenization temperatures ranging from 120 to 200°C (Rabiei *et al.* 2019, 2021), with coexistence of liquid-dominated, vapor-dominated and vapor-only fluid inclusions indicative of fluid boiling. Seismic faulting can induce flash boiling of such NaCl-rich brines by rapid changed in pressure (Sheahan *et al.* 2016; Chi *et al.* 2018). The presence of NaCl- and CaCl<sub>2</sub>-rich fluids along with the boron isotopic and chemical composition of magnesium-rich tourmaline are in favour of a basinal origin of the fluids (Chu & Chi 2016; Potter *et al.* 2020, submitted). Similar fluid inclusions chemistry and boiling evidence have been documented in the eastern Athabasca uranium deposits and Maw zone REE occurrence (Wang *et al.* 2018; Rabiei *et al.* 2017, 2019).

From a fluid history perspective, the Spitfire prospect is similar to basement-hosted counterparts throughout the basin (Alexandre *et al.* 2005; Cloutier *et al.* 2009; Pascal *et al.* 2015; Martz *et al.* 2017). The deformation style in which brittle reactivation was localized in an inherited ductile basement shear zone is also a shared feature. Basement graphitic thrust faults offset the unconformity and sandstones of the Athabasca Basin, forming structures able to channel fluids (Lorilleux *et al.* 2003; Tourigny *et al.* 2007; Martz *et al.* 2018). Graphite in the metasedimentary rocks of the Wollaston Supergroup lubricated basement faults and facilitated reactivation. The sedimentary origin of graphite in the Wollaston Supergroup differs from the hydrothermal origin described by several authors in the PLC (Card 2017; Hillacre *et al.* 2021; Johnstone *et al.* 2021). Moreover, graphite is completely absent in the Spitfire mineralized samples. Results from this study support that Spitfire, as other deposit and occurrences along the PLC (e.g. Card & Noll, 2016; Card 2017; Potter *et al.* 2020; Hillacre *et al.* 2021; Rabiei *et al.*, 2019, 2021), formed by unconformity-related uranium ore system processes. The discrete brittle deformation characterized at Spitfire could be distant reactivation resulting from tectonic activities in neighbouring areas such as the Arrow zone, in which strong reactivation evidence such as breccia zones and faults have been observed (Hillacre 2018; Hillacre *et al.* 2021). Such tectonic activity could affect the framework of the fluid conduits in Spitfire and be a sufficient driving force responsible for significant fluid circulations, enough to lead to the mobilization of a large uranium stock and its precipitation into massive high-grade orebodies.

## **CONCLUSIONS**

The basement-hosted Spitfire uranium deposit has undergone a long history of deformation and alteration: under ductile, ductile-brittle, then brittle regimes and from high-grade metamorphism to post-exhumation. The development of lithological heterogeneities, enhanced by several episodes of mineral reactions and alteration, from dynamic recrystallization to the alteration of metamafic rocks and the formation of phyllosilicates during basement exhumation, contributed to the softening of the shear zone and helped to focus deformation from ductile to brittle along rheological contrasts. Progressive strain localization narrowed the shear zone and increased rheological heterogeneities. At Spitfire, later reactivation of the inherited shear zone under a brittle regime induced a discrete dilatant deformation expressed by micro-fracturing in the more altered and strained parts of the shear zone, and the contact between the shear zone and the overlying orthogneiss. The fractured network was enhanced by hydrothermal fluid circulation associated with quartz mobility, wherein dissolution features were filled by neo-formed phyllosilicates such as chlorite and illite. The fracturing and associated dissolution overprinting the former ductile and altered shear zones were the key factors responsible for porosity enhancement allowing mineralizing fluids to circulate.

The close link between areas of micro-fracturing and strong dissolution and textures of the uranium mineralization highlights the strong control of micro-fractures on fluid flow. Fluids used the micro-fracture network to migrate and amplified the fracture-related porosity by dissolution both along fracture-walls, pervasively penetrating the host rocks. Aggregates of phyllosilicates infilled the micro-fracture network. Uranium mineralization fills spaces created by dissolution and among the infilling phyllosilicates. The areas of lithological heterogeneities developed within large-scale shear zones that exhibit micro-fracture networks with abundant dissolution patterns and phyllosilicates infill seem to be the best structural footprint pathfinder to guide further uranium exploration along the PLC.

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

This research was funded and financially supported by Orano Mining and Orano Canada Inc. We thank Purepoint Uranium group and the Hook Lake Joint venture (Purepoint, Cameco and Orano) to have facilitated the access to the exploration site and data collection. We also thank C. Mackay and D. Slugoski for their contributions during field work. We thank the

Orano thin section workshop at Bessines-sur-Gartempe (France), Thin Section Lab at Toul (France), and Valérie Godart at GEOPS (Université Paris-Saclay, France) for all their work from sample preparation to producing thin sections. We specially thank Advanced Logic Technology for providing a free WellCAD software Licence through their academic program for students. This paper benefited from the constructive reviews by Dr. Kathryn Bethune and Dr. Yannick Branquet, along with internal review by Remy Chemillac from Orano Canada.



# **Chapitre 7 : Analyses des phases minérales associées aux zones minéralisées**

L'analyse structurale des roches de socle minéralisées sur Spitfire à plusieurs échelles (chapitre 6) a conclu que de la réactivation en domaine cassant des couloirs mylonitiques se caractérisait par la mise en place de zones de dilatance, et à petite échelle par une réactivation des plans de foliation en ouverture, avec la création de « jogs », identifiés comme piège structural de la minéralisation d'uranium. Ces « jogs » se développent précisément là où se trouvent des variations d'orientation et pendage localisées de la fabrique métamorphique (foliation) le long du corridor faillé. Ce sont donc vraisemblablement des structures ductiles héritées qui confèrent aux minéralisations d'uranium la forme lenticulaire observée, ces lentilles étant orientées parallèlement à la fabrique métamorphique. Préalablement à la formation de ces « jogs », le socle, dont l'architecture est fortement héritée d'épisodes de déformation ductile pré-Athabasca, a également subi une succession d'épisodes d'altération. Ces altérations du socle se caractérisent par des transformations minérales qui peuvent avoir modifié les propriétés rhéologiques. La localisation de la déformation peut donc être favorisée en partie par l'altération préférentielle le long de structures préexistantes. Les observations réalisées sur sondages montrent que les microstructures contrôlant la minéralisation d'uranium sont un piège de premier ordre des plans de foliation réactivés en ouverture en domaine cassant et en second ordre des fractures de directions variées (EW, NNW-SSE). Différentes morphologies de minéralisation ont pu être observées macroscopiquement sur les échantillons minéralisés : (i) minéralisation disséminée dans les plans de foliation (non visible à l'échelle macroscopique), (ii) minéralisation en remplissage de fractures ou de micro-fractures (d'extension micrométriques à pluri-centimétriques) ; ces fractures sont le plus souvent parallèles ou subparallèles à la foliation, (iii) minéralisation sphérulitique et botryoïdale en agrégats localisés le long des plans de foliation dans les faciès oxydés (voir Chapitre 6.2, Abdelrazek et al. 2021).

Les observations pétrographiques et des microstructures ont montré que la minéralisation d'uranium vient en remplissage local de l'espace inter-granulaire dans les agrégats de phyllosilicates ainsi que dans les phyllosilicates remplissant les fractures reprises par de la dissolution (Fig. 12 et 13 du Chapitre 6, Abdelrazek et al. 2021). Les oxydes d'uranium qui précipitent tout d'abord sur la surface des phyllosilicates vont ensuite progressivement les remplacer (parfois totalement) jusqu'à former des agrégats tels qu'observés en lame mince. Le travail pétrographique du chapitre 6 a montré l'association entre oxyde d'uranium et pyrite, ces sulfures présentant différentes morphologies. Les relations texturales entre la pyrite et les oxydes d'uranium indiquent dans la plupart des cas que l'uranium précipite postérieurement à une pyrite

déjà en place, et pour quelques cas de manière synchrone avec la pyrite.

L'association entre minéralisation et phyllosilicate est une caractéristique connue des gisements d'uranium de socle. Ces mêmes phyllosilicates composant les halos d'altérations sont associées à des modèles de mise en place des gisements (c.f. modèle Ingress et Egress du chapitre 3). Il apparaît donc nécessaire de caractériser précisément les minéraux argileux associés aux oxydes d'uranium pour comparer par analogie Spitfire aux gisements connus.

Ainsi, pour comprendre l'histoire de la mise en place des altérations et de leurs effets sur le piégeage de la minéralisation d'uranium, plusieurs travaux analytiques ont été réalisés dans le cadre de cette thèse. Tout d'abord, la caractérisation de détail des phases minérales (oxydes d'uranium, phyllosilicates et sulfures) à l'aide de techniques de microscopie optique et électronique afin d'établir une paragenèse minérale précise. Les échantillons sélectionnés seront représentatifs des différents intervalles litho-structuraux et altérations rencontrées, à différents endroits du corridor. Ces observations pétrographiques sont couplées à des analyses chimiques à la microsonde électronique pour relever de potentielles zonations locales et variations latérales le long du corridor. L'acquisition de données chimiques à la microsonde sur les chlorites permet l'utilisation de géothermomètres empiriques pour estimer la température de formation de ces minéraux. Toutes ces analyses permettront d'affiner le cadre de mise en place des minéralisations uranifères et d'estimer un peu mieux l'impact des altérations dans la mise en place du système minéralisé.

### **1. Textures des oxydes d'uranium et leurs associations minéralogiques.**

Les observations pétrographiques présentées dans le chapitre 6 ont eu pour but de caractériser le lien entre les microstructures, les altérations associées et la minéralisation d'uranium. Afin de caractériser les minéraux d'altération en association avec les oxydes d'uranium, des travaux complémentaires en microscopie optique et électronique à balayage (MEB) ont été réalisés afin de d'approfondir les observations en lame mince.

Chaque type morphologique de minéralisation uranifère décrite dans le chapitre 6 a donc été étudié en détail. Les analyses pétrographiques montrent une forte association entre l'uranium et les phyllosilicates et entre l'uranium et les sulfures, plus particulièrement la pyrite. Dans les intervalles

minéralisés ne présentant pas d'oxydes d'uranium visible à l'œil nu, la minéralisation s'observe disséminée dans les espaces inter-grains des phyllosilicates composant la matrice de la roche, ainsi qu'en remplissage des fractures ouvertes (Fig. 7.1). Les observations montrent que les phyllosilicates ont pu servir de piège préférentiel pour la précipitation des oxydes d'uranium. La minéralisation vient remplir l'espace entre les feuillettes ainsi que les clivages jusqu'à complètement remplacer la matrice. Ce processus de remplacement est illustré par la présence de traces de clivage reliques caractéristiques des phyllosilicates (Fig. 7.1) dans les oxydes d'uranium et se retrouve autant dans les orthogneiss que dans la phyllonite.

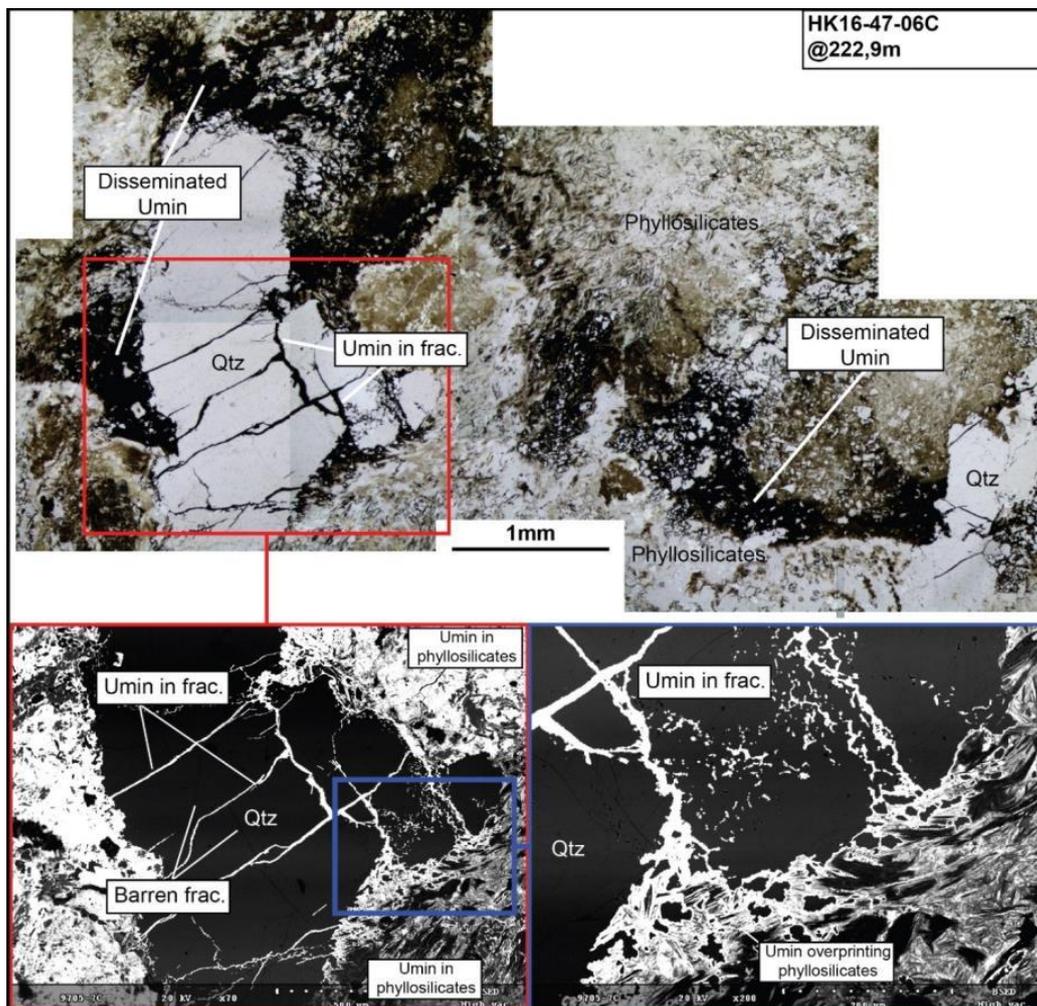


Figure 7.1 : Microphotographie optique et électronique de minéralisation uranifère remplaçant les phyllosilicates présent dans la matrice et les fractures.

Le type de morphologie de minéralisation d'uranium décrit comme des veines d'oxyde d'uranium visible à l'échelle macroscopique se caractérise par un réseau dense de micro-veines d'uraninite. Ces veines qui apparaissent identiques au premier abord peuvent être formées

d'oxydes d'uranium, de matière riche en carbone, ou d'un mélange de phases carbone/uraninite ou uraninite/sulfures (Fig. 7.2).

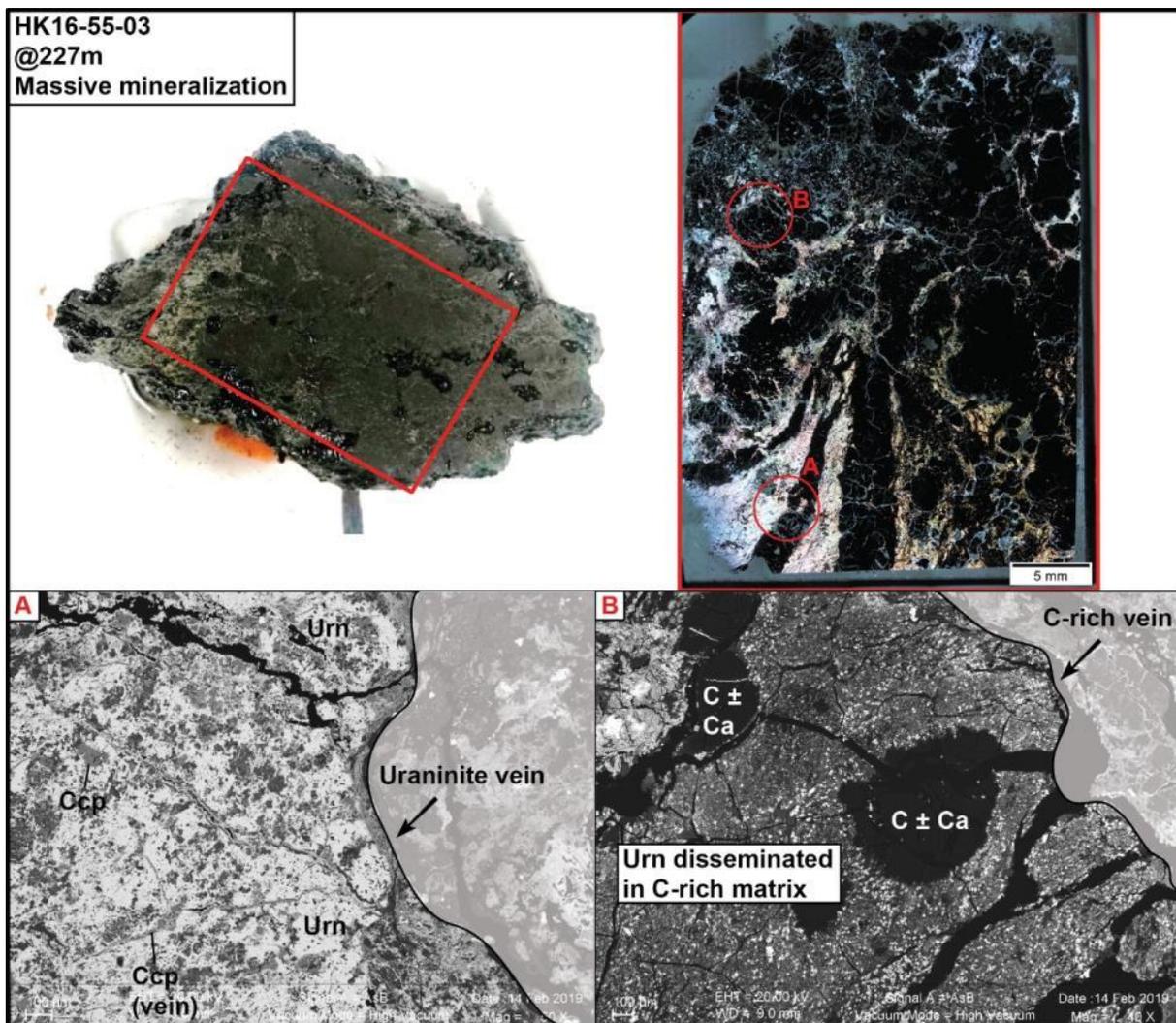


Figure 7.2 : Echantillon de minéralisation uranifère massive à différentes échelles. A. Microphotographie au MEB d'une veine d'uraninite en association avec de la chalcopryrite. B. Microphotographie au MEB d'une veine de matière riche en carbone enrichie en uraninite disséminée. Urn = uraninite, Ccp = chalcopryrite, C = carbone, Ca = calcium.

Les minéralisations de morphologie définie comme sphérolitique et botryoïdale à l'échelle macroscopique se caractérisent lors d'observation sur les sondages comme des oxydes d'uranium de tailles millimétriques et de formes plus ou moins sphériques, de couleur noire, et généralement alignés (voir allongés) le long des plans de foliation. A l'échelle microscopique, ces éléments montrent une diversité minéralogique : dans certains échantillons, ces « nodules » sont en fait des veines de même morphologie que celles présentées dans la figure 7.2, comme sur l'échantillon de la figure 7.3 où les minéraux lenticulaires noirs de la partie inférieure de l'échantillon sont des nodules de matière riche en carbone autour duquel vient se piéger l'uranium. Dans d'autres

échantillons, ces nodules correspondent à des amas de minéraux opaques tels que des oxydes d'uranium, des oxydes (fer et titane), de la matière riche en carbone, ou des sulfures (pyrite et chalcopryrite). Les observations pétrographiques montrent que ces oxydes d'uranium ne forment pas des sphérulites ou botryoïdes, mais plutôt des plages xénomorphes ou des zones de minéralisation disséminée très localisées (Fig. 7.4).

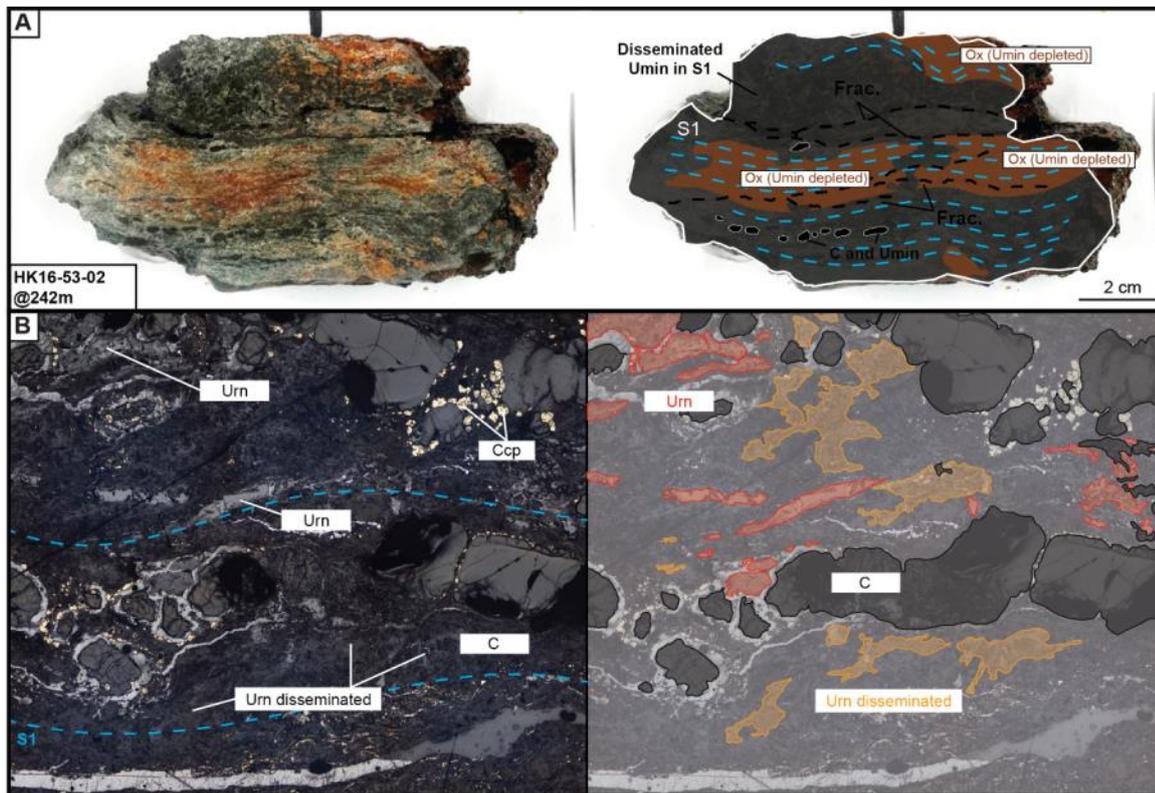


Figure 7.3 : A. Echantillon de phyllonite minéralisée. B. Microphotographie en lumière réfléchie des minéraux lenticulaires noirs visibles en macro.

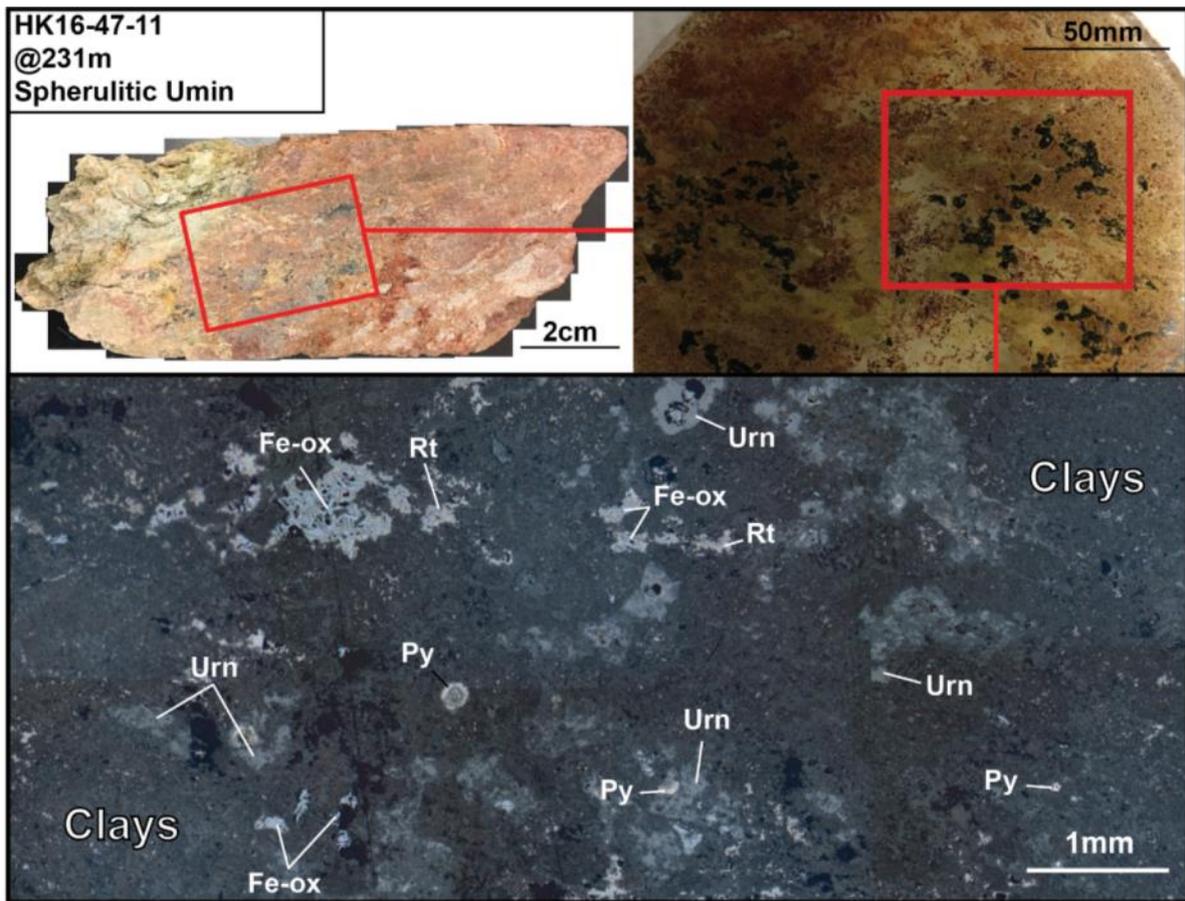


Figure 7.4 : Echantillon de phyllonite oxydé et minéralisé. La microphotographie de la partie inférieure est prise en lumière réfléchie. Urn = uraninite, Py = pyrite, Fe-ox = oxyde de fer, Rt= rutile.

Très localement toutefois, dans de petites cavités de quelques dizaines de microns maximum, des textures botryoïdales peuvent être observées. Ces morphologies d'oxydes d'uranium se retrouvent généralement au contact de la pyrite, du rutile et de la matière carbonée qu'ils recourent. La minéralisation peut être en recouvrement de phases présentes (Fig. 7.5A) ou automorphe (Fig. 7.5B).

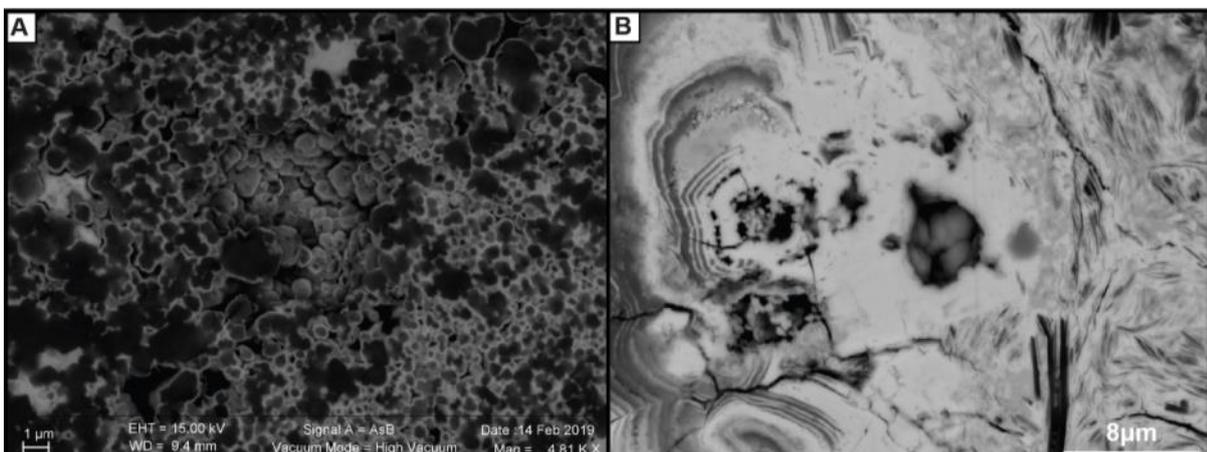


Figure 7.5 : A. Photographie MEB d'oxydes d'uranium recouvrant des grains sphérolitiques de rutile (HK16-47-11). B. Photographie MEB d'uraninites sphérolitiques dans une cavité entre une pyrite et les phyllosilicates de la roche (HK16-55-01).

Les observations pétrographiques montrent que les associations les plus abondantes avec les oxydes d'uranium sont les associations oxydes d'uranium/phyllosilicates puis oxydes d'uranium/pyrite (Fig. 7.6).

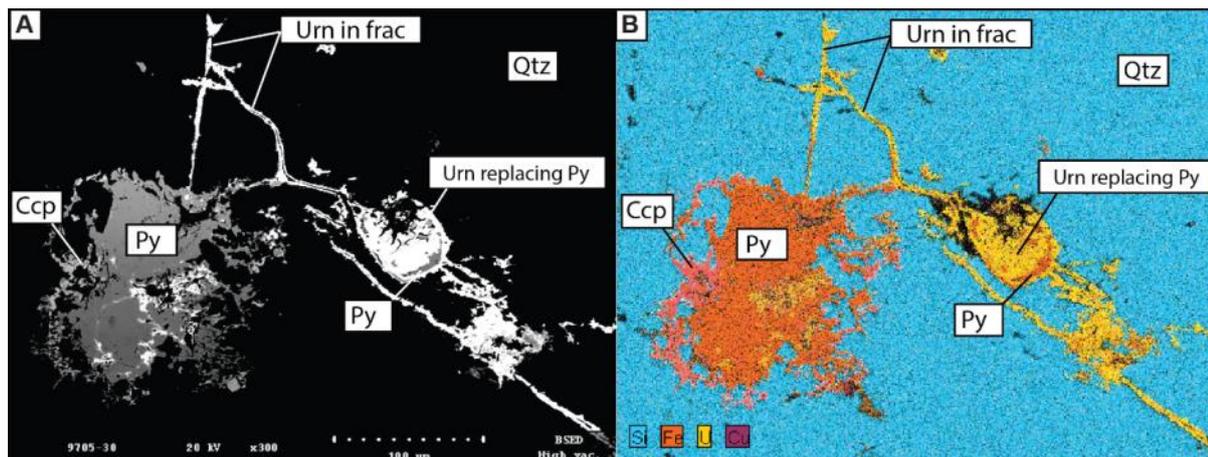


Figure 7.6 : A. Photographie MEB d'une partie de l'échantillon HK15-33-13. B. Cartographie élémentaire de la même zone montrant la répartition des éléments chimiques.

## **2. Caractérisation des minéraux d'altération : les phyllosilicates.**

### **a. Caractérisation texturale des phyllosilicates**

Les roches de socle du PLC ont subi différents épisodes d'altération qui sont décrits dans le chapitre 6. Ces altérations sont caractérisées par la présence de phyllosilicates de remplacement, tels que des chlorites, des muscovites, des illites et des kaolins. Sur la base des résultats des travaux pétrographiques présentés en chapitre 6, une caractérisation fine des phyllosilicates a été effectuée à l'aide de techniques de microscopie optique et électronique (MEB et EMPA).

### **Micas blancs**

Les micas sont représentés essentiellement par des muscovites et des illites. Les muscovites se repèrent à leurs teintes de biréfringence du 3<sup>ème</sup> ordre caractéristique (Fig. 7.7A). Elles se retrouvent en produit d'altération de la chlorite ou en cristaux automorphes dans des veines de muscovite recoupant l'encaissant (Fig. 7.7B).

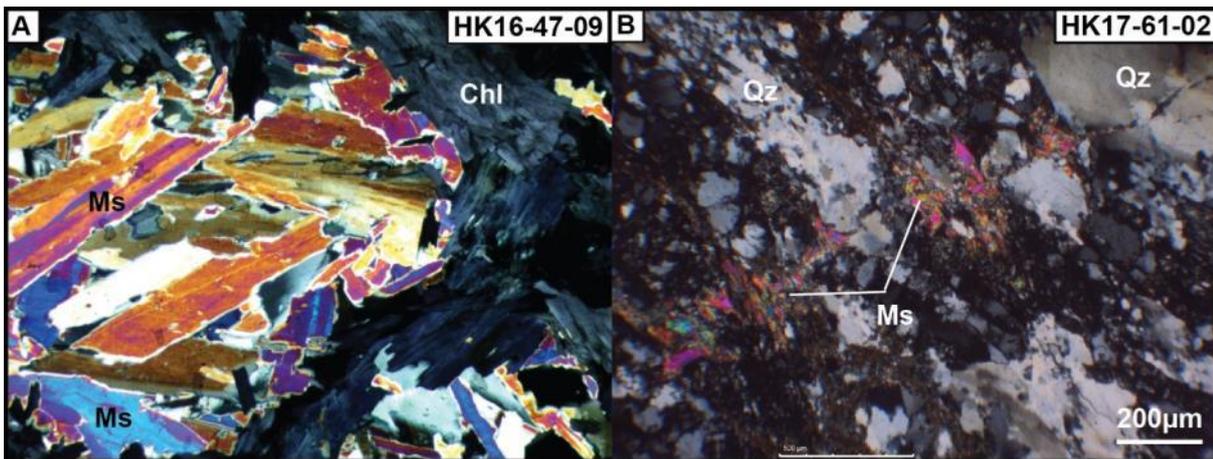


Figure 7.7 : A. Microphotographie optique en LPA de grains de muscovite dans une veine de chlorite. B. Microphotographie en LPA d'une veine de muscovite recoupant sub-orthogonalement la foliation de l'orthogneiss encaissant.

Les feldspaths observés en lame mince montrent deux altérations principales. La première est une altération séricitique caractérisée par une biréfringence du deuxième ordre (Fig. 7.8A). La deuxième altération est composée d'un agrégat de feuillets d'illite d'une dizaine de microns. Ces minéraux montrent des teintes de biréfringence du 1<sup>er</sup> ordre (Fig. 7.8B).

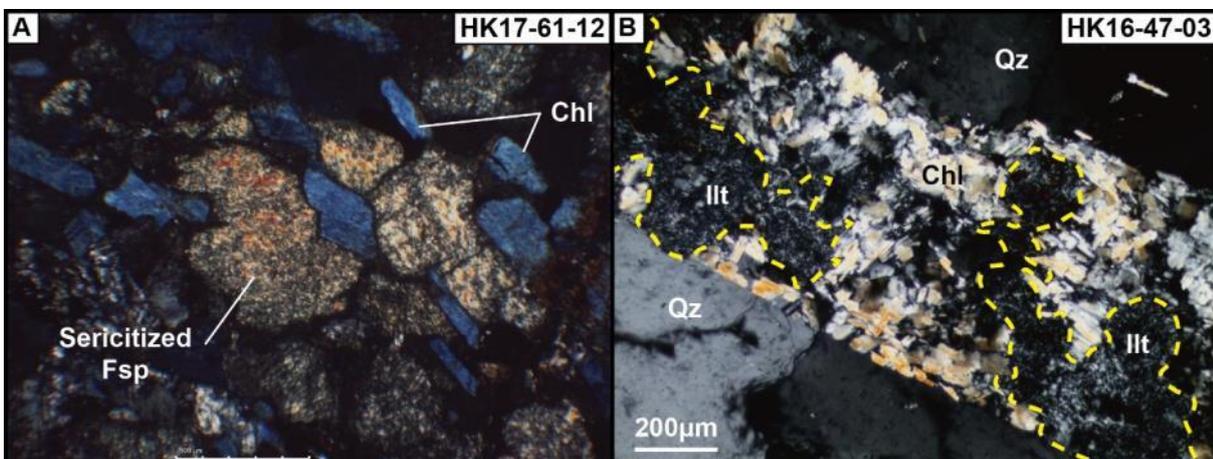


Figure 7.8 : A. Microphotographie en LPA montrant l'altération séricitique des feldspaths. Les chlorites montrent une biréfringence caractéristique « bleu de Prusse ». B. Microphotographie en LPA d'un feldspath complètement pseudomorphosé par des illites et des chlorites. Fsp = feldspath, Chl = chlorite, Qz = quartz, Illt = illite.

## Chlorites

Les chlorites montrent une variabilité texturale importante. La taille des cristaux peut varier de micrométrique à millimétrique. Les morphologies sont les suivantes : veines, agrégats de texture radiale, pseudomorphoses de biotite, cristaux automorphes. En lumière polarisée non analysée, ces

phases minérales présentent un pléochroïsme d'intensité variable, dans les tons verts. En lumière polarisée analysée, ces minéraux présentent une teinte de biréfringence allant du gris au jaune pâle du premier ordre ou bleu de Prusse.

Les chlorites « bleu de Prusse » sont localisées au niveau des veines décrites dans le chapitre 5, lesquelles sont associées à une forte dissolution de l'encaissant (Fig. 7.9A). Ces chlorites sont de grandes tailles (jusque centimétrique) et ne présentent que très peu de déformation ou d'altération. Des micro-rutiles sont parfois observables en lumière réfléchie et localisés le long des clivages des cristaux. La présence de rutile dans les clivages des chlorites pourrait indiquer un processus de d'altération de la biotite par la chlorite. Des veines de chlorites de taille variable ont été décrites dans le chapitre 5, associées à une forte dissolution de l'encaissant. Les chlorites composant ces veines sont les chlorites « bleu de Prusse » décrites précédemment.

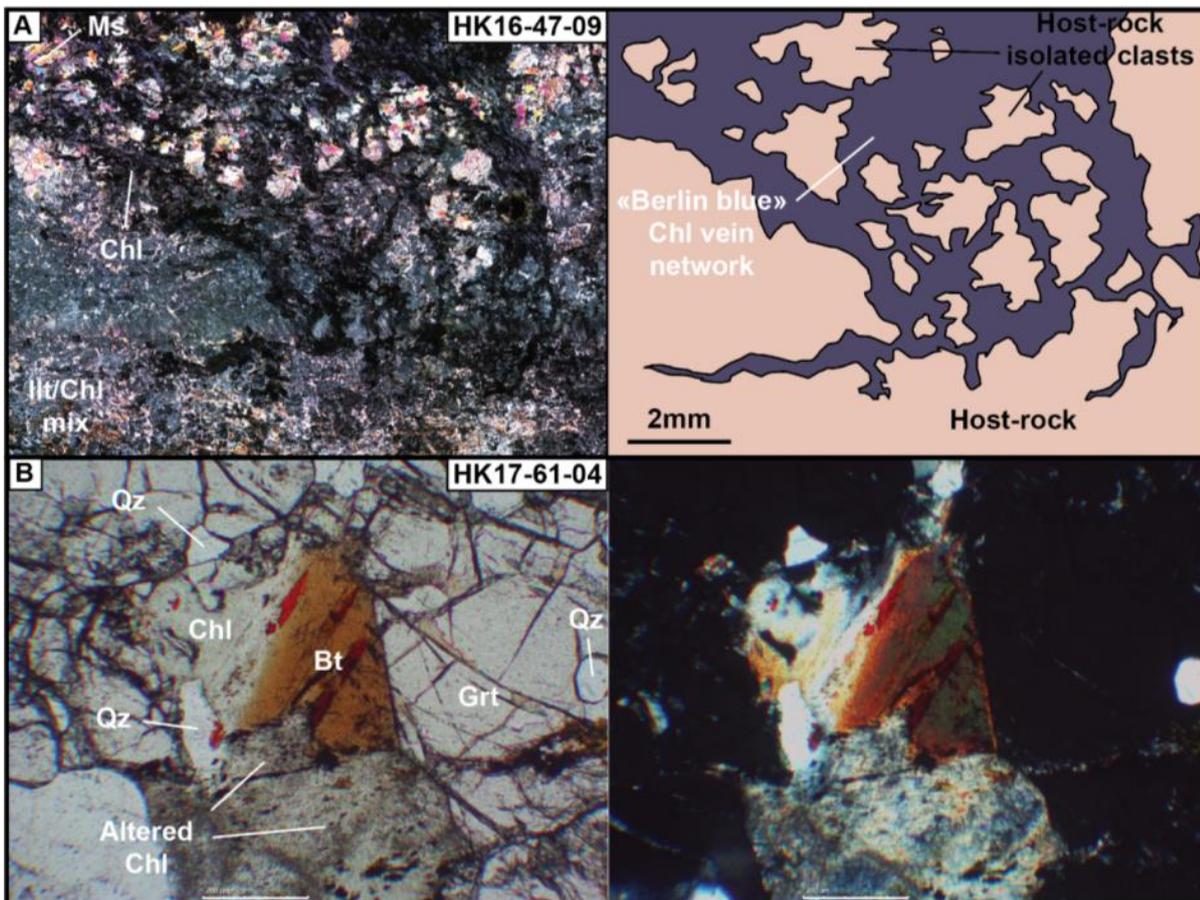


Figure 7.9 : A. Microphotographie en LPA de veines de chlorite « bleu de Prusse » recoupant l'encaissant en isolant des fragments de celui-ci. B. Microphotographies en LPNA (gauche) et LPA (droite) d'une biotite partiellement préservée dans un grenat. Une partie de la biotite est altérée en chlorite. La chlorite de la partie inférieure de la photo montre un début de séricitisation.

### b. Caractérisation chimique des phyllosilicates

Les modèles de formation des gisements d'uranium de socle associés aux discordances traitent en détail du cortège de phyllosilicates que l'on trouve en association avec les minéralisations. Une caractérisation précise de ces phyllosilicates permet de préciser la paragenèse, mais aussi de pouvoir comparer les zones étudiées aux modèles de formation proposés pour ce type de gisement.

Des analyses à la microsonde ont donc été effectuées sur les échantillons préalablement étudiés en pétrographie afin de caractériser les phyllosilicates. Afin de définir si un schéma d'altération caractéristique à Spitfire pouvait être établi, le jeu de données a été complété par des analyses de même nature et sur les mêmes minéraux provenant d'échantillons non-minéralisés à la fois dans Spitfire et en dehors de la zone (de 1 à 8km de la minéralisation principale), toujours sur le permis de Hook Lake (Figure 7.10).

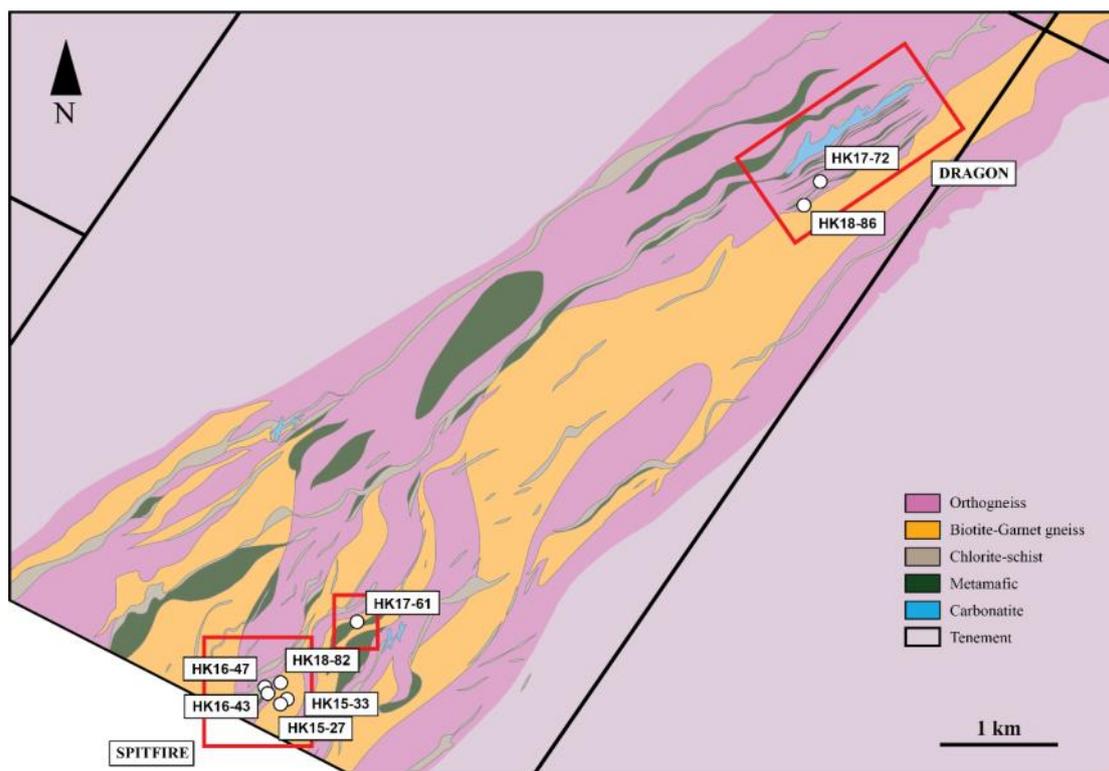


Figure 7.10 : Carte de localisation des sondages dont proviennent les échantillons de phyllosilicates analysés à la microsonde électronique.

Un total de 432 analyses microsonde ont été obtenues pour un total de 6 échantillons minéralisés de Spitfire, 4 échantillons non-minéralisés de Spitfire, et 5 échantillons non-minéralisés

en dehors de Spitfire (HK17-61 et zone de Dragon). Les analyses ont été reportées sur des diagrammes de Velde (Velde 1985) selon la provenance des échantillons (Figure 7.11). Le diagramme de Velde est un diagramme ternaire dont les pôles représentent : la proportion d'alcalin basé sur les feldspaths, la kaolinite/pyrophyllite et le talc/serpentine. Les positions des compositions parfaites pour différents minéraux communément rencontrés dans les gisements d'uranium de l'Athabasca sont reportées sur le diagramme. S'y trouve la muscovite, l'illite, la biotite, la sudoïte et un pôle clinochlore/daphnite.

### **Echantillons de la zone minéralisée de Spitfire**

Les compositions des phyllosilicates rencontrés dans les échantillons **minéralisés** correspondent au clinochlore/daphnite, l'illite/muscovite, kaolinite, ainsi que d'un mélange illite-smectite (Fig. 7.12). Les chlorites de la zone de Spitfire montrent différentes morphologies mais sont chimiquement similaires, avec des compositions de clinochlore. Certaines montrent localement des teintes de biréfringence tirant vers le premier ordre, indiquant un début d'altération séricitique. D'autres montrent des teintes de biréfringence différentes pour des textures et des compositions identiques (Fig. 7.13). Dans ce cas, La différence subsiste en la présence de micro-sulfures (pyrite et chalcopryrite) disséminés dans les plages sombres (Fig. 7.13). La présence de ces micro-sulfures disséminés coïncide ici avec la présence d'oxydes d'uranium eux aussi disséminés dans les amas de phyllosilicates.

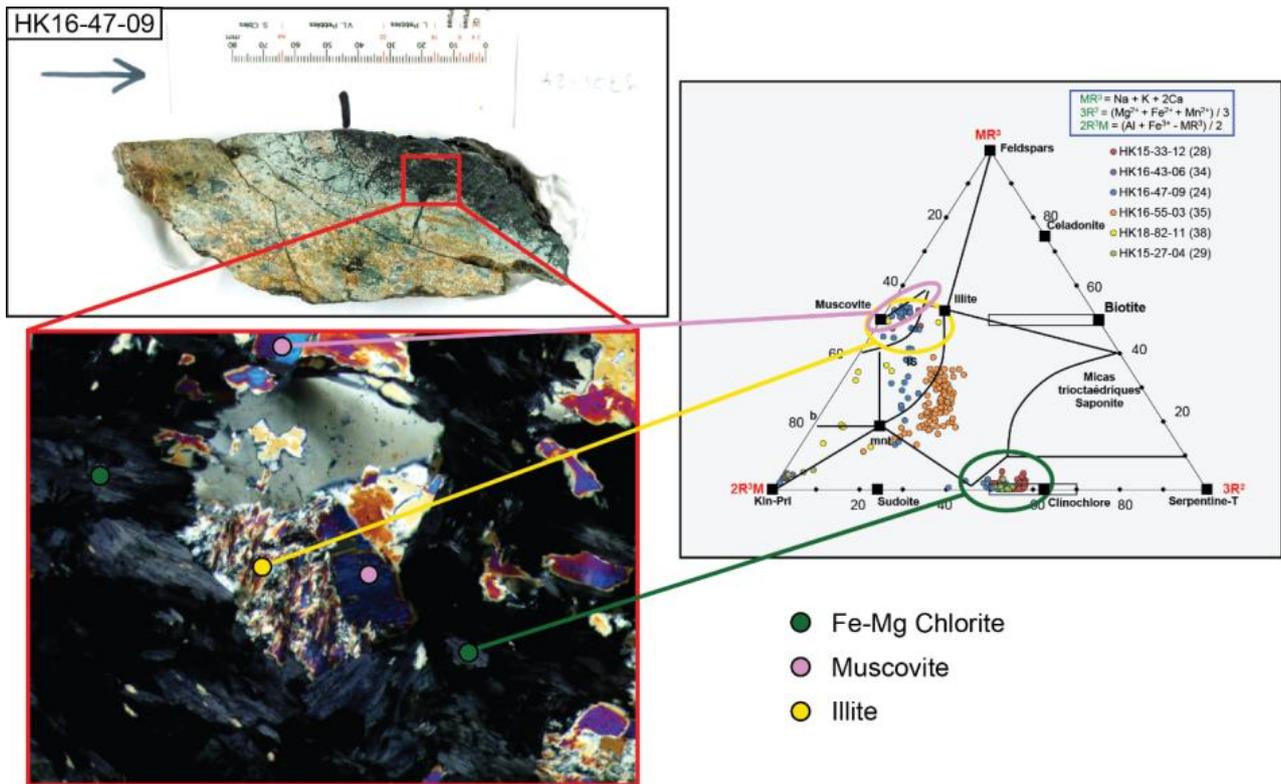


Figure 7.11 : Méthodologie d'analyse des altérations argileuses. Les analyses sont effectuées dans un cadre structural défini en amont et croisées avec les observations pétrographiques. La caractérisation se fait selon la classification de Velde (1985).

Les paragenèses des échantillons **non minéralisés** de la zone de Spitfire diffèrent par l'absence de kaolinite identifiée à la microsonde. Hormis ce minéral, les phyllosilicates identifiés sont similaires aux échantillons minéralisés (Fig. 7.12).

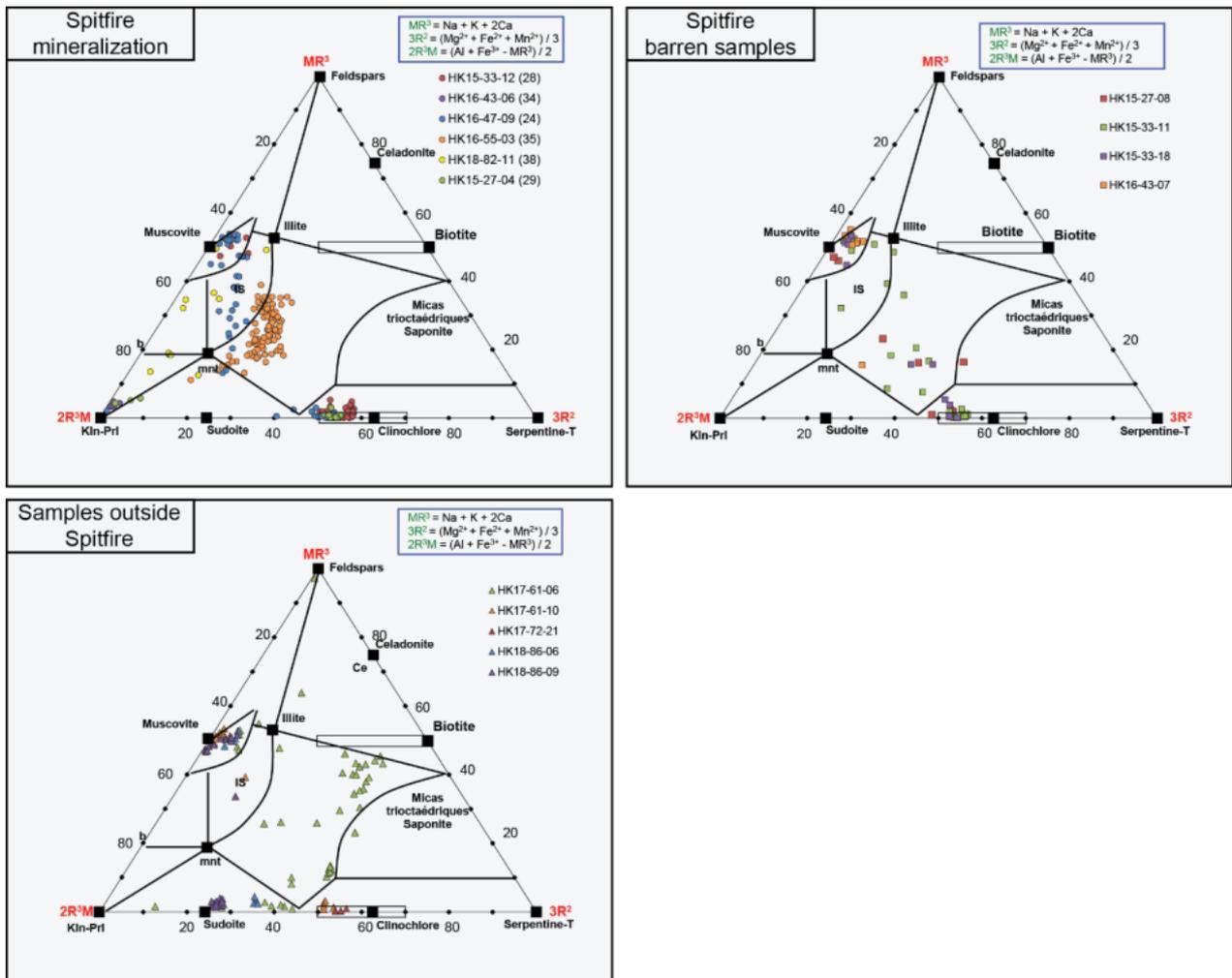


Figure 7.12 : Caractérisation des phyllosilicates des roches de socle le long duPLC, dans le permis de Spitfire, d'après Velde (1985).

### Echantillons hors zone minéralisée

Dans la zone de Spitfire, les échantillons minéralisés et non minéralisés montrent donc une répartition sur le diagramme de Velde sensiblement similaire. En effet, les mêmes phases minérales y sont représentées. Seule la présence de kaolinite marque une différence entre les échantillons porteurs de minéralisation et ceux sans oxyde d'uranium dans cette zone.

En dehors de Spitfire, certains minéraux analysés se placent le long d'une tendance entre la biotite et le pôle clinochlore /daphnite, non observé au niveau de Spitfire (Fig. 7.14). Ces analyses proviennent d'une partie du sondage HK17-61 qui est supposée être la continuité à 1km au NE de la zone de cisaillement minéralisée de Spitfire. De plus, un amas de point se localise au niveau du pôle sudoïte (Fig. 7.14). Ces analyses proviennent d'échantillons de la zone de Dragon, à 8km au NE de Spitfire (Fig. 7.10), et montrent deux compositions de chlorite différentes : une de type clinochlore, et une de type sudoïte.

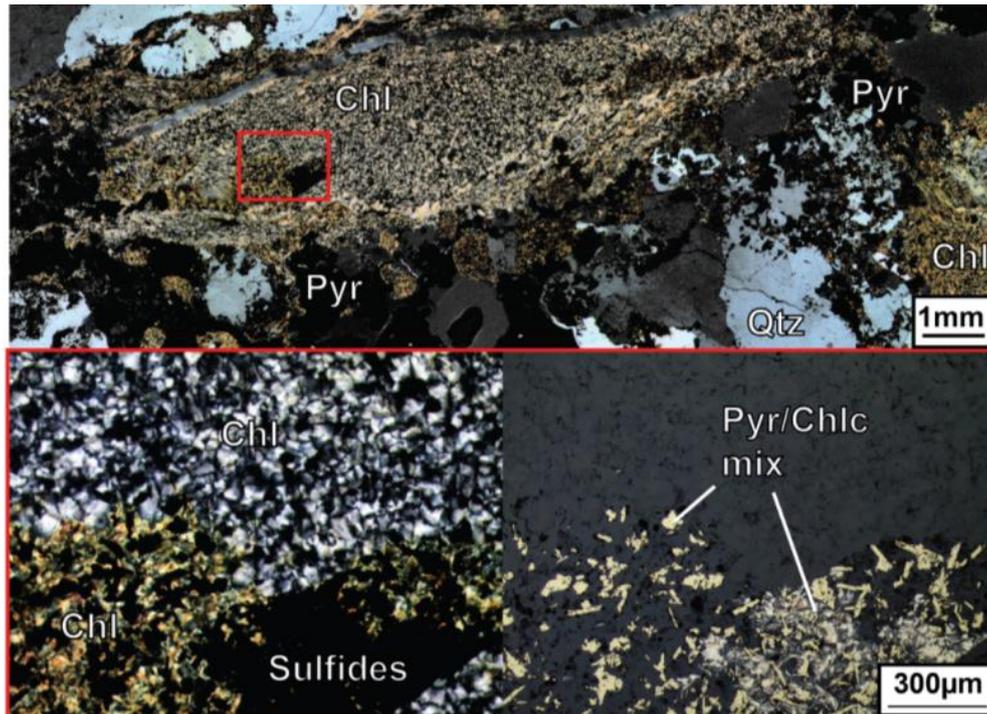


Figure 7.13 : Microphotographie en LPA d'une veine de chlorite. Une partie de cette contient des micro-sulfures disséminés, marquant des fronts au niveau desquels la biréfringence change, pour des compositions identiques.

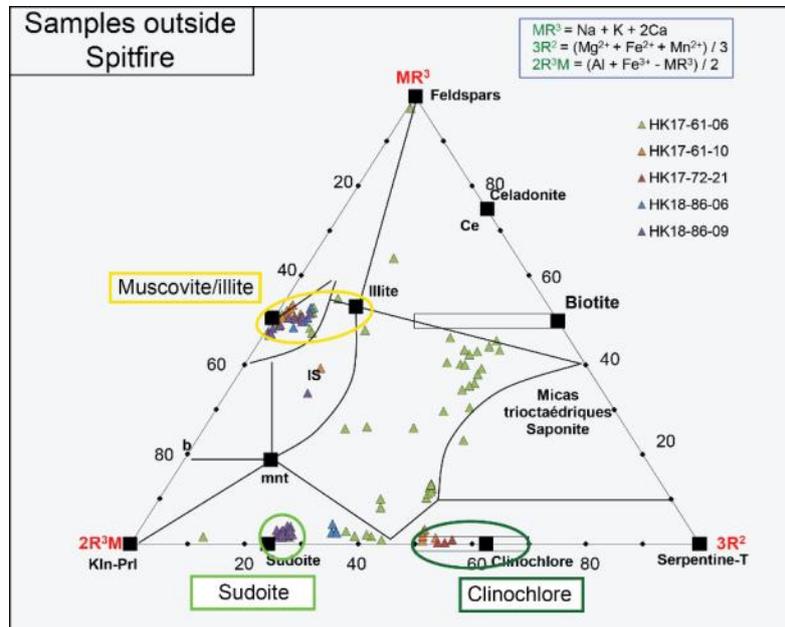


Figure 7.14 : Caractérisation des phyllosilicates à distance de Spitfire (1km et 8km au NE). D'après Velde (1985).

### c. Conditions de précipitation

Afin de contraindre l'environnement de mise en place de ces minéraux, il est possible d'utiliser les compositions de ces chlorites pour retrouver les températures de formation de celles-

ci. Connaître la chimie des chlorites permet l'utilisation de modèles thermométriques. Les géothermomètres empiriques, c'est-à-dire calibrés pour des gammes de températures et des champs de composition de minéraux donnés, permettent d'évaluer la température de cristallisation en se basant sur l'aluminium tétraédrique. Leur efficacité est donc limitée à des conditions de formation bien particulières. Les modèles semi-empiriques supposent que le minéral étudié est une solution solide qui représente un mélange cristallin entre les pôles purs qui vont définir le champ de composition étudié (Masci 2019).

La figure 7.15 présente les résultats du géothermomètre semi-empirique de Bourdelle et al. (2013) pour chaque type d'échantillons de Hook Lake. Ce géothermomètre permet d'obtenir des résultats sur les chlorites de basses températures. Les analyses sont reportées dans un diagramme  $Si/R_{2+}$  (Wiewiora and Weiss 1990, Bourdelle & Cathelineau 2015) permettant en plus de confirmer la caractérisation chimique par rapport aux différents pôles purs représentés. Une équation quadratique a été utilisée dans le thermomètre Bourdelle pour les températures  $>350^{\circ}\text{C}$ , l'équation de base ne prenant pas en compte les effets de pression qui tendent à être non négligeable quand la température augmente.

### **Echantillons dans la zone minéralisée de Spitfire**

Dans le cadre des échantillons minéralisés de Spitfire, la majorité des analyses se situe dans une gamme de haute température entre 200 et 350° (Fig. 7.15). Ces estimations correspondent aux chlorites de composition Fe-Mg sur le diagramme de Velde de la figure 7.12. Des chlorites de basse température (entre 75 et 150°C) peuvent aussi être observées.

Les échantillons non minéralisés de Spitfire ont des gammes de température similaires à ceux minéralisés, se plaçant entre 250 et 400°C (Fig. 7.15). Comme pour les échantillons minéralisés, ces températures correspondent aux clinochlores. Les analyses rapportant des basses températures semblent moins nombreuses. Par exemple, l'échantillon minéralisé HK15-33-12 montre des hautes et basses températures alors que l'échantillon HK15-33-11 du même sondage ne montre que des hautes températures.

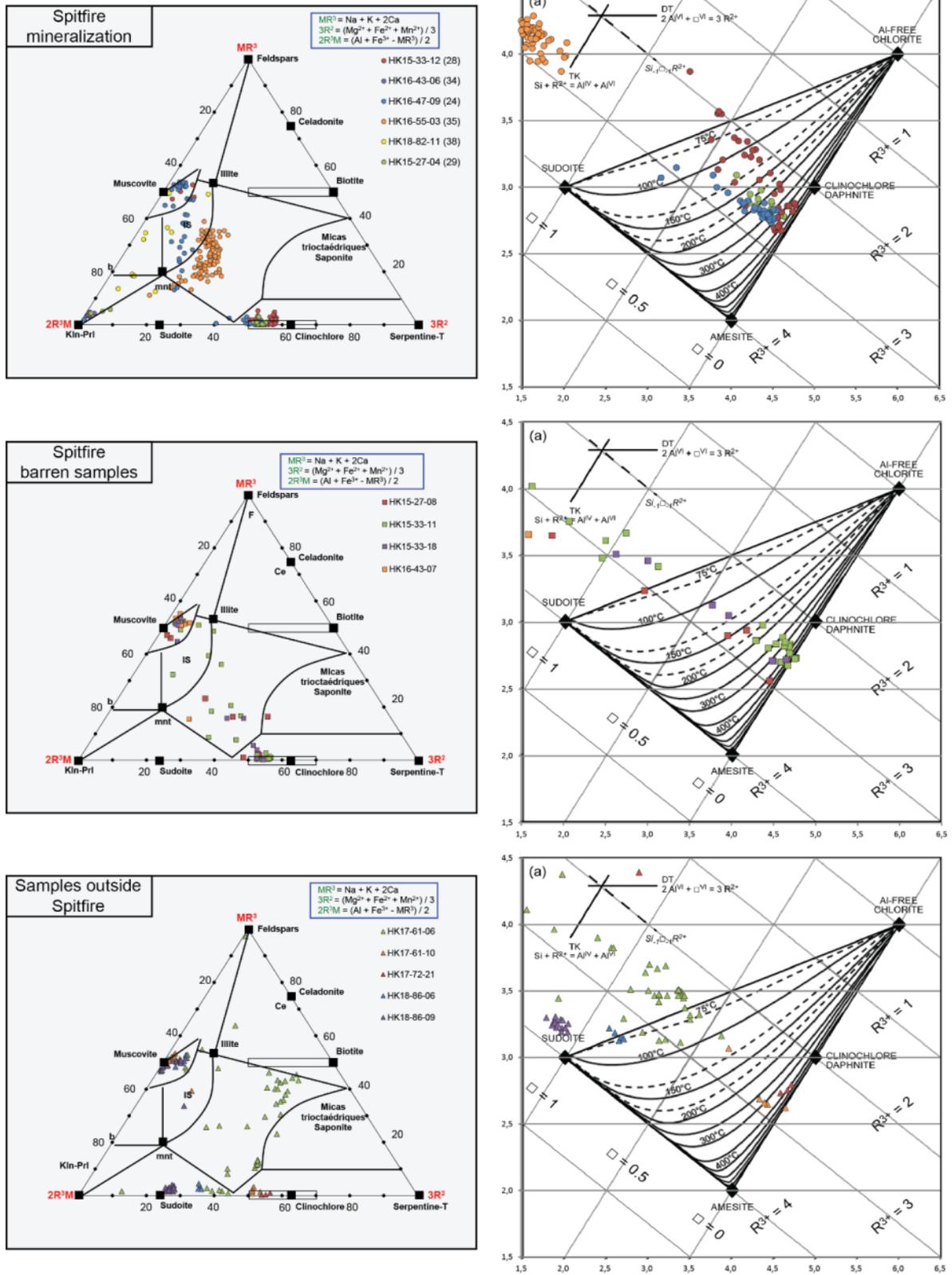


Figure 7.15 : Distribution des températures pour chaque zone d'Hook Lake d'après le géothermomètre de Bourdelle et al. (2013).

### Echantillons en dehors de la zone minéralisée de Spitfire

En dehors de Spitfire, les échantillons du sondage HK17-61 contiennent des chlorites de

basses températures (HK17-61-06) ainsi que des chlorites de hautes températures (HK17-61-10) (Fig. 7.15). L'échantillon HK17-61-10 correspond à un intervalle phyllonitique fortement chloritisé, alors que l'échantillon HK17-61-10 est un orthogneiss mylonitique.

Au niveau de Dragon, les quelques échantillons identifiés comme des clinochlores montrent des températures similaires à celles précédemment identifiées. Les chlorites de composition type sudoïte tombent en dehors du diagramme, ne retournant aucune température.

Afin de vérifier les tendances de hautes et basses températures observées avec le géothermomètre de Bourdelle, des versions modifiées du géothermomètre de Cathelineau et Nieva (1985) ont été utilisés à titre comparatif (Kranodiotis & McLean 1987, Jowett 1991, Xie et al. 1997). Les résultats sont synthétisés dans le tableau suivant (Tableau 2).

Ces différents géothermomètres montrent tous les mêmes tendances. La plupart des analyses indiquent que les chlorites de hautes températures (entre 250 et 400°C) dominent les échantillons, à l'exception de ceux de Dragon (HK17-72-21, HK18-86-06 et HK18-86-09) contenant des chlorites de types sudoïte.

A Spitfire, les clinochlores de plus de 250°C sont les phases chloritiques dominantes. La présence de sudoïte a pu être identifiée en dehors de Spitfire, jamais en lien avec la minéralisation malgré le nombre d'analyses effectuées et d'échantillons étudiés.

<b>SPITFIRE UMIN</b>				<b>Kranodiotis et McLean (1987)</b>			<b>Jowett (1991)</b>			<b>Xie et al. (1997)</b>		
		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
HK16-47-09	AlIV	2,32	0,20	AlIV	2,25	0,20	AlIV	2,32	0,20	T°C	378,73	63,10
	T°C	292,26	21,47	T°C	301,63	32,02	T°C	378,73	63,10	<b>Temperature</b>	<b>379</b>	
	<b>Temperature</b>	<b>292</b>		<b>Temperature</b>	<b>302</b>		<b>Temperature</b>	<b>379</b>				
HK15-33-12		Moyenne	Ecart Type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
	AlIV	2,04	0,37	AlIV	2,15	0,20	AlIV	2,33	0,27	T°C	330,19	94,76
	T°C	273,96	35,84	T°C	290,32	32,49	T°C	330,19	94,76	<b>Temperature</b>	<b>330</b>	
HK15-27-04		Moyenne	Ecart Type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
	AlIV	2,25	0,17	AlIV	2,21	0,15	AlIV	2,28	0,19	T°C	352,20	57,32
	T°C	287,59	18,11	T°C	295,90	24,52	T°C	352,20	57,32	<b>Temperature</b>	<b>352</b>	
<b>Temperature</b>	<b>288</b>		<b>Temperature</b>	<b>296</b>		<b>Temperature</b>	<b>352</b>					

<b>SPITFIRE BARREN</b>				<b>Kranodiotis et McLean (1987)</b>			<b>Jowett (1991)</b>			<b>Xie et al. (1997)</b>		
		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
HK15-27-08	AlIV	2,03	0,34	AlIV	2,28	0,07	AlIV	2,21	0,39	T°C	306,84	106,47
	T°C	265,46	38,22	T°C	306,84	11,99	T°C	306,84	106,47	<b>Temperature</b>	<b>307</b>	
	<b>Temperature</b>	<b>265</b>		<b>Temperature</b>	<b>307</b>		<b>Temperature</b>	<b>307</b>				
HK15-33-11		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
	AlIV	2,31	0,11	AlIV	2,24	0,19	AlIV	2,24	0,35	T°C	360,07	79,73
	T°C	291,64	16,01	T°C	299,00	33,34	T°C	360,07	79,73	<b>Temperature</b>	<b>360</b>	
HK15-33-18		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
	AlIV	1,42	0,46	AlIV	1,74	0,00	AlIV	2,19	0,44	T°C	348,17	86,92
	T°C	185,62	50,87	T°C	217,47	0,00	T°C	348,17	86,92	<b>Temperature</b>	<b>348</b>	
<b>Temperature</b>	<b>186</b>		<b>Temperature</b>	<b>217</b>		<b>Temperature</b>	<b>348</b>					

<b>OUT OF SPITFIRE</b>				<b>Kranodiotis et McLean (1987)</b>			<b>Jowett (1991)</b>			<b>Xie et al. (1997)</b>		
		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
HK17-61-06	AlIV	1,15	0,28	AlIV	1,57	0,21	AlIV	1,66	0,13	T°C	242,33	60,12
	T°C	172,83	27,59	T°C	183,56	34,84	T°C	242,33	60,12	<b>Temperature</b>	<b>254</b>	
	<b>Temperature</b>	<b>173</b>		<b>Temperature</b>	<b>184</b>		<b>Temperature</b>	<b>254</b>				
HK17-61-10		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
	AlIV	1,86	0	AlIV	1,36	0,20	AlIV	2,47	0,40	T°C	366,01	86,43
	T°C	242,13	0	T°C	157,71	27,04	T°C	366,01	86,43	<b>Temperature</b>	<b>286</b>	
HK17-72-21		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
	AlIV	2,48	0,06	AlIV	1,51	0,22						
	T°C	301,67	6,17	T°C	186,34	36,42						
<b>Temperature</b>	<b>302</b>		<b>Temperature</b>	<b>186</b>								
HK18-86-06					moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
				AlIV	1,39	0,05						
				T°C	167,71	6,65						
HK18-86-09					moy	ecart type		moy	ecart type		moy	ecart type
				AlIV	1,78	0,06						
				T°C	221,52	12,42						
<b>Temperature</b>			<b>Temperature</b>	<b>222</b>								

Tableau 2 : Moyennes et écarts types des températures et concentration en aluminium de chaque échantillon étudié. D'après Kranodiotis et McLean (1987), Jowett (1991) et Xie et al. (1997).

### 3. Caractérisation des sulfures associés aux minéralisations

La présence en pétrographie de minéraux opaques est commune dans les échantillons de Hook Lake. Ces minéraux ont la particularité de ne pas laisser passer la lumière. Leur étude en

microscopie optique se fait donc par lumière réfléchiée. Selon les intervalles litho-structuraux et les altérations, ces minéraux sont de différentes natures : graphite, oxydes et sulfures forment l'essentiel de la paragenèse des minéraux opaques. Les oxydes sont majoritaires des oxydes de fer, fer-titane, et d'uranium. La famille des sulfures est majoritairement composée de pyrite, avec une proportion mineure de chalcopyrite et très rarement de la galène.

Les études pétrographiques ont révélé une forte association texturale entre la localisation de la pyrite et les minéralisations uranifères. La pyrite présente une grande diversité texturale avec : i) des pyrites xénomorphes massives, millimétriques à centimétriques et pouvant être affectées par la dissolution (Fig. 7.16A), ii) des surcroissances sur les plages de pyrite (Fig. 7.16A), iii) des micro-pyrites disséminées dans les chlorites ferromagnésiennes (Fig. 7.16B), iv) des pyrites en remplissage de fractures dans du graphite hydrothermal (Fig. 7.16C), v) des pyrites montrant des croissances successives en alternance avec des oxydes d'uranium (Fig. 7.16D), vi) des pyrites automorphes (Fig. 7.16E) et vii) des pyrites framboïdales (Fig. 7.16F), potentiellement d'origine biogénique. Les faibles relations de recoupement ne permettent seulement d'établir que la pyrite xénomorphe est plus ancienne que les autres.

Une particularité commune ressort : d'après les observations, les pyrites sont toutes recoupées par les minéralisations d'oxydes d'uranium. Certaines de ces observations de recoupement peuvent être interprétées différemment comme une précipitation successive d'oxydes d'uranium/pyrite (Fig. 7.16D). La partie droite de cette même microphotographie (Fig. 7.16D) montre de la minéralisation uranifère de morphologie botryoïde dans une cavité en bordure de la pyrite. Les oxydes d'uranium vont se piéger autour de la pyrite en remplacement progressif, le plus souvent partiel (Fig. 7.16F). De plus, la cavité dans la partie droite de l'image montre que les oxydes ont une morphologie botryoïde dans cet espace. Dans le cadre de la pyrite framboïdale (Fig. 7.16F), la minéralisation uranifère (en gris) se localise sur la bordure extérieure de la pyrite, ainsi que dans son cœur.

Les chalcopyrites montrent trois types de morphologies, toujours dans des intervalles comprenant de la minéralisation ainsi que des pyrites. Les chalcopyrites vont former des veines (Fig. 7.17A), des cristaux anhédriques (Fig. 7.17B), ou des cristaux de morphologie framboïdale (Fig. 7.17C). Les veines de chalcopyrite recoupent l'encaissant qu'elles traversent, y compris les oxydes

d'uranium. Les cristaux anhydriques sont disséminés dans les phyllosilicates ou les fractures. Les morphologies framboïdales se retrouvent à proximité de nodule de matière riche en carbone. On remarque aussi que ces chalcopyrites ont souvent un cœur de pyrite.

La galène se trouve sous forme de petits cristaux d'une centaine de micron disséminés au contact d'oxydes d'uranium (Fig. 7.17D). La présence de galène est rare et n'a pu être observée que dans deux des échantillons, les deux minéralisés.

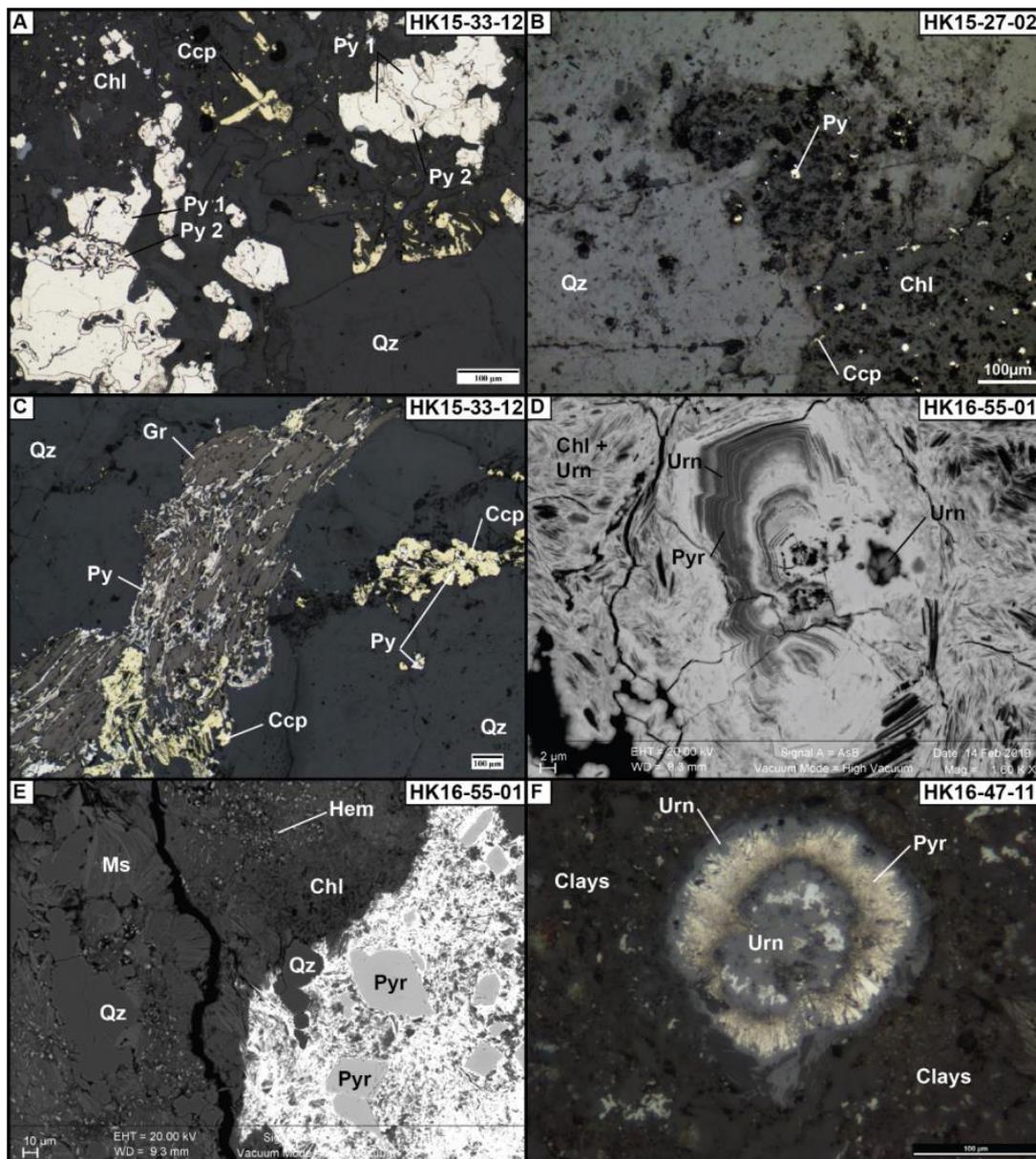


Figure 7.16 : A. Plages de pyrite (Py 1) montrant des surcroissances (Py 2). B. Micro-pyrites disséminées dans les chlorites. C. Pyrites en remplissage de fractures dans du graphite. D. Alternance successive de Pyrite/Uraninite dans un encaissant minéralisé de phyllosilicates. E. Pyrites euédrique dans un encaissant minéralisé de chlorite. F. Pyrite framboïdale recoupée par des oxydes d'uranium.

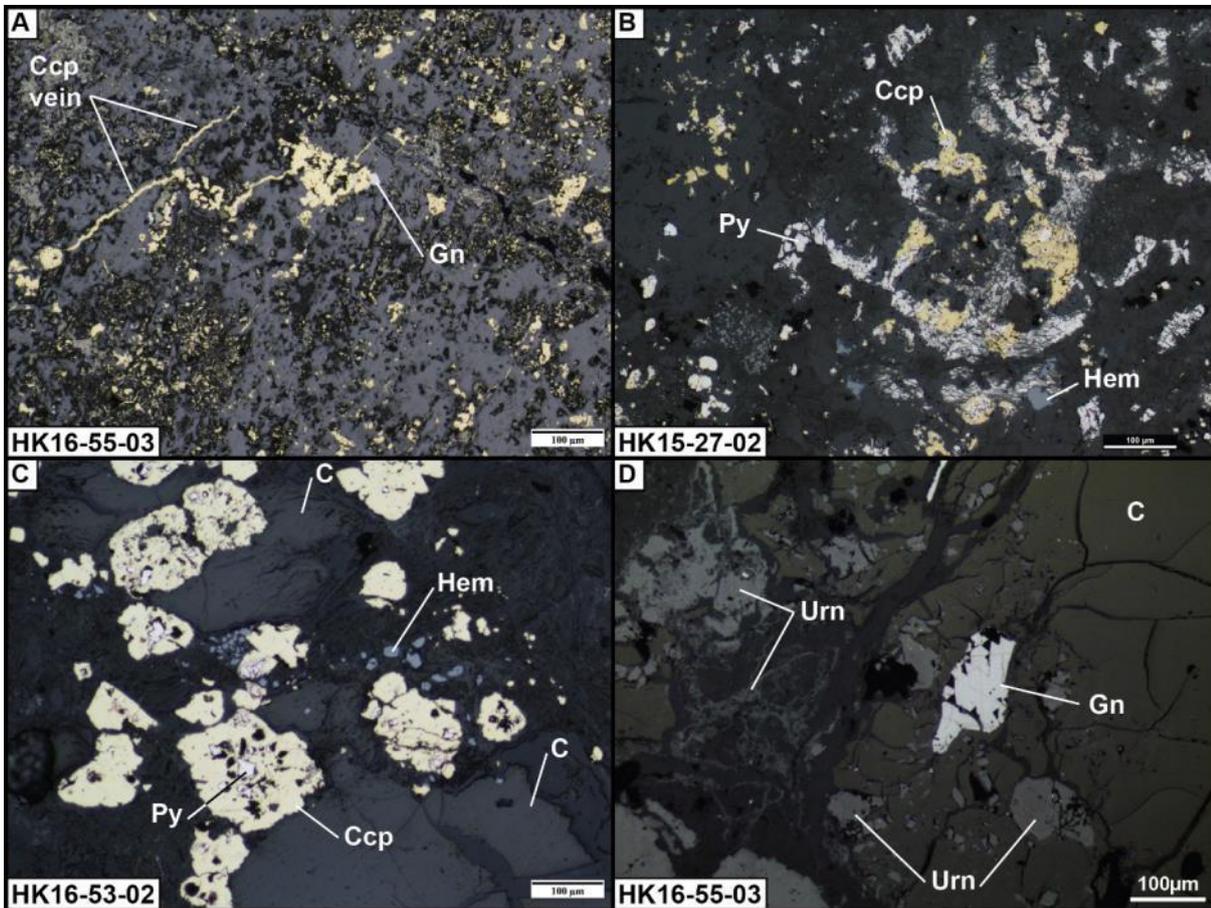


Figure 7.17 : A. Veines de chalcopryrite traversant la minéralisation. B. Chalcopryrite anhédrigue. C. Chalcopryrite de forme framboïde. Des Pyrites se trouvent parfois dans leur cœur. D. Galène montrant les arrachements caractéristiques en triangle.

#### 4. Discussion

Les résultats de ces études pétrographiques permettent d'établir un tableau paragénétique (Tableau 3). Ce tableau est mis en relation avec les différents évènements structuraux définis dans le chapitre 6. Les textures de minéralisation observées en lames minces montrent une minéralisation essentiellement disséminée, en remplacement des phyllosilicates et pyrites formant l'encaissant. De plus, les quelques plages d'uraninite montrent de fortes traces d'altération. Il est donc difficile de savoir si les minéralisations étudiées sont primaires ou le produit de remobilisation. Ces associations minéralogiques entre uraninite/phyllosilicate et uraninite/pyrite

sont courantes dans les gisements URU de socle (Hoeve and Sibbald 1978, Mercadier 2009, Mercadier et al. 2011, Richard et al. 2012, Hillacre et al. 2021). Les oxydes d'uranium utilisent les phyllosilicates comme surface de nucléation, et le pouvoir réducteur de la pyrite. La pyrite possède un fort potentiel réducteur en milieu à pH favorable qui permet la réduction de l'uranium lorsque celui-ci est sous sa forme oxydé (valence VI ou U(VI)) qui devient un uranium (IV), moins soluble et donc plus apte à précipiter (Wersin et al. 1994, Renock et al. 2013). Il est intéressant de noter que les pyrites framboïdales sont souvent considérées comme biogéniques (Popa et al. 2004). Si cette origine venait à être confirmée, les relations de recoupement indiqueraient que la remobilisation de l'uranium postérieur à ces pyrites (Fig. 7.16F) s'est produite dans un socle exhumé et froid permettant le développement de bactéries.

L'ensemble des analyses effectuées sur les chlorites montrent une forte dominance de la famille des clinochlores. Les clinochlores sont classiquement considérés dans l'Athabasca comme le produit de la rétro-morphose des biotites du socle lors de l'exhumation post-hudsonienne et anté-bassin. Pour relier la minéralisation, les altérations associées et la circulation de fluide, deux modèles ont été proposés par Hoeve & Quirt (1984). Ces modèles appelés Ingress et Egress sont aujourd'hui majoritairement admis pour expliquer un grand nombre d'occurrences d'uranium en Athabasca. La description détaillée de ces modèles est disponible dans le chapitre 3. La caractérisation des halos d'altération dans chacun des deux modèles repose sur une zonation des différents minéraux d'altération argileux autour de la minéralisation d'uranium.

Les minéralisations d'uranium de Spitfire, encaissées dans le socle, pourraient être rattachées au modèle Ingress, dans lequel des saumures circulant en de fond de bassin, percolent dans le socle via de grands accidents. Ces saumures oxydantes seraient alors capables de transporter l'uranium, qui serait précipité dans des pièges chimiques et structuraux dans le socle. Selon ce modèle, la zonation du halo d'altération tel que décrit pour le modèle Ingress devrait être le suivant (en partant de la zone minéralisée vers l'extérieur) : illite ± sudoite, puis sudoite ± illite, et Fe-Mg Chlorite (clinocllore), biotite, ± sudoite. En considérant la Fe-Mg chlorite comme le produit de la rétro-morphose des biotites durant l'exhumation, les parties les plus externes du halo d'altération théorique contiennent donc une composante minéralogique typique de l'encaissant non affecté par la mise en place de la minéralisation. Ce postulat considère que l'altération accompagne la mise en place de la minéralisation plutôt que d'être un facteur antérieur et



quelle argile comme surface de nucléation, comme le montre les associations oxydes/chlorite ou oxyde/illite.

Dans le cadre de Spitfire, l'altération argileuse est essentiellement caractérisée par de l'illite, Fe-Mg chlorite  $\pm$  kaolinite et l'absence de sudoïte. Les Fe-Mg chlorite (le clinochlore) se retrouvent sous forme de cristaux automorphes « bleu de Prusse » non altérés dans des veines, en micro-grains intermelés avec de l'illite, ou en claste montrant différents degrés d'altération. Les températures de formation des veines de clinochlore sous-entendent la circulation d'un fluide de haute-température ( $\sim 300^{\circ}\text{C}$ ). Les Fe-Mg chlorites se retrouvent elles aussi dans les échantillons non minéralisés. Elles ont une composition chimique similaire et se positionne au même endroit du diagramme de Velde. Le champ de variabilité chimique du mélange illite/smectite semble moins important que dans les zones minéralisées. Les échantillons provenant d'en dehors de la zone de Spitfire montrent des compositions de chlorite évoluant entre le pôle sudoïte et le pôle Fe-Mg chlorite. Les Fe-Mg chlorites possèdent les mêmes caractéristiques texturales que dans les zones minéralisées. Elles ne font donc probablement pas partie de la paragenèse associée à la mise en place de l'uranium mais d'une paragenèse antérieure.

Les veines de chlorite en association avec des textures de fortes dissolutions présentées dans la figure 6.14A et B du chapitre 6 sont de compositions type clinochlore. Les travaux sur l'évolution métamorphique et des altérations du socle (Card 2021, Hillacre et al. 2021) ont observé la formation de veines de biotite (au détriment des feldspaths) très tôt lors de l'altération rétromorphique (Fig. 7.18C), parfois associées à la mise en place de grenats. Ces biotites lors des stades plus avancés de l'exhumation du socle s'altèrent en clinochlore (Fig. 7.18D) (Hillacre et al. 2021). La présence de biotite est rare dans la zone d'altération de la minéralisation d'Arrow, tout comme dans celle de Hook Lake, alors que la chloritisation y est intense. Si les veines de chlorite sont le produit de la rétromorphose de veines de biotite, alors les fortes dissolutions associées (c.f. brèches de dissolution de la figure 6.14 du chapitre 6) ont eu lieu précocement dans l'histoire de la structuration du socle, en contexte métamorphique. En effet, Card (2020) observe que les zones à biotite sont parfois très foliées et peuvent contenir des clastes de feldspath et grenats formant des textures ocellées. La présence des veines de chlorite illustre la capacité des zones de déformation héritées à faire circuler des fluides et ça très tôt dans son histoire. Le clinochlore est donc un minéral lié à l'altération des zones de cisaillement dans lesquelles les veines de biotite c'étaient

mises en place, sans aucun lien avec la minéralisation. Cette chlorite rétro-morphique de composition type-clinocllore se retrouve aussi dans les gisements de socle australiens de l'ARUF (Wilde et Wall 1987, Nutt 1989, Polito et al. 2004, 2005, Skirrow et al. 2016, Gigon et al. 2019). Elle est là aussi le produit de l'altération de la biotite lors de l'exhumation pour l'altération régionale.

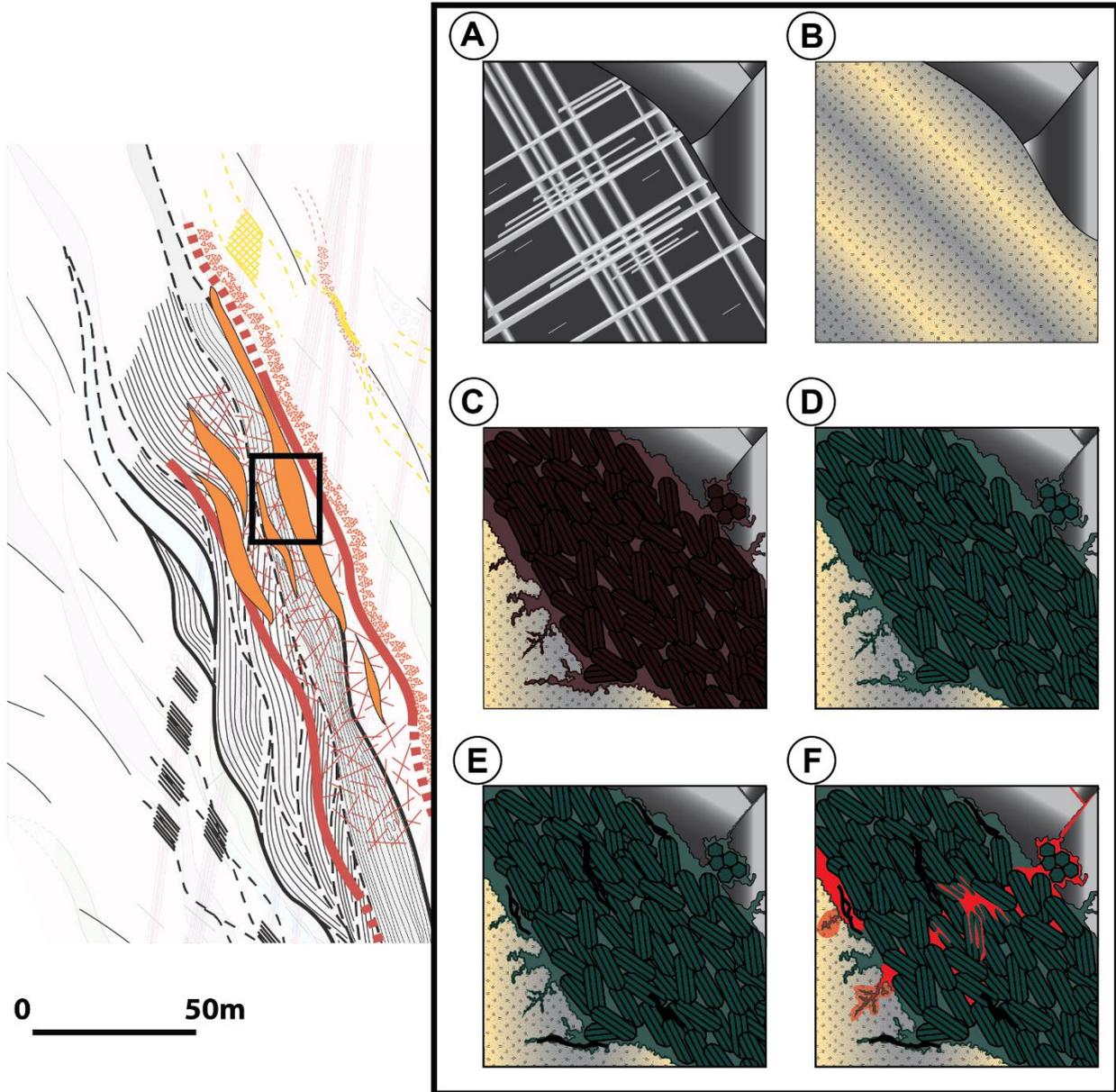


Figure 7.18: Schéma montrant l'évolution à l'échelle microscopique d'une portion de la zone de cisaillement par les différents épisodes d'altération rétro-morphiques et hydrothermaux. A. Feldspath et quartz métamorphiques. B. Altération rétro-morphique du feldspath en illite/chlorite. C. Mise en place d'une veine de biotite et dissolution associée. D. Chloritisation de la biotite. E. Circulations hydrothermales (ici illustrées par la mise en place de graphite). F. Mise en place de la minéralisation uranifère.

La sudoïte est absente de la zone minéralisée de Spitfire. Dans l'est-Athabasca, ce type de chlorite se retrouve à la fois dans les grès de l'Athabasca, le régolithe et dans les profils d'altération liés à la minéralisation (Hoeve & Quirt 1984, Quirt 2012, 2016). Dans les modèles de mise en place

des gisements URU de l'Athabasca, la sudoïte présente dans le socle est considérée comme témoin de la circulation hydrothermale de fluides de fond de bassins (plus de 450m dans le gisement d'Arrow (Hillacre et al. 2021). Malgré son absence à Spitfire, la sudoïte a pu être identifiée sur la zone de Dragon. Les échantillons présentant de la sudoïte proviennent d'une zone de cisaillement ductile très proche de la discordance. Ces résultats apportent peu d'information sur la mise en place de la minéralisation, mais montre que l'absence de sudoïte dans les échantillons de Spitfire - représentatifs des lithologies, intervalles structuraux et morphologies de minéralisations rencontrés - est réel et non un biais d'échantillonnage ou de capacité analytique. De plus, la sudoïte est la chlorite principalement rencontré dans le gisement d'Arrow, en association avec la minéralisation (Hillacre et al. 2021). La zone de Spitfire se distingue du gisement de Arrow par l'absence en sondage d'une zone de faille principale de socle allant jusqu'à la discordance. La capacité des failles de socle à drainer les saumures de bassin a été mise en évidence en Athabasca (Mercadier et al. 2010) et l'absence d'une telle structure au niveau de Spitfire pourrait expliquer l'absence de sudoïte. D'un autre côté, dans le cœur des zones minéralisées de certains des gisements australiens, des chlorites riches en Fe et Mg peuvent se former pré et post-minéralisation par circulation de fluides hydrothermaux venant du bassin (Wilde et Wall 1987, Skirrow et al. 2016). En comparaison, le cœur de Spitfire est lui aussi marqué par une intense chloritisation de composition riche en Fe et Mg. L'absence de sudoïte ne marque donc pas forcément l'absence de fluides provenant du bassin. Les saumures auraient pu circuler suffisamment longtemps dans le socle pour tamponner la chimie avec l'encaissant et former des chlorites hydrothermales de composition se rapprochant des chlorites rétro-morphiques plutôt que des sudoïte telles que celles observées à la discordance sur Dragon.

Les variations de chimie (Fig. 7.19) illustrent bien les différents épisodes d'altération ayant affecté le socle. Les zones extérieures à Spitfire montrent une évolution depuis le champ de la biotite jusqu'au clinocllore. Ces signaux ne sont pas identifiables dans la zone minéralisée pour laquelle les données se concentrent au niveau de la zone du clinocllore, que l'on regarde les sondages minéralisés et non minéralisés. Cette différence d'altération entre les zones peut être expliquée par une plus grande intensité d'altération hydrothermale, affectant la zone de manière pervasive. D'ailleurs, les variations visibles sur la figure 7.19 et illustrées par les flèches bleues et oranges, ressemblent aux variations de chimie observées dans le socle de la propriété de Dawn Lake dans l'Est-Athabasca (Quirt 1997, 2012). L'étalement des points au niveau du bas du

graphique peut être interprété comme l'altération hydrothermale de clinocllore en sudoïte.

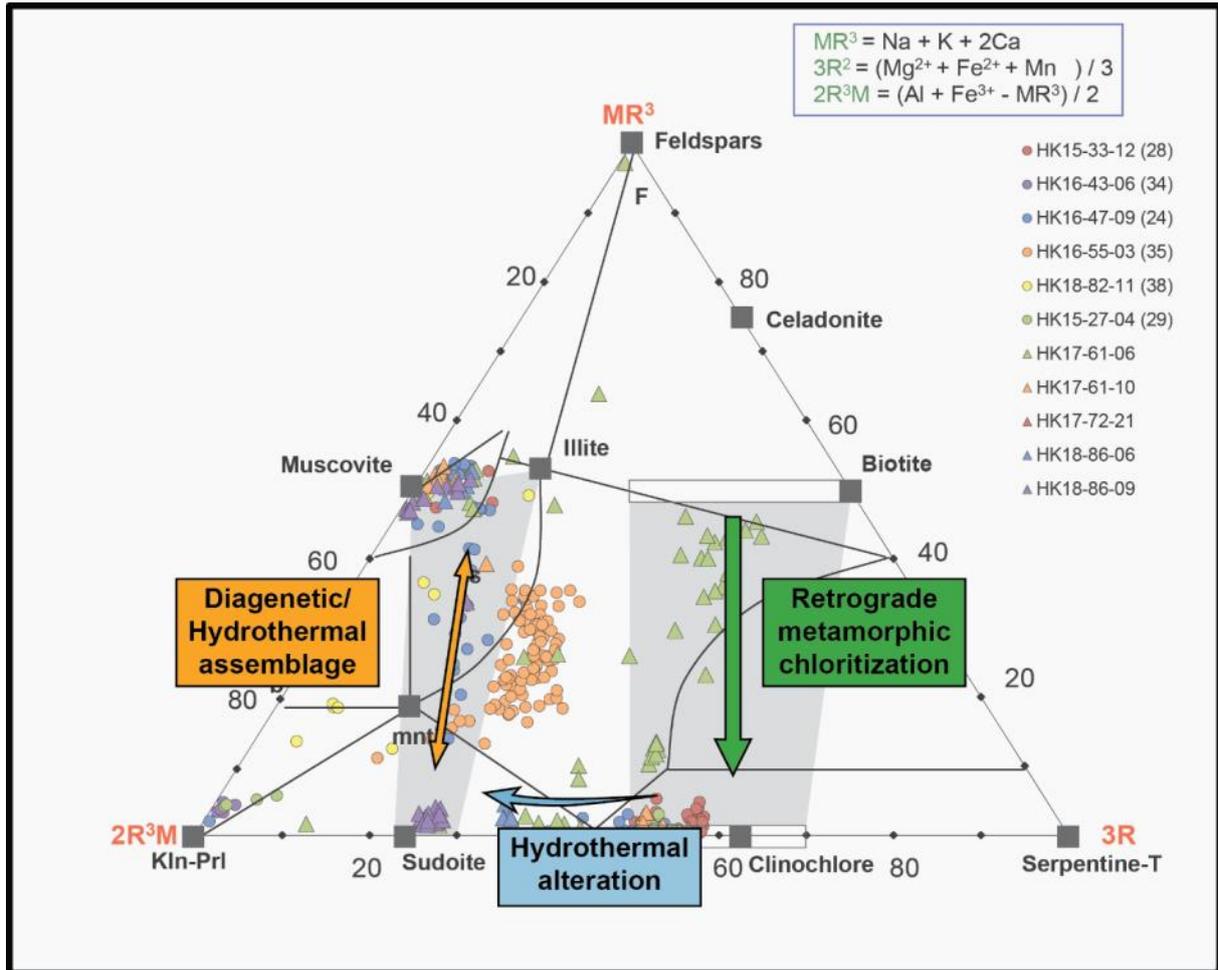


Figure 7.19 : Illustration des tendances des variations chimiques des phyllosilicates. D'après Quirt 2012.

Les travaux sur les inclusions fluides le long du PLC ont été présentés dans la discussion du chapitre 6 (Potter et al. 2020, Rabiei et al. 2021) et montrent que les épisodes minéralisateurs et post minéralisations sont associés à une circulation de fluide de haute salinité (entre 24 et 26 wt% NaCl équivalent) et riche en CaCl<sub>2</sub> (Rabiei et al. 2019, 2021, Potter et al. 2020). Ces données sont en faveur d'une origine du bassin pour les fluides minéralisateurs, alors que les observations sur sondages (cf chapitre 6) et de pétrographie manquent d'éléments indiquant une implication du bassin.

Les minéralisations de Spitfire semblent difficilement se rattacher au cadre classique de dépôt Egress/Ingress utilisé en Athabasca. Les résultats des analyses d'inclusions fluides sur les phases syn- et post-minéralisation et les paragenèses sont similaires à beaucoup de gisements d'uranium de l'Athabasca, montrant une influence du bassin. Cependant, les évidences structurales

et la répartition des altérations suggèrent une interprétation différente. Sur sondage, seule la présence de chlorite de composition sudoïte au niveau de la discordance ainsi que des passes oxydées riches en oxydes de fer pourrait indiquer la circulation de saumure.

L'évolution du socle, du développement structural de zones de cisaillements, chloritisées durant l'exhumation, au développement des zones de fracturation et de dilatance, est très comparable avec celle des gisements australiens de l'ARUF. Même si le protolithe (pélique pour les gisements australiens) et la nature des altérations tardives diffèrent, l'organisation spatiale des halos d'altération rappelle les observations faites sur Spitfire. Il est aussi difficile d'effectuer une comparaison avec le gisement voisin d'Arrow. Ces deux zones minéralisées divergent d'un point de vue structural mais aussi au niveau des altérations rencontrées. L'absence de zone de faille de socle recoupant la discordance et de sudoïte pose la question de l'influence des fluides de bassin identifiés en inclusion fluide selon un modèle Egress classique.

Plusieurs études analytiques pourraient être envisagées afin de pallier les zones d'ombre restante sur l'origine des fluides, comme l'analyse des terres rares des minéralisations ou l'isotopie du soufre sur les sulfures (pyrite ; chalcopyrite et galène). Un point qui n'a pas été abordé lors de cette étude mais qui mérite d'être soulevé est le moteur de la circulation des fluides. Une première approche pourrait être effectuée en datant les oxydes d'uranium de Spitfire et les comparer aux grands événements géologiques régionaux.



**PARTIE 3 : CARACTERISTIQUES DES  
STRUCTURES MINERALISEES DU  
PROJET DE MARTIN LAKE : ETUDE  
DE LA MINERALISATION ET DES  
ALTERATIONS ASSOCIEES**



## **Chapitre 8 : Etat de l'art sur le projet de Martin Lake**

## **1. Introduction**

Les travaux sur la propriété de Hook Lake ont permis de mettre en avant des réseaux de fracturation se mettant en place au niveau de zones de cisaillement ductile très altérées. Ces éléments sont considérés comme critiques pour la mise en place des minéralisations de socle dans le PLC. Des résultats des analyses structurales et pétrographiques découlent donc un point de questionnement important : ces éléments sont-ils spécifiques aux structures du socle le long du Patterson Lake Conductor (PLC), ou définissent-ils une signature structurale typique des gisements de socle en Athabasca ?

Pour répondre à cette question, une étude des minéralisations de socle du projet de Martin Lake est présentée, à titre de comparaison avec les minéralisations de Spitfire. Les minéralisations d'uranium découvertes le long du conducteur de Tri-Island (TIC) sont très localisées (petit volume minéralisé à haute teneur), et contrairement à des gisements de plus gros volume, les structures et les microstructures associées à la minéralisation sont partiellement préservées (altération modérée). Ce chapitre se base en partie sur les travaux de Master 2 sur le conducteur de Martin Lake Conductor (Abdelrazek 2016), lequel se trouve dans la continuité directe vers le nord-est du conducteur de Tri-Island (Fig. 8.1A). Ces travaux ont apporté des éléments sur la caractérisation de structures contrôlant les minéralisations et les altérations associées.

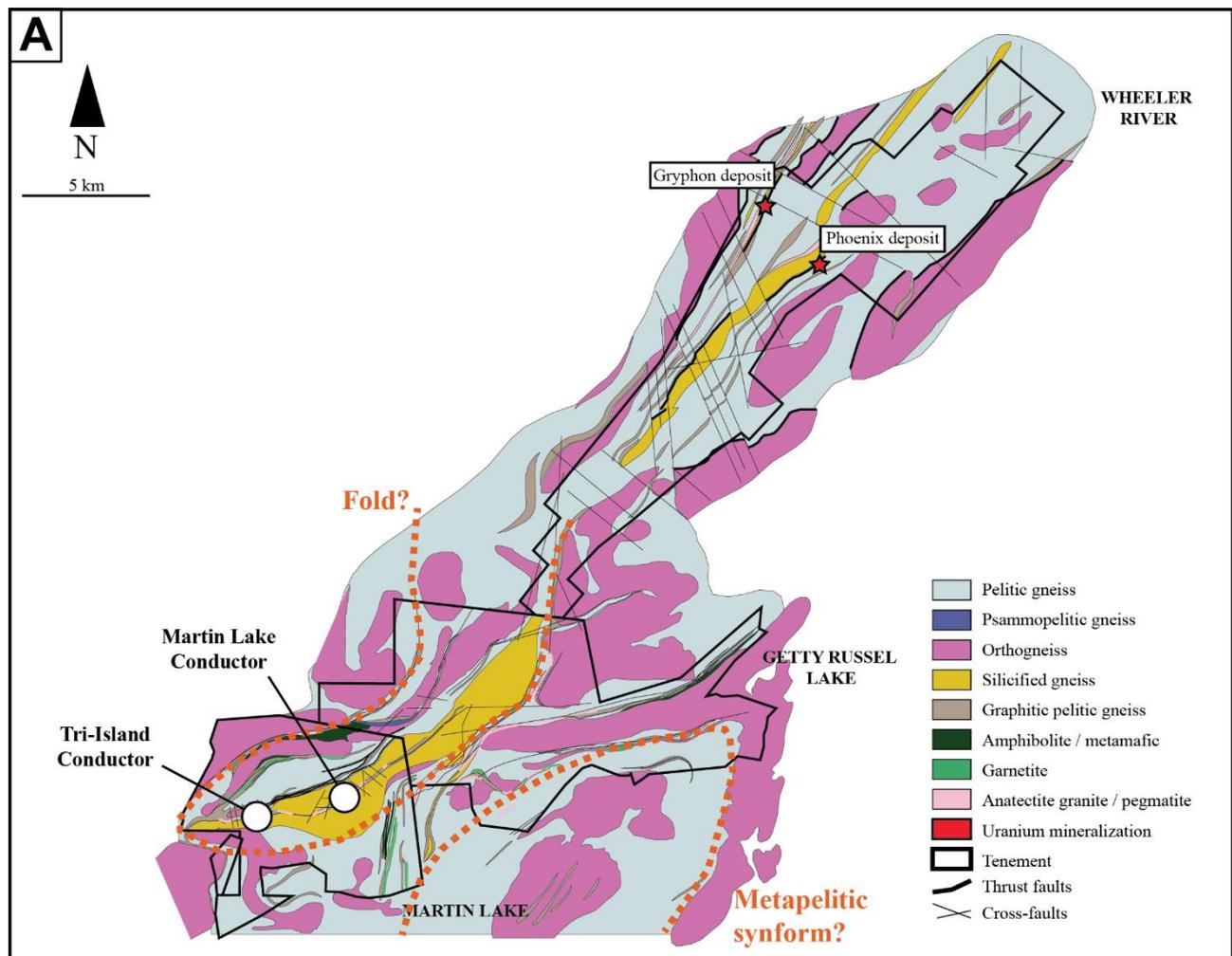
La propriété de Martin Lake est située à une quinzaine de kilomètres de l'ancienne mine de Key Lake où se trouvaient les gisements de Deilmann, Gaertner et P-Patch, dont les deux derniers sont de socle (Fig. 8.1B). Les corridors graphitiques explorés à Martin Lake sont supposés être dans la continuité du corridor dans lequel les gisements de Phoenix et Gryphon ont été découverts (Fig. 8.1A). Les gisements de Key Lake sont situés le long du flanc Est d'une antiforme archéenne (Fig. 8.1B, Weathley 2006) et ce schéma est potentiellement reproduit pour la localisation de Martin Lake qui serait soit sur le flanc E d'un synforme d'affinité Wollaston, soit au cœur d'un pli (Fig. 8.1A). Ces localisations rappellent à une échelle moindre la localisation du PLC sur le flanc d'un méga-pli (cf. chapitre 6).

L'étude de la structure de Tri-Island s'est effectuée en deux étapes. Le premier volet consiste à reprendre l'interprétation structurale : caractérisation des roches de failles et des intervalles structuraux (travail sur carottes), identification des relations entre structures et altération,

échantillonnage ciblant les structures-clé (altérations, minéralisation, etc.) et description détaillée de l'organisation spatiale des objets lithologiques et structuraux (identification des intervalles structuraux sur logs de forages, et réinterprétation des coupes géologiques). Le second volet est une étude des processus de déformation et d'altération à l'échelle microscopique sur les échantillons prélevés sur des structures ciblées : études pétrographique, identification des microstructures et caractérisation des relations texturales afin de mieux comprendre la nature des minéraux d'altération, les relations chronologiques entre phases minérales, et les mécanismes de déformation dans le socle en relation avec altérations et minéralisation d'uranium.

Des éléments de comparaison seront tirés entre la zone minéralisée de Tri-Island et la zone de Martin Lake, dont la minéralisation se trouve à la fois à la discordance et dans le socle (Fig. 8.2).

Le cadre structural régional a été présenté dans le chapitre 2, et une partie des résultats présentés dans ce chapitre 8 sont tirés d'un article publié dans le journal *Geofluids* et disponible en annexe.



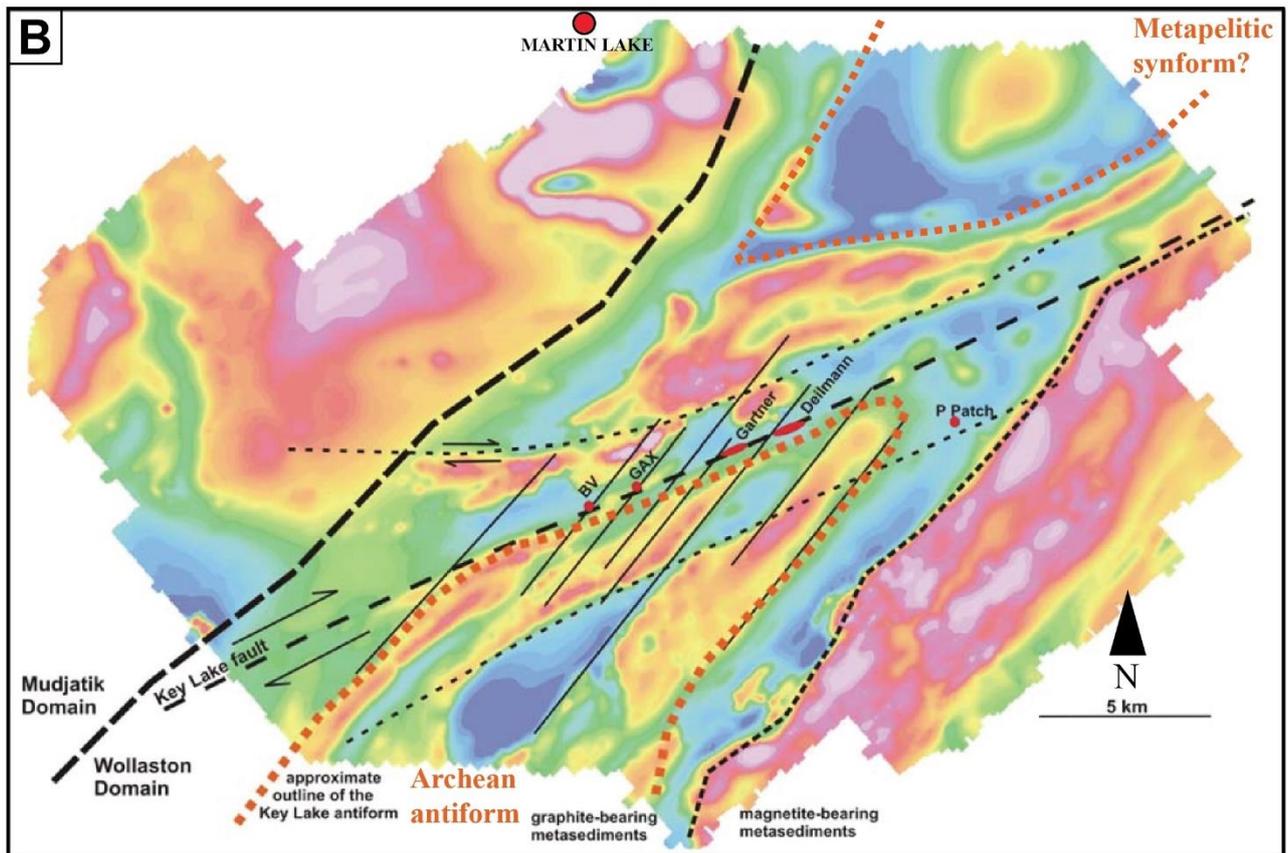


Figure 8.1 : A. Carte géologique des zones de Martin Lake, Getty Russel Lake et Wheeler River. B. Carte structurale interprétée à partir des données magnétiques aéroportées et modifié d'après Weathley 2006.

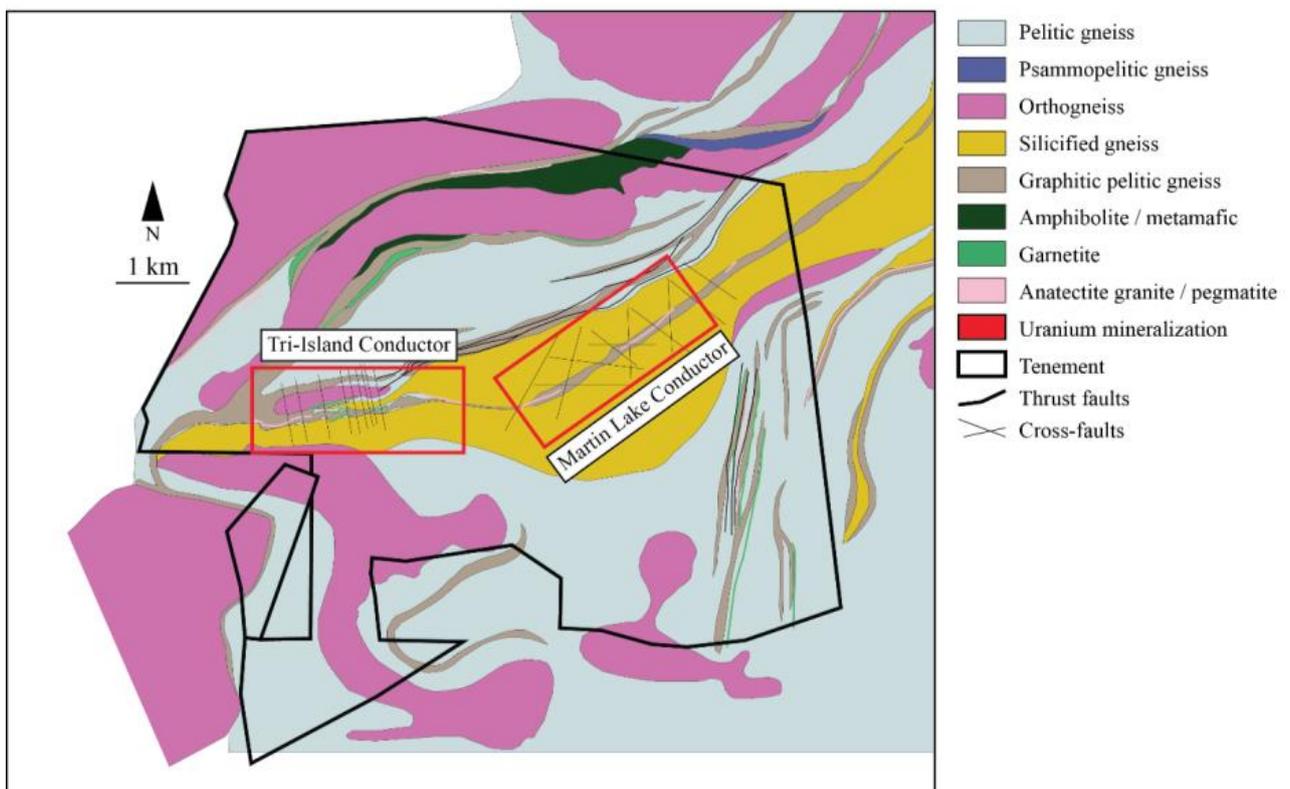


Figure 8.2 : Carte géologique de la zone de Martin Lake montrant la localisation des deux zones étudiées dans ce chapitre

(modifié d'après les cartes géologiques Orano).

## **2. Etat de l'art sur la zone du conducteur de Martin Lake**

Le conducteur de Martin Lake se localise dans un couloir de déformation de direction orienté ENE dont le cœur est constitué de gneiss pélitiques (paragneiss) majoritairement graphitiques, à pendage vers le SE, pincé entre deux blocs formés par des gneiss silicifiés (Fig. 8.3). Ces gneiss pélitiques sont localement recoupés par des intrusions mafiques dont les contacts sont conformes à la fabrique ductile principale. Les données orientées ATV et acquises au goniomètre montrent que la foliation principale est orientée NE-SW avec un pendage vers le SE, c'est-à-dire parallèlement aux principaux contacts lithologiques (Fig. 9.3). Deux directions de fracturation ressortent : NE-SO et ENE-OSO.

La présence dans les sondages de textures de déformation décrites comme ductile-cassante, le long d'une faille associée à un rejet à la discordance, a soulevé la question des conditions de pression-température du socle lors de la formation du bassin. Le développement de structures ductiles-cassantes telle que définit pour un assemblage quartzo-feldspathique impliquerait des conditions syn- ou post-bassin pour le socle d'au moins 300°C (Scholz 1988). La recherche de textures mylonitiques a montré que les textures ductile-cassantes s'étaient développées dans des conditions purement cassantes. La partie ductile de la déformation était dû à la présence de nombreux phyllosilicates qui s'étaient déformés en fluant, alors que les quartz se déformaient par fracturation. Les quartz, malgré une texture en ruban ainsi qu'une extinction ondulante, ne montre presque pas de textures de recristallisation dynamique telle que buldging ou rotations de sous-grains, indiquant une possible recristallisation statique de ces quartz.

Le long de ce couloir de déformation, les coupes interprétatives du projet Martin Lake montées sur les données de forages d'exploration ont pu mettre en évidence l'existence d'un rejet vertical de la discordance : l'interprétation en faille inverse repose sur le pendage des structures et sur le redoublement de la discordance dans un forage (Fig. 8.4A). De tels rejets sont le produit du développement ou de la réactivation de failles de socle après ou pendant le dépôt des séries du bassin, le système faille se propageant clairement dans les grès d'Athabasca. Ces zones de failles se localisent précisément dans les gneiss pélitiques graphitiques, et se caractérisent par une morphologie dans laquelle un cœur de faille, constitué d'une gouge, est encadré par une zone de

fracturation cataclastique s'atténuant avec la distance au cœur (Abdelrazek 2016). Il a été observé dans certains intervalles structuraux une déformation présentant des caractéristiques plastiques et fragiles : dans ce cas, cela s'illustre par la présence de clastes de quartz micro-fracturés enveloppés par des lits de phyllosilicates (Fig. 8.4B).

L'observation des textures minérales menées à l'échelle microscopique montrent que les quartz se sont déformés essentiellement de manière cassante (peu ou pas d'évidence de déformation plastique), ce qui suggère une déformation dans des conditions de température en-dessous du seuil de plasticité du quartz (Abdelrazek 2016). Les micro-fractures du quartz se caractérisent par une quantité de déplacement faible à nulle entre clastes, autour desquels viennent s'aligner les micas (Abdelrazek 2016).

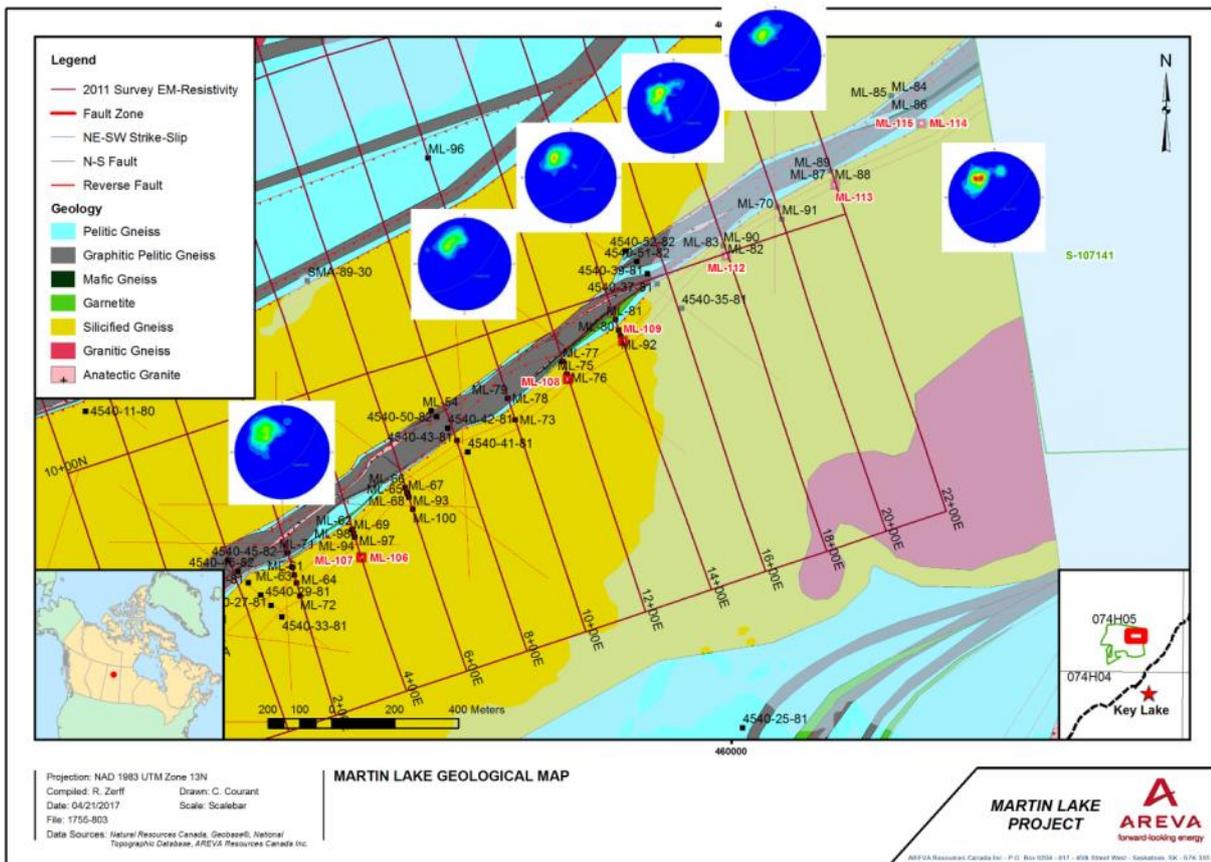


Figure 8.3 : Carte géologique du Martin Lake Conductor (MLC) avec les stéréogrammes des contours des pôles des foliations pour chaque forage. Les pôles sont relativement bien regroupés dans la même zone sur le stéréogramme (carte et données orientées Orano 2017).

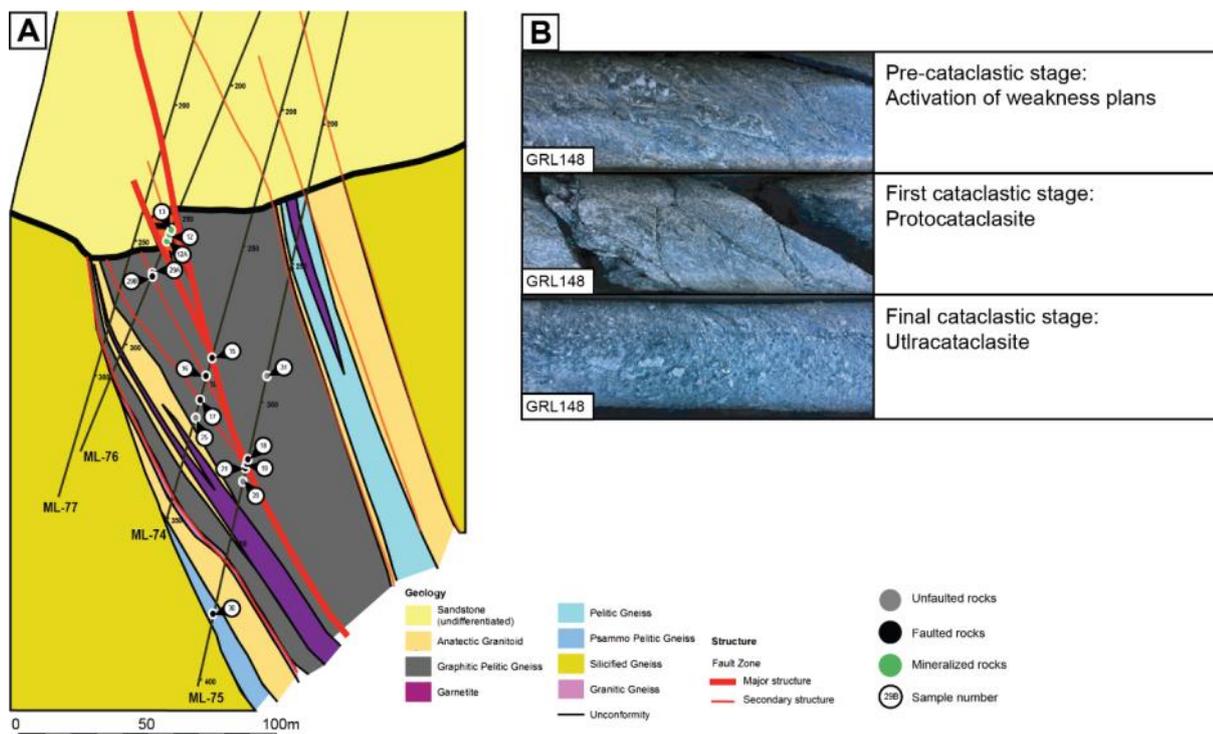


Figure 8.4 : A. Coupe géologique du Martin Lake Conductor avec la localisation des échantillons étudiés en pétrographie et micro-structurale (Abdelrazek 2016). B. Différentes étapes du développement d'une ultracataclasite (Abdelrazek 2016).

De nombreux éléments viennent témoigner que de multiples épisodes d'altération (incluant des altérations hydrothermales) ont affecté les roches du socle. Le plus développé à l'échelle du projet est la silicification des gneiss encadrant l'intervalle de gneiss graphitique (« gneiss silicifiés », figure 8.4A). Dans l'intervalle de gneiss pélitique graphitique, l'altération montre différents degrés d'intensité : alors que les biotites sont majoritairement conservées, les feldspaths sont pour la plupart altérés en illite. Les failles de socle qui recoupent la discordance drainent les saumures du bassin. La circulation de ces fluides au niveau de ces failles altère localement les biotites en chlorite et engendre des phénomènes de dissolution des quartz (Abdelrazek 2016).

Des traces de minéralisation uranifère ont été découvertes le long du conducteur de Martin Lake à l'intersection des failles et de la discordance (Fig. 8.4A). Ces minéralisations d'uranium de faible teneur sont discontinues latéralement. Elles sont essentiellement constituées d'oxydes d'uranium disséminés dans la foliation au niveau de failles de socle ou aux contacts lithologiques. La minéralisation du sondage ML76 (Fig. 8.4A) est clairement localisée à l'intersection entre une faille de socle et la discordance (points verts sur la Fig. 8.4A).

La localisation de la minéralisation (points verts en Fig. 8.4A) ainsi que les relations spatiales

des halos d'altérations et des structures cassantes indiquent clairement le rôle de chemin de circulation pour les fluides des failles de socle le long du conducteur de Martin Lake, qu'il s'agisse de fluides uranifères ou non.





# **Chapitre 9 : Etude du cadre structural à l'échelle du projet**

## **1. Tri-Island Conductor : Caractéristiques structurales à l'échelle du projet**

Le TIC représente un couloir métapélitique d'orientation ENE-OSO dont la partie centrale se caractérise par des gneiss plus riches en graphite, et est pincée entre deux unités de gneiss silicifié. Les unités lithologiques présentent toutes des contacts à pendage SE (Fig. 9.1A). La répartition des forages le long du TIC a permis la réalisation de coupes sériées à environ 400m de distance pour les extrémités du corridor et 50m pour la zone minéralisée (Fig. 9.1B). Les coupes interprétatives montrent que l'organisation des unités lithologiques et le canevas structural se complexifie au niveau de la zone minéralisée, de nombreuses failles conjuguées étant interprétées, dont certaines engendrent un rejet vertical visible de la discordance.

Les données orientées mesurées sur les carottes de sondages montrent une foliation cohérente avec la direction principale du corridor de Tri-Island, orienté ENE-WSW. Au sein même du corridor, des variations apparaissent d'Ouest en Est. À l'Ouest du corridor, en dehors de la zone minéralisée, les foliations sont d'orientation ENE-OSO à fort pendage Sud sans grande variation, comme le montre la faible dispersion des pôles des foliations projetés sur le diagramme de Wulff (Fig. 9.1C). En se rapprochant de la zone minéralisée, les données orientées des foliations se dispersent avec un décalage vers le NE, des variations de pendage plus grandes, ainsi que l'apparition de foliation à pendage opposé. La variabilité des orientations/pendages de la foliation atteint son maximum au niveau de la minéralisation (Fig. 9.1C).

Les cartes et coupes géologiques produites par Orano Canada mettent en lumière de nombreuses failles étant majoritairement parallèles et sub-orthogonales au corridor. En se basant sur les données orientées, Benedicto et al. (2021) ont présenté trois grandes familles de faille qui coïncideraient avec les observations de terrain rapportées par les géologues de terrain/projet. La première famille de failles se développe au contact entre les gneiss pélitiques et les gneiss silicifiés, et se caractérise par la formation d'une brèche silicifiée et oxydée ainsi que d'un rejet au niveau de la discordance. La deuxième famille est un jeu de failles NS, visible en carte, décrochantes dextres et sub-orthogonales à la direction du corridor (Fig. 9.1A). Les failles décrochantes NS découpent le corridor de métapélite en plusieurs segments, lesquels montrent sur la carte géologique de légères flexures aux contacts des failles rappelant des crochons. La dernière famille est composée de failles résultant de la réactivation dans le domaine cassant de zones de cisaillement héritées. Ces failles se propagent dans le bassin et peuvent former des rejets au niveau de la discordance. Ces failles ont

plusieurs directions, les principales étant NW-SE, NE-SW et EW. Les failles de socle EW sont considérées comme étant la direction principalement minéralisée.

Les différentes campagnes de forage du Tri-Island Conductor (TIC) ont permis la réalisation d'une base de données orientées conséquente. Ces données ont été obtenues à la fois par relevé manuel au goniomètre sur les sondages, ainsi que par ATV. Le traitement de ces données a permis de caractériser l'évolution des foliations de la zone minéralisée aux bordures de corridor. Une partie des résultats suivant sont présentés dans une publication (Benedicto et al. 2021) et seront utilisés en association avec les résultats plus récents sur la zone. En analysant l'évolution de la foliation au sein d'un même sondage, il apparait que la foliation semble s'aplatir au niveau de la minéralisation avec un pendage d'environ une vingtaine de degrés de moins (Fig. 9.2).

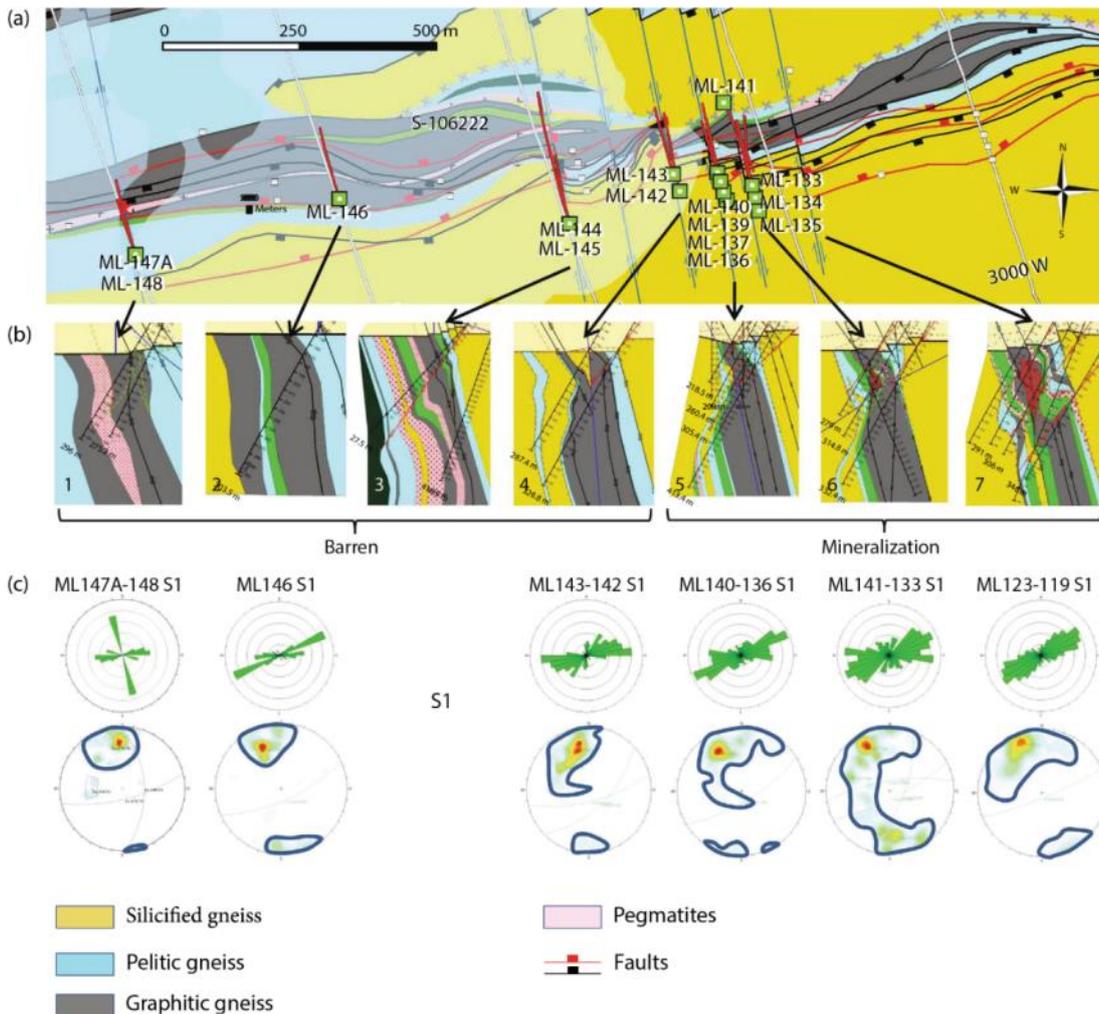


Figure 9.1 : Carte de localisation des sondages (a) et coupes géologiques associées (b) le long du Tri-Island conductor. (c) Les diagrammes de Rose et stéréogrammes représentent les directions des foliations ainsi que les contours des pôles des plans de foliations

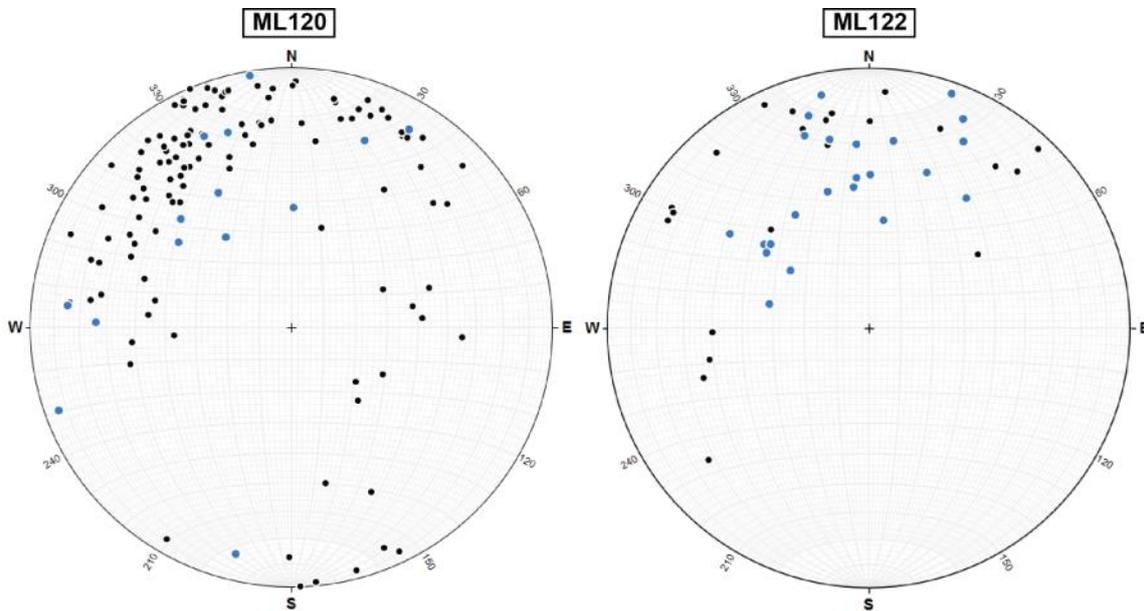


Figure 9.2 : Stéréogrammes représentant les pôles des plans de foliations dans les sondages ML120 et ML122. Les points bleus représentent les pôles des foliations au niveau des minéralisations (d'après Benedicto et al. 2021).

## **2. Observations sur carotte**

Les lithologies observées dans les sondages se caractérisent une prédominance de paragneiss (gneiss pélitique). La partie centrale du corridor de Tri-Island est encadrée par deux massifs de gneiss silicifiés, dans lesquels des reliques d'une fabrique métamorphique, marquées par un allongement de minéraux altérés en chlorite et micas blancs, sont préservées (Fig. 9.3A). Pincés entre ces deux massifs de gneiss silicifiés se trouvent des paragneiss qui peuvent être séparés en deux faciès majeurs à savoir les gneiss pélitiques et les gneiss pélitiques enrichis en graphite (Fig. 9.3B). La deuxième catégorie se distingue par une couleur de la roche plus sombre et la présence de paillettes de graphite projetant l'éclat métallique caractéristique. La foliation dans les paragneiss est bien développée, soulignée par l'orientation préférentielle des phyllosilicates tels que chlorite, muscovite et biotite et des minéraux tels que feldspath et quartz. Les quartz montrent à l'échelle macroscopique une texture en ruban, parfois légèrement boudiné. Certains intervalles dans ces faciès sont recoupés par des leucosomes, dans lesquels se développent des textures de plis migmatitiques (Fig. 9.3D).

Des intervalles de gneiss mafiques sont interprétés comme des roches intrusives, dans la séquence pélitique, dont les contacts et la fabrique ont été transposés dans la fabrique métamorphique principale (Fig. 9.3C). Ces gneiss mafiques sont particulièrement chloritisés.

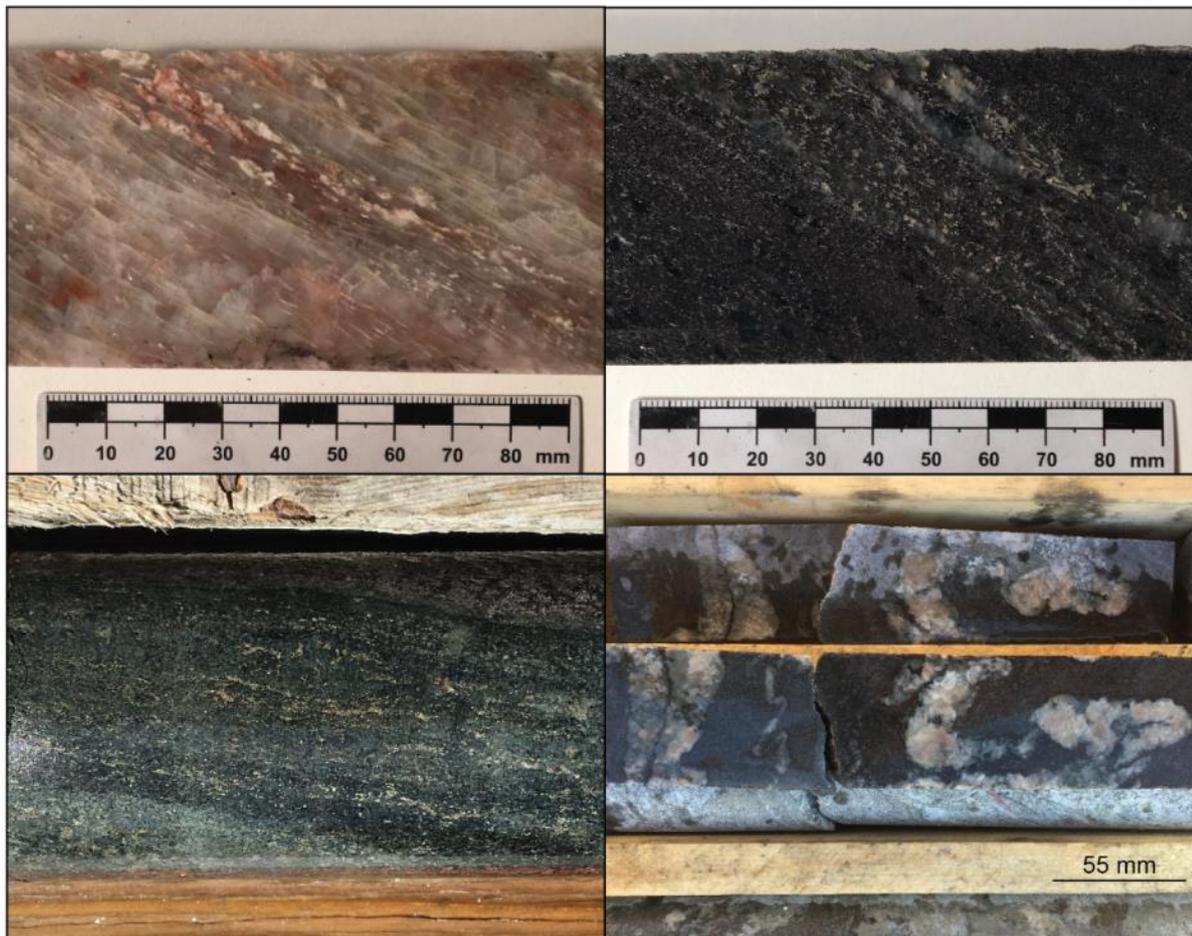


Figure 9.3 : A. Echantillon de gneiss silicifié montrant des foliations reliques. B. Gneiss pélitiques graphitiques. C. Métamafique chloritisé. D. Leucosome plissé dans des gneiss pélitiques graphitiques.

L'altération principale des paragneiss se caractérise par le développement de chlorite et de muscovite. L'altération à muscovite se développe au détriment des chlorites et des biotites de l'encaissant aux environs des minéralisations uranifères et donne aux paragneiss une couleur gris-clair (Fig. 9.4) qui contraste avec la teinte sombre des gneiss pélitiques riches en chlorite. Le graphite est préservé dans ces faciès altérés. La chloritisation est importante dans les gneiss mafiques, dont la composition minéralogique est marquée par les phyllosilicates de remplacement. Localement, une altération à oxydes de fer est présente dans les zones enrichies en muscovite.

L'extension de la minéralisation prend la forme d'une lentille encaissée dans les métapélites

qui s'étend sur 20 mètres en NS, 60 mètres en profondeur, avec une extension latérale très limitée de moins de 100m. Le cœur de la minéralisation est composé d'une zone de remplacement massif à haute teneur, prenant place le long de la foliation. Une légère oxydation et une altération à micas blancs accompagnent cette minéralisation et se présente sous forme de veines de phyllosilicates aux reflets mordorés. En se déplaçant vers les bordures de la minéralisation vers l'ouest, celle-ci perd en intensité et se retrouve disséminée dans la foliation, dans de petites veines d'uraninite millimétrique à centimétrique et en association avec de petits fronts d'oxydoréduction. L'intensité plus faible de la minéralisation sur les épontes permet d'observer les altérations préservées de l'encaissant, encaissant qui apparaît enrichi en muscovite (Fig. 9.4).



Figure 9.4 : Intervalle d'un sondage minéralisé montrant une altération à muscovite autour de la minéralisation.

Les résultats de ces observations sur carotte ont été utilisés pour produire une nouvelle interprétation des coupes géologiques, en contraignant les informations lithologiques par les données orientées (Fig. 9.5).

Le résultat de ce travail montre que les lithologies du socle sont boudinées et présente une structuration sigmoïdale, séparés par des structures conjuguées dont les limites coïncident avec des zones de forte dissolution. L'extension de la zone minéralisée cadre parfaitement avec l'architecture des lithologies et se corrèle avec les variations de pendage de la foliation.

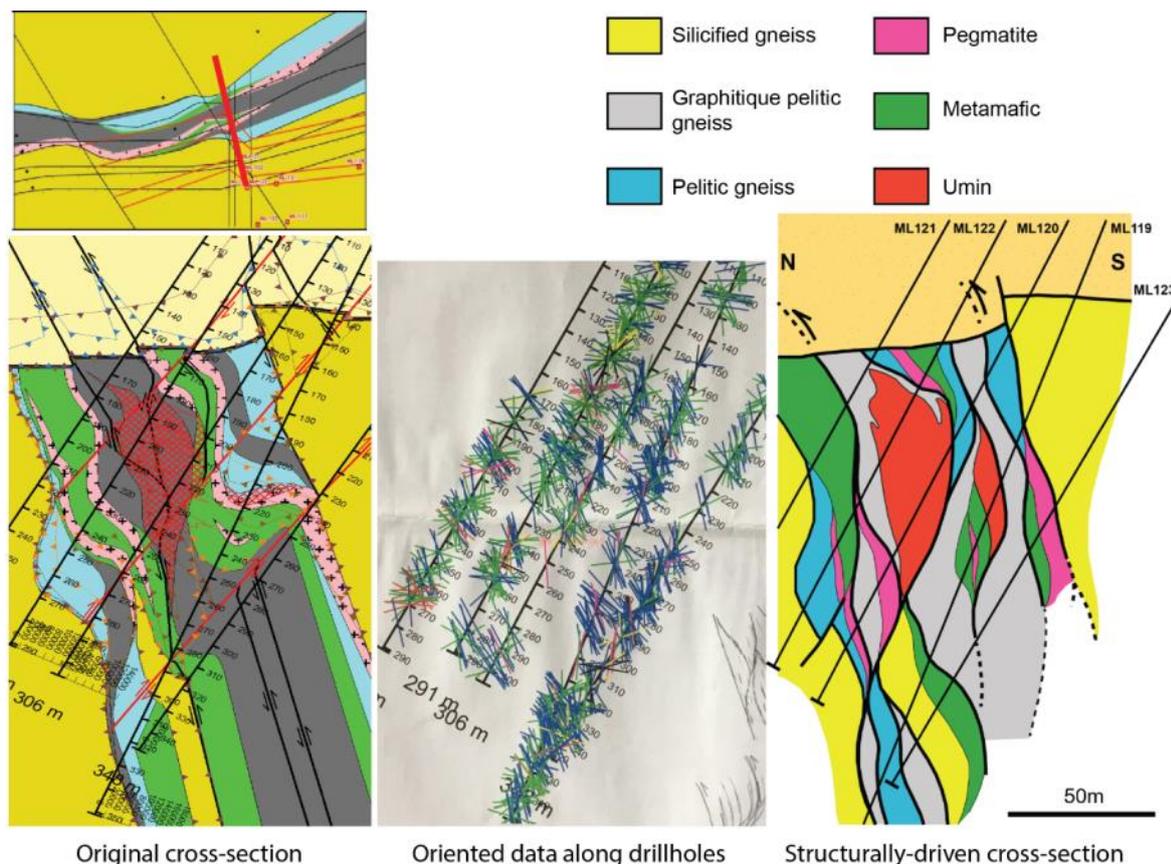


Figure 9.5 : A. Localisation de la coupe sur le Tri-Island Conductor. B. Coupe géologique originale dans la minéralisation du Tri-Island conductor. C. Représentation des foliations et structures le long des sondages. D. Coupe géologique réinterprétée en contraignant les corrélations par les données orientées.

### **3. Caractérisation texturale de la minéralisation de l'échelle de la carotte à l'échelle microscopique**

La minéralisation d'uranium se retrouve principalement le long de deux lignes de sondages placées perpendiculairement à la direction du corridor de Tri-Island (Fig. 9.1A). Ces deux lignes recourent d'ouest en est une zone étendue et moyennement minéralisée, puis une zone de minéralisation restreinte fortement minéralisée.

#### **a. Observations des minéralisations sur carottes.**

La minéralisation uranifère, d'après les observations sur carotte, peut être séparée en deux : le cœur de la minéralisation et un halo minéralisé. Les deux zones diffèrent par les teneurs/volumes et les faciès des minéralisations. Le cœur est composé de minéralisation semi-massive en remplacement des minéraux de l'encaissant (Fig. 9.6A). Une altération à oxydes de fer et micas blancs (muscovite ?) affecte l'intervalle minéralisé, avec l'oxydation se mettant en place de manière pervasive et les micas blancs formant des veines de couleur dorée. Dans les rares endroits où la foliation reste préservée, il est possible d'observer des plissements (Fig. 9.6B).

L'intervalle le plus minéralisé est formé d'une lentille d'oxyde d'uranium qui se développe dans la foliation, remplaçant partiellement l'encaissant (Fig. 9.6A). Cette minéralisation semi-massive est associée à une forte oxydation et à des veines de micas blancs de couleur dorés. Les seules structures observables se trouvent au niveau d'endroits préservant encore en partie la foliation qui montre des plissements (Fig. 9.6B). La minéralisation et l'altération associée diminue au niveau des épontes du cœur minéralisé et permettent l'observation de textures et structures qui n'ont pas été effacées. Sur l'exemple de la figure (Fig. 9.6C), l'échantillon est argilisé en son centre et est bordé par deux portions de minéralisation disséminée dans la foliation. Les extrémités sont stériles avec une altération chloritique. La transition entre la bande de minéralisation et la zone argilisée permet d'observer la foliation. À cette échelle, la minéralisation percole très localement le long des plans de foliation formant des textures en sapin de Noël. Les liens entre la foliation et la minéralisation sont illustrés dans l'échantillon suivant dans lequel les oxydes d'uranium disséminés se concentrent au niveau d'une inversion du pendage de la foliation. Le dernier intervalle est le plus éloigné de la minéralisation massive et est marqué par une bande d'une vingtaine de centimètre de minéralisation disséminée dans laquelle se sont développées des micro-fractures (Fig. 9.6D). De l'oxydation est présente en association avec la minéralisation. La limite supérieure de cet intervalle est marquée par 10 centimètres de micro-fractures argilisées. Le cœur de la minéralisation est donc formé d'une lentille d'oxydes d'uranium en semi-remplacement de l'encaissant et dont les épontes montrent des traces de remobilisation redox ainsi qu'un contrôle local des structures ductiles héritées (fabrique métamorphique, plis).

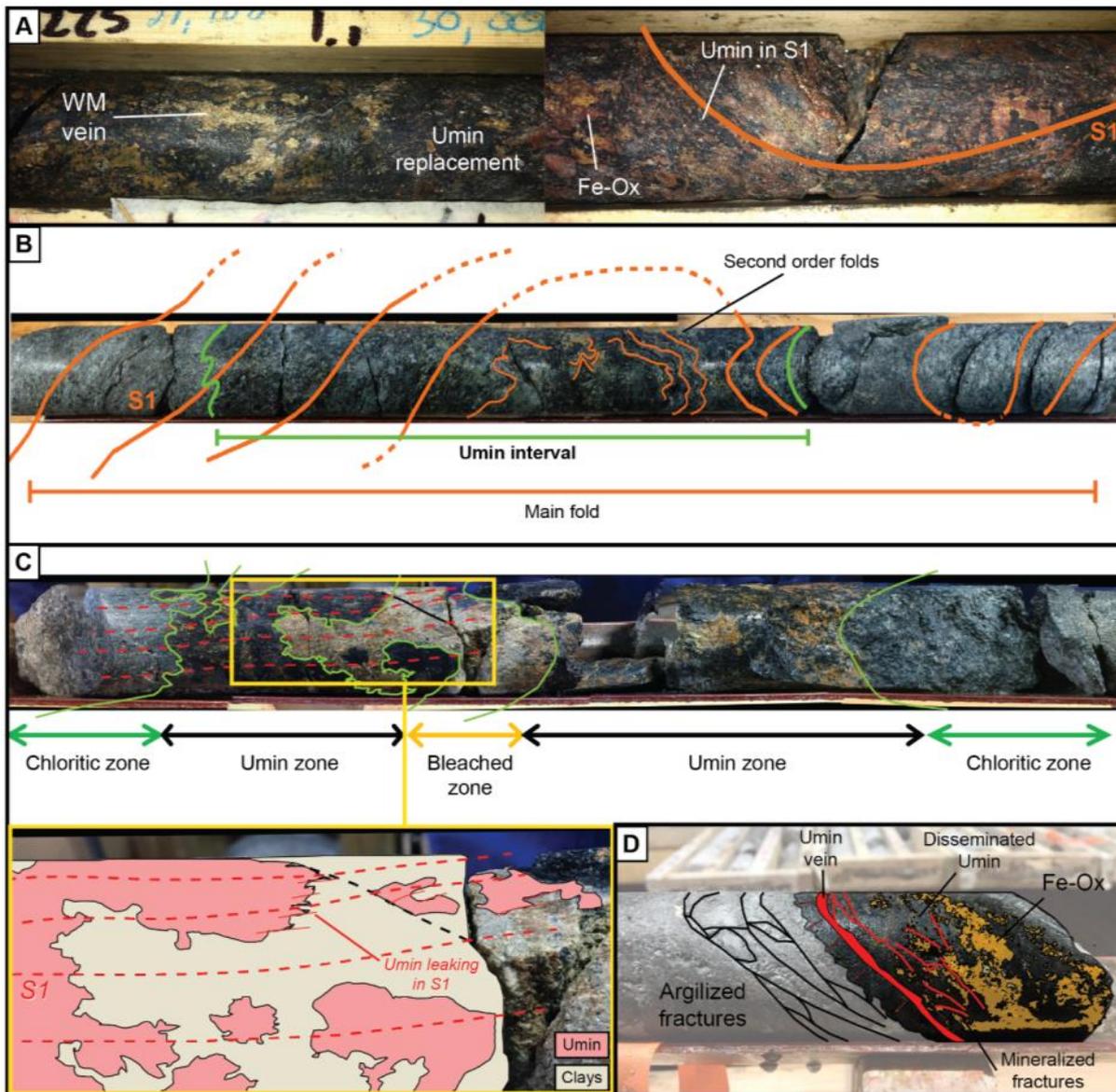


Figure 9.6 : A. Echantillons du cœur de la minéralisation dans le sondage ML134. La minéralisation est encaissée le long de la foliation. Les veines de mica blanc recoupent l'encaissant. B. Inversion des plans de foliation indiquant un pli. La foliation au niveau du cœur du pli montre des replis. La minéralisation se situe au cœur du pli, dans la foliation. C. Deux fronts de minéralisation autour d'un intervalle argilisé et oxydé. À l'extérieur, l'encaissant est chloritique. L'encart montre la minéralisation suintant localement le long de la foliation, produisant une texture en « sapin de Noël ». D. Intervalle minéralisé limité au toit par un réseau de fractures argileuses.

Un halo de minéralisation de moindre volume et teneur entoure la minéralisation principale. Contrairement au cœur, la minéralisation ne forme pas un volume continu mais des patches dispersés dans des intervalles très altérés. Les paragneiss autour du cœur montrent en carotte un enrichissement en muscovite et plus localement, une forte argilisation entraînant un blanchissement de l'encaissant et sur laquelle va se superposer une altération rouge à oxydes de fer (Fig. 9.7A). Les oxydes d'uranium dans les intervalles les plus argilisés se localisent dans des

veines (Fig. 9.7A) et sous forme d'amas vermiculaire (Fig. 9.7B), alors que dans les intervalles plus préservés à muscovite celle-ci se retrouve disséminée dans la foliation et le long de petites fractures qui reprennent localement la foliation (Fig. 9.7C).

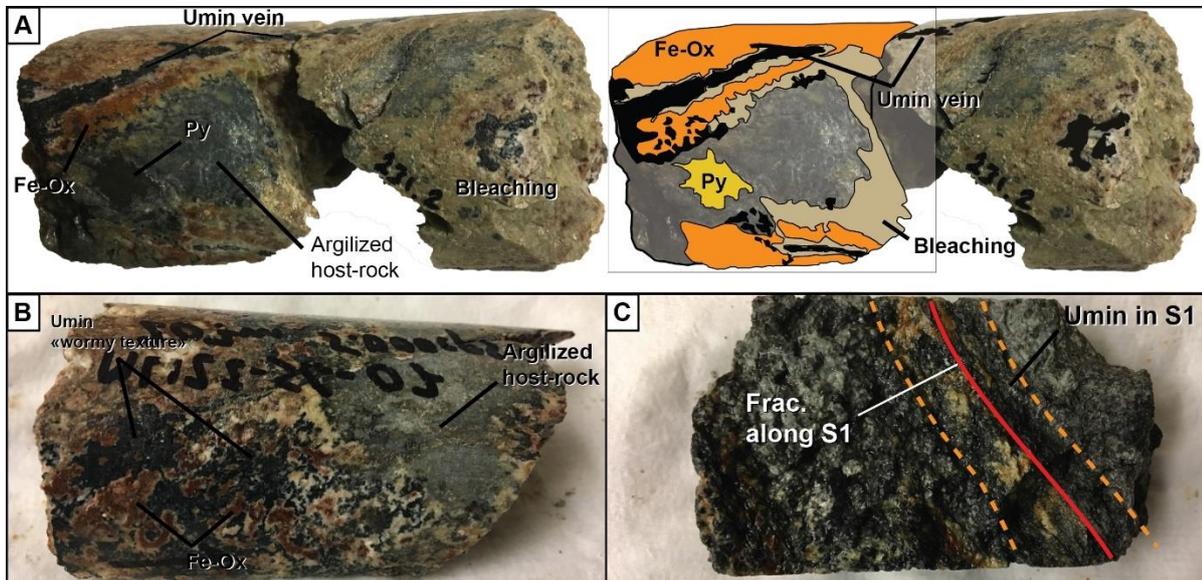


Figure 9.7 : Echantillons minéralisés des forages ML119 et ML120. A. Minéralisation en veine associée à des oxydes de fer et un blanchiment de l'encaissant. B. Minéralisation en « wormy texture » dans le même intervalle. C. Minéralisation disséminée dans la foliation.

Contrairement à la minéralisation le long du conducteur de Tri-Island, la minéralisation de socle le long du conducteur de Martin Lake est de très faible teneur, très faible volume et sans grande continuité. C'est essentiellement une minéralisation disséminée dans les phyllosilicates, dans des intervalles montrant eux aussi une altération à muscovite en remplacement des chlorites.

#### b. Caractérisation microscopique de la minéralisation

Les observations pétrographiques montrent que la minéralisation recoupe toutes les phases minérales présentées précédemment à l'exception des oxydes de fer les plus tardifs. Dans les échantillons du TIC, les oxydes d'uranium se concentrent dans les phyllosilicates. La minéralisation occupe les espaces entre les micas ainsi que le long des clivages. Les zones les plus minéralisées montrent un remplacement complet dans lequel il est parfois possible d'observer des clivages reliques (Fig. 9.8A et B). En plus des espaces entre les grains, la minéralisation semble suivre des réseaux de micro-fractures se développant entre les phyllosilicates, les mêmes réseaux de fractures que décrit dans le paragraphe 4 (Fig. 9.8C). La mise en place de la minéralisation entraîne parfois le

développement d'une brèche dont le réseau de fracture devient parfois si dense que les minéraux sont cataclasés (Fig. 9.9D). Il est intéressant de noter que dans ces échantillons, les seuls cristaux de quartz observés sont ceux d'une veine tardive, elle-même recoupée par des carbonates et des oxydes de fer vermiculaires. De plus, aucun grain de graphite n'a pu être observé.

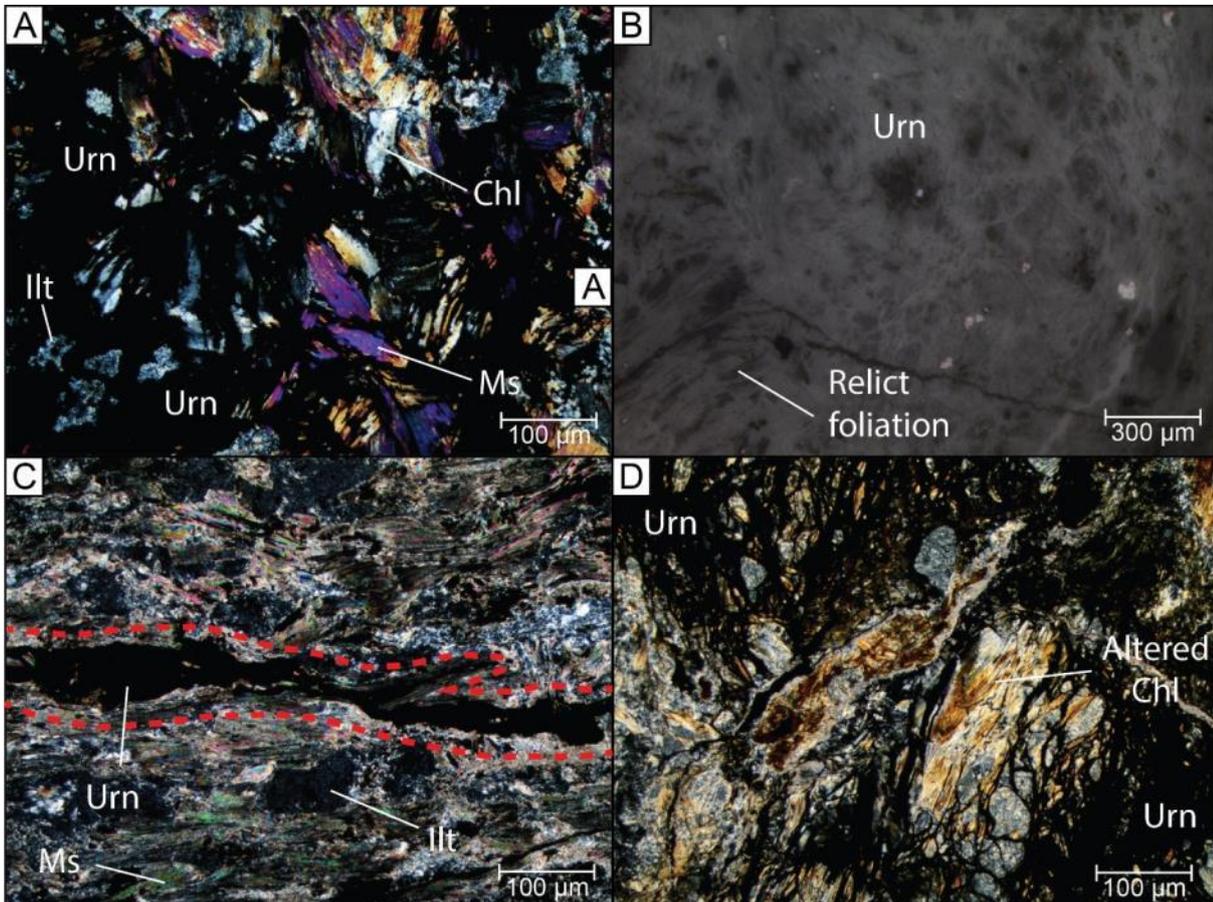


Figure 9.8 : Microphotographie optique en lumière transmise polarisée analysée et en lumière réfléchie. A. Minéralisation disséminée entre les grains de phyllosilicates. B. Traces de clivages reliques dans la minéralisation disséminée. C. Fracture minéralisée suivant la foliation. D. Brèche formée par la mise en place de veines d'uraninite dans les phyllosilicates.

La minéralisation proche de la discordance du conducteur de Martin Lake montre les mêmes associations entre oxydes d'uranium et phyllosilicates que celles observées sur le conducteur de Tri-Island et qui caractérise la majorité des textures de minéralisation observées. D'autres types d'associations ont pu être observées très localement, tels que des oxydes d'uranium associés à des plages de graphite ou en association avec la pyrite (Fig. 9.9A). On retrouve également des oxydes d'uranium piégés dans des veines de carbonates (sidérite) dans le cas d'échantillons au plus proche de la discordance (Fig. 9.9B).

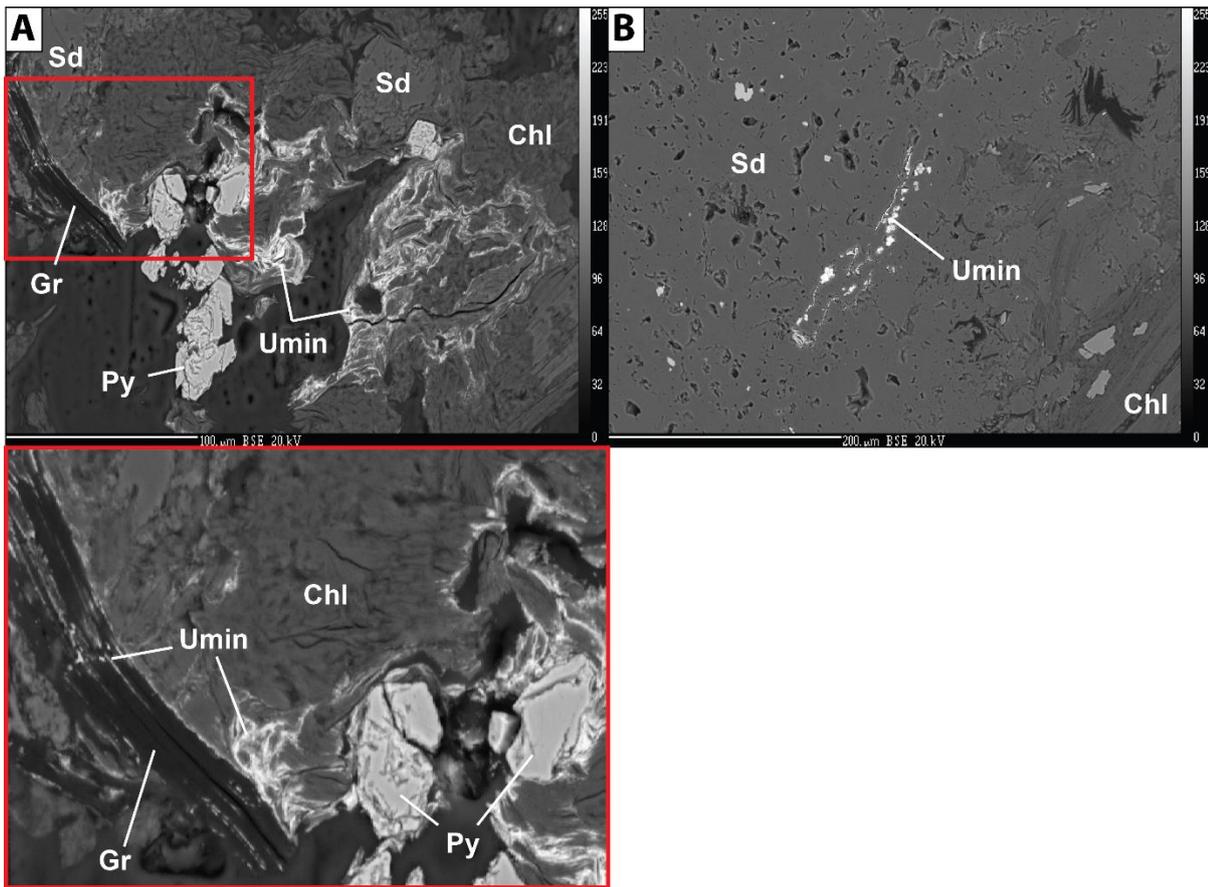


Figure 9.9 : A. Microphotographie électronique de minéralisation se localisant au niveau de micro-fractures dans le graphite et autour du cristal. Elle est aussi associée à la pyrite et disséminée dans la chlorite. B. Microphotographie électronique de minéralisation dans des cavités dans un cristal de sidérite.





**Chapitre 10 : Caractérisation  
microstructurale et pétrographique des  
zones de cisaillements minéralisées en  
uranium de Martin Lake**

## **1. Caractérisation des structures et de la minéralogie à l'échelle microscopique**

### a. Paragénèse associée aux gneiss pélitiques ( $\pm$ graphite) du conducteur de Tri-Island

La minéralogie des paragneiss est dominée par les phyllosilicates et du quartz, avec localement des enrichissements en graphite (gneiss pélitiques graphitiques). Les cristaux de quartz sont allongés, parfois légèrement boudinés, mais ne montrent presque jamais aucune évidence de déformation ductile hormis une extinction ondulante.

La famille des phyllosilicates est composée de chlorite, d'illite et de muscovite :

- Les chlorites de grandes tailles sont le produit de l'altération des biotites du socle lors de l'exhumation. Elles montrent des biréfringences du premier ordre (Fig. 10.1B) et marquent la direction de la foliation. Ces chlorites peuvent montrer un début d'altération en mica blanc (Fig. 10.1A) Une deuxième génération de chlorite est néoformée dans les golfes de dissolution ou dans les fractures ouvertes (Fig. 10.1C).
- Deux types de micas blancs se démarquent. Tout d'abord des muscovites qui forment de grands grains montrant les teintes vives caractéristiques du troisième ordre. Leurs morphologies rappellent celle des chlorites de grandes tailles et elles s'observent parfois en association avec ces chlorites (Fig. 10.1D). La deuxième famille de micas blancs correspond à des amas de micro-cristaux d'illite, produit de l'altération des feldspaths (serricitisation ?) (Fig. 10.1D).

Le graphite se retrouve sous forme de minéraux allongés très bien cristallisé se logant dans les fractures ouvertes ainsi que les cavités créées par dissolution et autour des minéraux de plus grandes tailles tel que les quartz ou les chlorites rétro-morphiques.

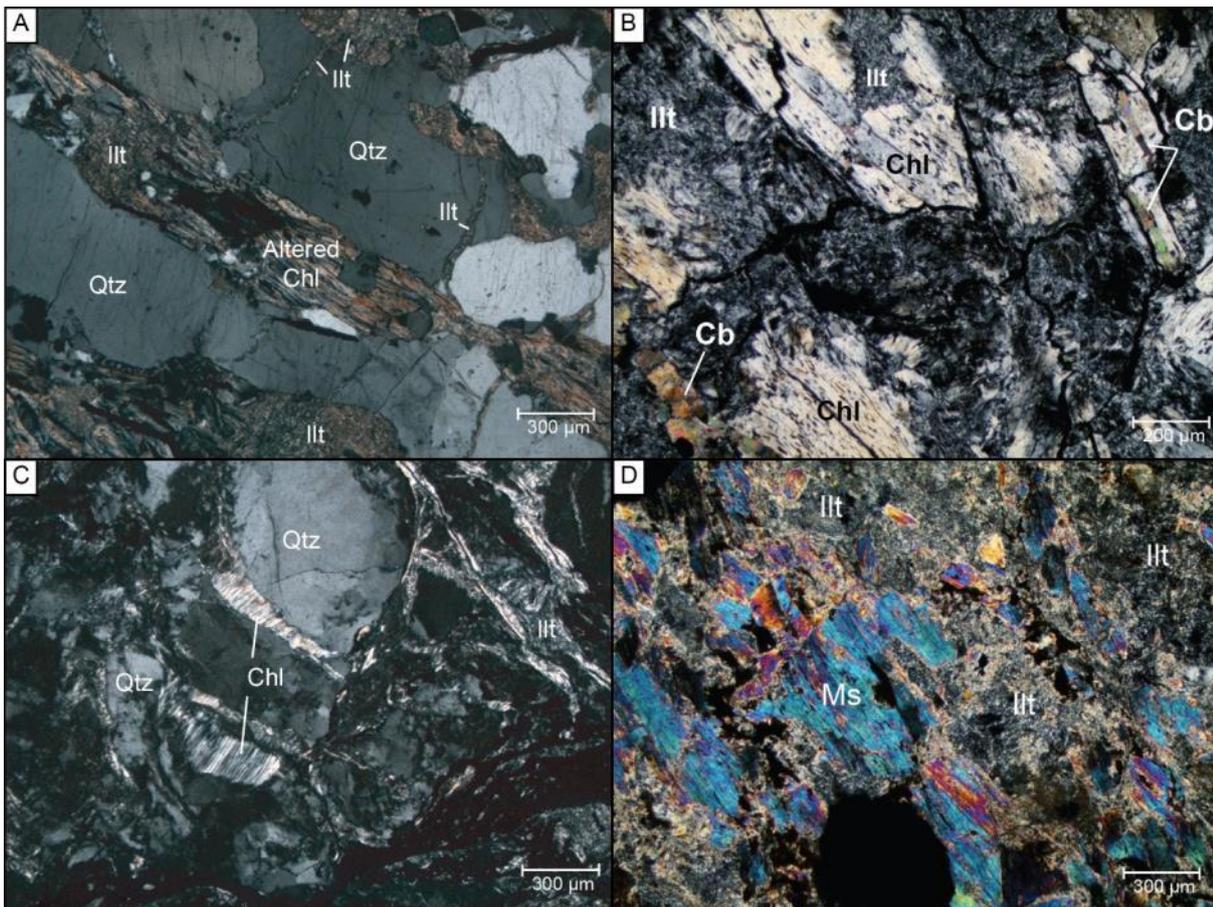


Figure 10.1 : Microphotographies en lumière polarisée analysée. A. Quartz rubanés intercalés par des lits de micas blancs. Des fractures remplies d'illite sont visibles recoupant le quartz orthogonalement à la foliation. B. Chlorites de grandes tailles dans une matrice composée de micro-grains d'illites/chlorites. C. Veines de chlorites palissadiques se développant dans des fractures ouvertes dans les quartz. D. Muscovites et micro-grains d'illites.

### b. Caractérisation de la fabrique ductile et de la réactivation cassante

La foliation est marquée par l'allongement des quartz et l'orientation des chlorites rétro-morphiques. Comme décrit précédemment, les quartz ne montrent malgré leurs allongements de textures de recristallisation dynamique que très localement par bulding.

La réactivation cassante s'exprime par le développement d'un important nombre de micro-fractures dans les quartz et les amas de phyllosilicates. Dans les quartz, les fractures sont rectilignes et forment parfois des fentes de tension remplies par des phyllosilicates tels que des chlorites néoformées.

Les fractures dans les phyllosilicates serpentent entre les cristaux de chlorites rétro-morphiques et dans les amas d'illite, formant des réseaux anastomosés (Fig. 10.2B). Les contacts entre des minéraux de morphologie très différentes comme des chlorites rétro-morphiques

et des amas d'illite semblent former des plans de faiblesse propice à la fracturation. Certaines zones de phyllosilicates montrent des textures bréchiques. La photo de la figure 10.2C montre des chlorites bréchifiées par le développement d'un réseau de veines de mica blancs dont la biréfringence indiquerait des muscovites. Ces veines de muscovite traversent les chlorites le long de leurs clivages.

Plusieurs générations de veines tardives recourent les principales altérations à phyllosilicates. Les relations de recoupement montrent que des veines de quartz se mettent en place dans l'encaissant et sont recoupées par des veines de carbonates. Les veines de quartz et carbonates sont parfois altérées par le développement d'oxydes de fer de forme vermiculaire (Fig. 10.2D).

À l'échelle du quartz, il est possible d'observer ces mêmes textures sur les bordures du grain ainsi que localement des golfes de dissolution (Fig. 10.2A). Bien qu'ayant des bordures aux motifs irréguliers, ces fractures dans les quartz ont des directions rectilignes.

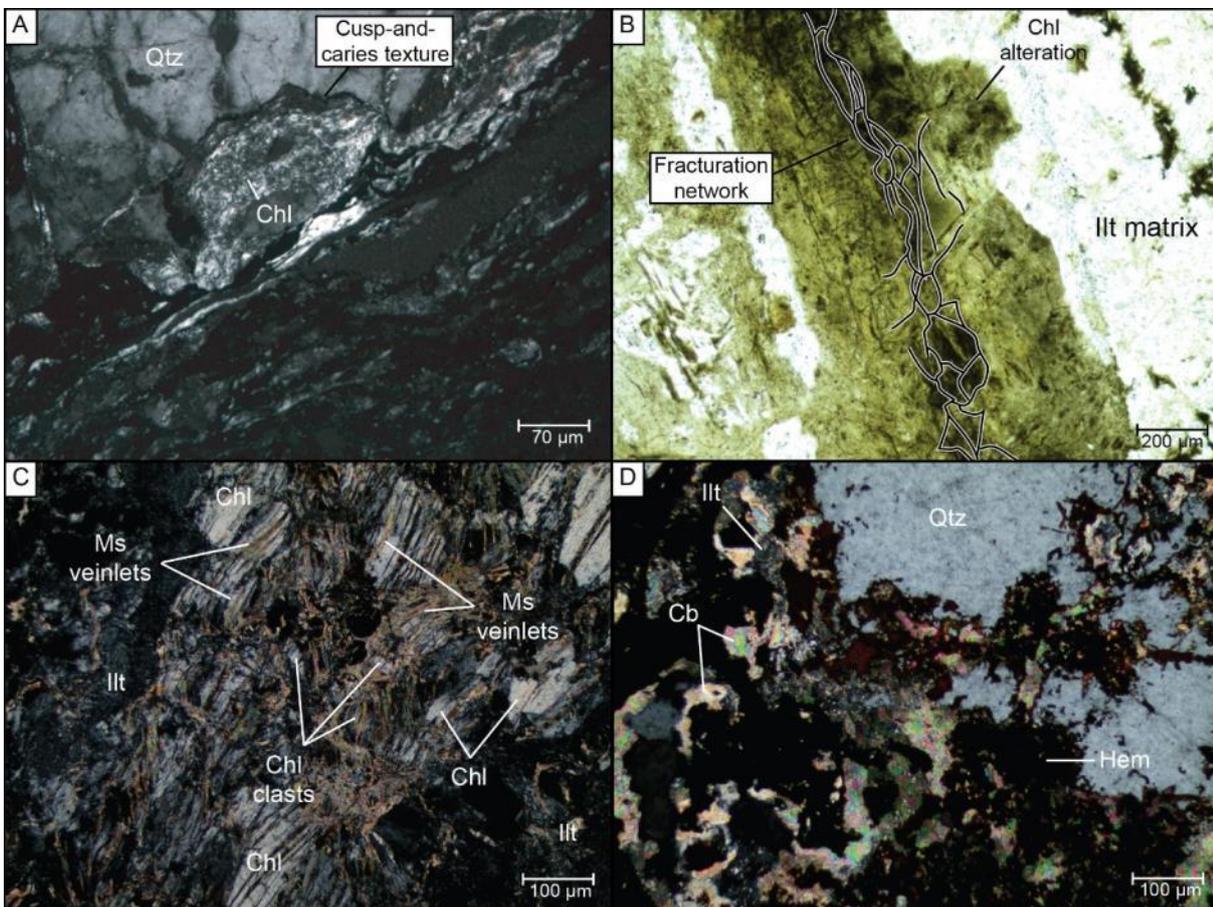


Figure 10.2 : Microphotographies en lumière polarisée analysée et non analysée. A. Golfes de dissolution dans un quartz.

B. Réseau de fractures anastomosées serpentant entre les grains de phyllosilicates. C. Bréchification des chlorites par la mise en place de veines de muscovite. D. Veine de quartz recoupée par une veine de carbonate et oxydes de fer.

## **2. Analyses chimiques des phyllosilicates associées à la zone minéralisée de TIC**

Les observations sur sondage ont montré que les intervalles dans lesquels se localisent la minéralisation sont marqués par une altération argileuse, soit mineure à muscovite ou importante avec un fort blanchiment. Il est donc important de caractériser les altérations considérant que celles-ci puissent être un marqueur de la minéralisation, soit parce qu'elles participent à la formation d'un réseau de porosité favorable à la circulation de fluide uranifère, soit parce qu'elles accompagnent la mise en place de la minéralisation. Cette nécessité est d'autant plus marquée que les observations pétrographiques ont montré les relations texturales étroites entre phyllosilicates et les oxydes d'uranium. Plusieurs échantillons ont été sélectionnés et analysés à la microsonde électronique : 3 échantillons minéralisés du TIC (ML119-SG-02, ML120-SG-06 et ML134-SG-03A) et 6 échantillons du MLC (ML76-3PET-12, ML76-3PET-13 et ML97-3PET-05 sont minéralisés, ML75-3PET-18, ML76-3PET-29A et 29B sont stériles).

Les analyses des phyllosilicates du TIC se localisent dans le diagramme ternaire de Velde (1985) au niveau de la zone des Illite/Smectite jusqu'à la Montmorillonite. Cela montre une dominance de l'altération argileuse au niveau de ces intervalles minéralisés (Fig. 10.3). Les échantillons du MLC ont une minéralogie se plaçant différemment sur le même diagramme. Les analyses forment un cluster au niveau de la Fe-Mg chlorite et un autre cluster dans la partie basse à gauche du diagramme, juste au-dessus du pôle des chlorites de type sudoite.

Les altérations associées à la minéralisation sont donc des altérations argileuses, à dominance illite/smectite, alors que les zones externes ont une altération chloritique de type clinochlore, comme cela a pu être observé sur Spitfire dans l'ouest. Les relations texturales observées en pétrographie montrent que l'uranium s'est mis en place pendant ou postérieurement à la formation des illites/smectites.

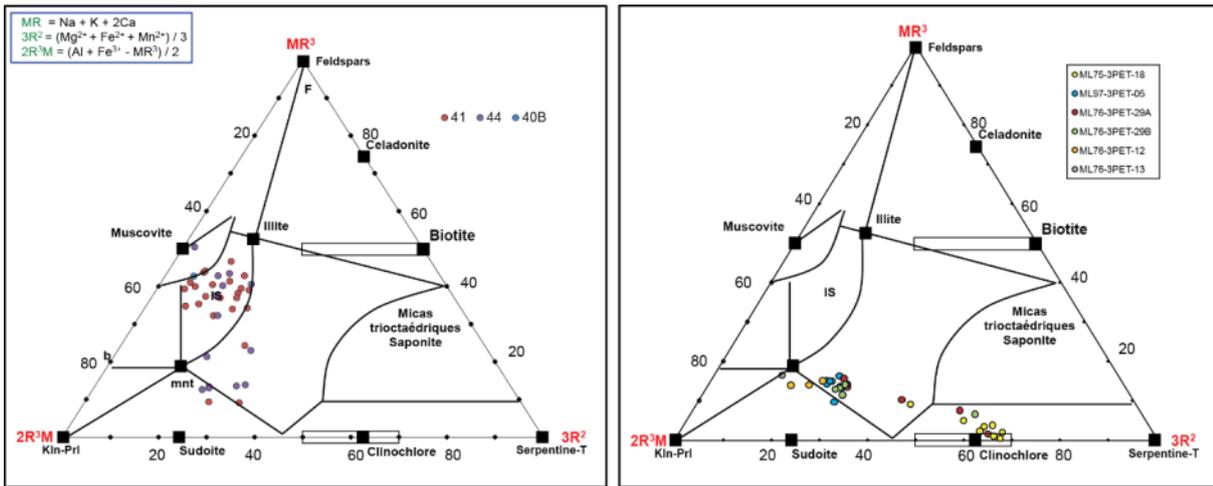


Figure 10.3 : Caractérisation des phyllosilicates des roches du socle du TIC (à gauche) et MLC (à droite), d'après Velde (1985).





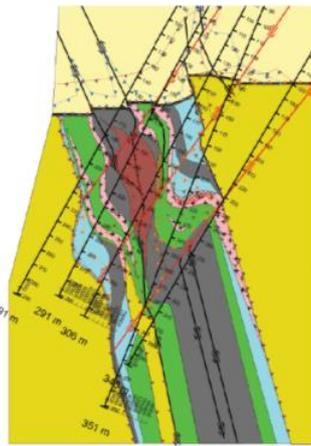
**Chapitre 11 : Définition du cadre  
structural associé aux minéralisations  
uranifères de socle à Martin Lake**

## **1. Discussion**

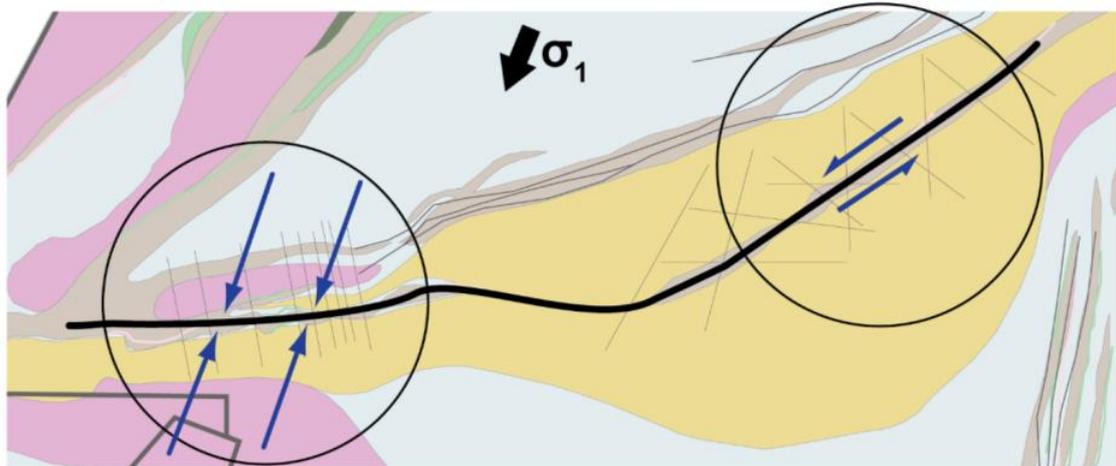
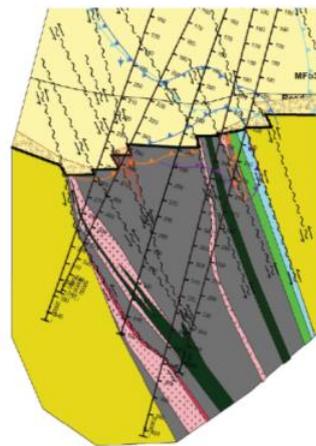
L'essentiel de la minéralisation découverte sur le projet de Martin Lake se situe le long du conducteur de Tri-Island, qui est formé par une bande de gneiss pélitique (localement enrichie en graphite) pincée entre deux formations de gneiss silicifié. L'analyse des données orientées le long du conducteur de Tri-Island a montré que l'orientation et le pendage de la foliation ductile dans le socle évolue d'Ouest en Est le long de ce conducteur. Les foliations mesurées dans la partie ouest, la plus distante de la zone minéralisée, se caractérisent par une systématique de direction ENE-OSO et un pendage d'environ 80° vers le sud. En se rapprochant de la zone minéralisée, les foliations passent progressivement à un système conjugué avec des pendages vers le nord et le sud et des directions plus variables de ENE-OSO à Est-Ouest. De plus, l'orientation générale semble se redresser vers le NE. Lors de la réalisation de la coupe géologique, une nouvelle interprétation a résulté de l'apport des données orientées comme contraintes dans la corrélation entre les sondages. Les changements de pendages se traduisent par la présence d'un système conjugué hérité de la période ductile tel qui pourrait se développer lors d'une déformation coaxiale (Gapais et al. 1987) (Fig. 11.1).

L'observation des pôles de la foliation le long du conducteur de Martin Lake ne permet pas d'identifier le même système. Dans ce cas, les pendages sont essentiellement vers le sud. Le MLC montre une direction générale Est-Ouest qui aurait pu conduire à la déformation des paragneiss dans un contexte différent de celui du conducteur de Tri-Island, pourtant dans sa continuité (Fig. 11.1).

Tri-Island Conductor



Martin Lake conductor



Coaxial shortening



Compressive thrusting



*D'après Gapais et al. 1987*

Figure 11.1 : Synthèse du contexte de déformation du socle dans le domaine ductile, expliquant l'architecture héritée des différentes portions de conducteur en fonction de leurs orientations pour une contrainte principale commune.

Les résultats obtenus lors de l'étude sur le conducteur de Martin Lake (MLC) mettaient en évidence des liens entre failles, circulation de fluides et minéralisations (Abdelrazek 2016). L'étude des sondages du conducteur de Tri-Island n'a pas permis de mettre en évidence un tel système de faille. En effet, la lentille minéralisée n'est délimitée qu'à un seul endroit par une zone de faille cassante, qui se caractérise par une roche broyée (cœur de faille) argilisée d'une vingtaine de centimètres au pied de la minéralisation. Les relations de recoupement indiquent clairement que la zone de faille est postérieure à la mise en place de la lentille minéralisée. Ainsi, la minéralisation

semble s'être mise en place plutôt dans des fractures de petites tailles le long des plans de de foliation.

L'interprétation proposée pour le TIC est celle d'une architecture héritée d'une zone de cisaillement ductile, dont les éléments géométriques suggèrent une déformation de socle dans un régime coaxial. Dans ces conditions, les lithologies ont acquis une organisation en panneaux de forme sigmoïdale qui est préservée (Fig. 11.2). Cette interprétation géométrique se démarque des modèles proposés pour les gisements de socle de la même région tel que Deilmann et P-Patch à Key Lake, Gryphon à Wheeler River ou Millenium. En Athabasca, le style de déformation ductile du socle communément admis est celui de phases successives de plissement, avec des plis isoclinaux replissés par des épisodes postérieures (Harvey & Bethune 2007). Les plis isoclinaux conduisent à une interprétation des lithologies de socle dont les contacts sont majoritairement transposés les uns aux autres (Roy et al. 2005, Harvey & Bethune 2007, Cloutier et al. 2009, Sorba et al. 2014, 2016).

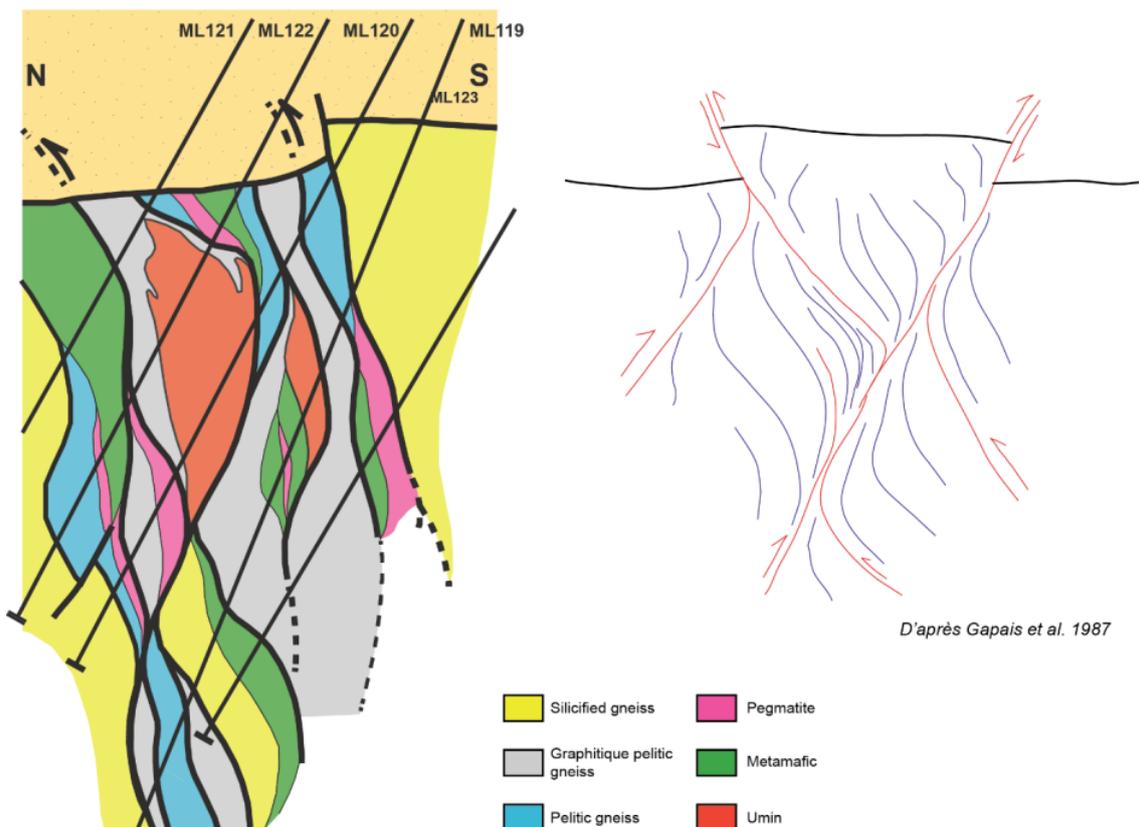


Figure 11.2 : Comparaison entre l'architecture réinterprétée du socle au niveau de la zone minéralisée du TIC et l'architecture proposée par Gapais et al. 1987 dans le cadre d'une déformation en raccourcissement coaxial. Modifié d'après Benedicto et al. 2021.

À l'échelle des zones minéralisées, la foliation et la micro-fracturation semblent être les pièges structuraux principaux. Dans le gisement de Gryphon, la foliation joue un rôle majeur en tant que piège, où une flexure locale dans le pendage va permettre l'ouverture de fente en tension dans un système de faille inverse (Sorbas et al. 2016). La foliation au niveau de la minéralisation passe d'un pendage d'environ 50° à un pendage d'environ 30°. Dans le conducteur de Tri-Island, les données orientées de la foliation le long des sondages recoupant la minéralisation semble faire ressortir une variation d'une vingtaine de degré du pendage au niveau de la minéralisation. Ces variations locales de pendage s'observent sur les carottes des sondages des zones minéralisées (voir Fig. 9.2 du Chapitre 9) et guident la minéralisation. Une telle disposition pourrait donc avoir permis l'ouverture de « jogs » extensionnels dans un champ de contrainte adéquat, s'accompagnant de micro-fractures en mode I (ouverture pure) observées à l'échelle microscopique. A Gryphon, la présence d'une faille majeure (la G-Fault) se développant au contact entre une pegmatite et les gneiss pélitiques graphitiques est interprétée comme jouant un rôle dans la mise en place de la minéralisation (Sorba et al. 2014, 2016). Le développement d'une telle structure le long d'un fort contraste rhéologique entre deux lithologies différentes permet de guider la circulation des fluides depuis le bassin jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous la discordance. La combinaison entre ouverture en tension et développement de failles de socle pourrait avoir contribué au développement d'un volume d'oxyde d'uranium économique. Sur le conducteur du Tri-Island, aucune structure cassante comparable n'a été identifiée. Les déformations se limitent à la micro-fracturation observée en lame mince. Cependant, le long du conducteur de Martin Lake, la minéralisation est située dans le socle, au niveau de l'intersection entre une faille dans les paragneiss et la discordance. Les pendages de ces failles sont cohérents avec ceux de la foliation. Les échantillons provenant de cette zone de faille sont ceux dont les chlorites ont des compositions proches de celle de la sudoïte (voir Fig. 10.4 du Chapitre 10). La présence de sudoïte sous la discordance est interprétée comme une trace de la circulation de saumure de bassin le long des failles de socle (Hoeve & Quirt 1984, Quirt 2012). La réactivation de la foliation semble donc être la déformation principale sur les deux conducteurs du site de Martin Lake. Les failles de socle ont une capacité à guider les fluides de fond de bassin en profondeur et pourrait être un élément manquant sur Tri-Island pour avoir permis le développement d'une

minéralisation économique semblable à celle de Gryphon.

Un élément marquant du conducteur de Tri-Island est comme sur Spitfire l'absence de structure majeure à laquelle relier la lentille et qui pourrait être considéré comme le chemin principal de la circulation des fluides uranifères. À l'instar d'un modèle comme Gryphon où de grandes structures cassantes au niveau des contacts rhéologiques sont décrites comme responsables du drain des fluides, la minéralisation semble plutôt associée à la foliation ou à la présence de micro-fractures. La capacité d'un tel réseau de micro-fractures à guider des circulations de fluides est connue. C'est d'ailleurs ce qui est décrit dans le cas du gisement de P-Patch (Key Lake), le réseau de microfractures ayant favorisé la circulation de saumures de bassin jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous la discordance (Mercadier et al. 2010). L'épisode de déformation responsable de la mise en place de ce réseau a réutilisé un réseau préexistant hérité de l'orogène Tran-Hudson et ouvert les plans de faiblesse en mode I (Mercadier et al. 2010). La réutilisation de plans de fracturation antérieurs se démontre par le mélange le long de plans d'inclusion fluide de fluides à carbone dominant avec des saumures (Mercadier et al. 2010). A Martin Lake, les observations pétrographiques mettent en évidence un réseau de micro-fractures particulièrement bien développé, et qui se développe autant dans les quartz que les intervalles complètement argilisés. Ces micro-fractures montrent différents remplissages (chlorite, muscovite, oxydes d'uranium...) prouvant leurs forts potentiels à guider les circulations de fluides. Les fractures affectant le quartz sont associées à des processus de dissolution et de précipitation de phyllosilicates. L'absence de quartz dans les minéralisations du conducteur de Tri-Island suggère un plus fort degré d'intensité des altérations (incluant dissolution et remplacement par des phyllosilicates d'emplacement) dans les zones minéralisées. Ceci met en évidence que le réseau de micro-fracturation a été le siège de circulation de fluides, et l'on peut suggérer qu'il s'agit du conduit principal de la plomberie ayant permis la circulation des fluides minéralisateurs vers les zones de piégeage de l'uranium dans le socle. De plus, si l'on compare les observations structurales du TIC avec le MLC, on constate qu'il n'existe pas de lien évident entre la présence d'une zone de faille bien définie (associée à un rejet à la discordance) et la présence de minéralisations de haute teneur.

Les altérations associées à la minéralisation de Gryphon se caractérisent par une zonation bien définie et qui se voit de façon répétée autour de chaque lentille. Au contact de la

minéralisation haute teneur, un halo proximal enrichi en argile (dravite, kaolinite) se caractérise par un blanchiment des lithologies (« bleaching »). Ce blanchiment s'estompe progressivement à distance de la minéralisation pour laisser place à un halo de chlorite  $\pm$  séricite. Localement et en lien avec la minéralisation, des zones oxydées à hématite sont présentes. La zone minéralisée de Tri-Island comporte certaines similitudes avec Gryphon, notamment dans la répartition des altérations. En effet, le cœur de la minéralisation, composé de remplacement semi-massif de l'encaissant par les oxydes d'uranium, est accompagné d'oxydes de fer et de veines de micas blancs. L'altération de l'encaissant très proche de la zone minéralisée se caractérise par un remplacement des chlorites par la muscovite. Ce halo d'altération à muscovite est également caractéristique du gisement de Millenium (Cloutier et al. 2009), dans lequel la proportion de mica blanc prédomine (plus de mica blanc que de chlorite). Les parties plus distales du halo d'altération sur Tri-Island sont plus sombres, et les phyllosilicates rencontrés majoritairement des chlorites  $\pm$  séricite. L'ensemble de ces altérations changent profondément la composition minéralogique dans le socle et témoignent d'une intense circulation des fluides dans le socle (altérations des minéraux métamorphiques, dissolution des quartz, minéraux hydrothermaux comme le graphite...). Ces transformations minérales ont nécessairement eu un impact sur la rhéologie des roches de ces zones de déformation, ce qui, combiné avec la forte anisotropie de fabrique, les rend plus sensibles à accommoder de la déformation, et donc avoir un impact majeur sur la localisation de la déformation lors d'épisodes de réactivation tectonique ultérieurs (effet de « rock softening » sur la roche (Rolland et Rossi, 2016).

Une silicification poussée telle qu'observée de part et d'autre de la zone de déformation de Martin Lake pourra avoir l'effet inverse, et ce à plus forte raison si on se trouve dans des gammes de températures inférieures au seuil de plasticité du quartz (< 250/300°C). Ainsi, à Martin Lake, les transformations minérales observées dans le socle, et liées à de probables phases successives d'hydrothermalisme entraînent ou accentue le contraste rhéologique entre la zone de déformation (paragneiss graphitique) et les gneiss silicifiés.

Au moins trois grands épisodes majeurs de silicification ont été décrits dans le sud-est de l'Athabasca (Card 2014), dont la première correspond à une silicification massive de certains intervalles lithologiques dans le socle (gneiss silicifiés) avant le dépôt des grès d'Athabasca (Card 2014). Le deuxième épisode concerne la silicification des grès de la base du bassin et le dernier

épisode le développement de veines de quartz tardives recoupant les précédentes lithologies.

Il est raisonnable de considérer que le contraste rhéologique fort entre les gneiss silicifiés et les gneiss graphitiques altérés ont joué un rôle mécanique dans la localisation de la déformation. Le degré d'altération étant plus poussé dans les gneiss graphitiques, il apparaît que les circulations des fluides ont vraisemblablement été canalisée le long de la zone de déformation. Cet effet de barrière de la part de lithologies silicifiées a été décrit à plusieurs reprises dans, par exemple, les gisements de Kiggavik dans le bassin du Thelon au Canada (Grare et al. 2018) et de Ranger en Australie (Skirrow et al. 2016).

La présence de graphite dans les gneiss est considérée comme un élément majeur du système minéralisateur associé aux gisements URU de l'Athabasca. Ce minéral a été envisagé comme pouvant jouer chimiquement le rôle de réducteur dans la précipitation des oxydes d'uranium (Hoeve & Sibbald 1978, Hoeve & Quirt 1987). D'un point de vue mécanique, la présence de graphite dans le socle peut jouer le rôle de « lubrifiant » favorisant la localisation de la déformation dans les zones de faille lors de la réactivation de structures enrichies en graphite (Oohashi et al. 2012, Oohashi et al. 2013, Craw & MacKenzie 2016). Une partie du graphite observé dans le socle dans la zone de transition Wollaston-Mudjatik (est-Athabasca) est décrit comme étant d'origine métamorphique, provenant de l'enfouissement et de la transformation de « black shales », sédiments pélitiques très riches en carbone et présents dans la séquence sédimentaire du Wollaston (Card 2016). Une autre source potentielle de graphite serait d'origine extérieure à la séquence sédimentaire, provenant de la circulation de fluides hydrothermaux (Martz et al. 2017). Les textures et associations minéralogiques observées en lame mince montrent que le graphite peut être utilisé comme surface préférentielle pour la précipitation des oxydes d'uranium mais pas de manière systématique : en effet il a été montré que ce sont les phyllosilicates d'altération qui contrôlent au premier ordre la localisation des oxydes d'uranium. Le rôle du graphite dans le développement du système minéralisé le long du conducteur de Tri-Island reste peu clair : en effet certaines structures sont enrichies en graphite mais stériles, le graphite est donc présent dans le système, mais ne semble pas jouer un rôle critique sur la précipitation des oxydes d'uranium. Une conclusion similaire est faite par Card (2016) d'après des observations sur les paragneiss rattachées au domaine de Wollaston dans la zone de transition Wollaston-Mudjatik. Sur la base d'études d'échantillons de la zone de Wheeler River (où se trouve les gisements de

Gryphon et Phoenix), il en conclue que les roches du groupe Wollaston et le graphite ne sont pas essentiels dans la mise en place de la minéralisation.

C'est donc l'héritage pré-Athabasca, composé des différents épisodes de déformation et d'altération qui semble importer pour la mise en place d'un système favorable à la mise en place de minéralisation uranifère. Les zones de circulation de fluide vont progressivement se localiser et gagner en maturation par l'effet combiné des structures et des altérations, préparant lentement dans la zone un réseau de porosité favorable à la circulation et au piégeage de fluide uranifère.

Le développement d'un réseau de micro-fracturation, favorisé par les variations locales de pendage de la foliation, dans lequel se place la minéralisation ainsi que les altérations associées forment un système minéralisateur similaire à celui décrit sur Hook Lake pour la minéralisation de Spitfire, et ce malgré leur localisation très différente dans le bassin.



**PARTIE 4 : CONTEXTE STRUCTURAL  
ASSOCIE AUX MINERALISATIONS  
D'URANIUM DE SOCLE SOUS LE  
BASSIN D'ATHABASCA**



**Chapitre 12 : Comparaison des  
caractéristiques structurales observées  
dans le socle entre l'Est et l'Ouest sous  
l'Athabasca : définition de l'empreinte  
structurale des minéralisations**

# SYNTHESE ET CONCLUSION

## 1. Synthèse

Les zones de déformation ductile à cassante du socle archéen à paléoprotérozoïque contrôlant des minéralisations d'uranium de haute teneur sous le bassin d'Athabasca ont enregistré les effets d'une longue histoire de déformation et d'altération. Au vu du contrôle structural prépondérant des gisements d'uranium dans le socle, il était nécessaire de comprendre les étapes et les mécanismes de déformation responsables de la mise en circulation des fluides hydrothermaux et de l'architecture des zones de piégeage de l'uranium le long de zones de déformation dans le socle. En étudiant ces structures de façon détaillée et en retraçant leur évolution, il est alors possible de mieux comprendre les interactions entre les zones de déformation, les minéralisations et leur halo d'altération, mais surtout d'identifier les processus critiques dans le développement d'un réseau perméable propice à guider la circulation des fluides minéralisateurs et à créer des pièges pour les minéralisations uranifères.

A partir de ce postulat, deux questions se posent, à savoir : quels sont les mécanismes associés au développement de ces chemins de circulation de fluides liés aux minéralisations uranifères et sont-ils comparables d'une zone à l'autre du bassin de l'Athabasca ? En effet, le socle sous-Athabasca est historiquement divisé en deux parties, et l'on oppose la partie est-Athabasca et la partie ouest-Athabasca, qui correspondent par ailleurs à deux domaines distincts et d'origine différente de la province de Churchill. Peut-on définir une signature structurale caractéristique à tous les gisements de socle ou existe-t-il des différences significatives entre la partie est et la partie ouest ? Pour répondre à ces questions, une approche structurale à plusieurs échelles a été effectuée ciblant deux projets situés de part et d'autre du bassin d'Athabasca : le site de Spitfire (Projet de Hook Lake) le long du Patterson Lake Corridor (PLC) dans l'Ouest-Athabasca, et les indices minéralisés situés sur les conducteurs de Tri-Island Conductor (TIC) et de Martin Lake (MLC), dans la zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ), dans l'Est-Athabasca (Projet de Martin Lake). La même méthode a été appliquée dans l'étude des différents objets afin de garantir une homogénéité des données à des fins de comparaison.

## 2. Discussion

### a. Éléments structuraux : le rôle de la fabrique ductile

L'étude de l'architecture des zones de faille du socle à grande échelle a montré l'importance de la superposition de déformations ductiles et cassantes. La fabrique ductile du socle sous-

Athabasca est caractérisée par des hétérogénéités lithologiques et de forts contrastes rhéologiques ayant conduit à une localisation de la déformation le long de couloirs mylonitiques, de direction principale NE-SW. Ces zones de déformation complexes sont constituées par des réseaux anastomosés de couloirs mylonitiques d'échelle plurikilométrique, séparant des « blocs rigides ». Dans le détail, on observe des figures de boudinage d'échelle cartographique, s'exprimant par le développement de panneaux de socle de formes sigmoïdales constitués par des zones de cisaillement ductile anastomosées (Fig. 12.1B, C et D). Ces déformations s'expriment à l'échelle microscopique par le développement d'une foliation qui influencera la géométrie du réseau de fractures lors de réactivations cassantes localisées le long de ces zones de cisaillement (Fig. 12.1E).

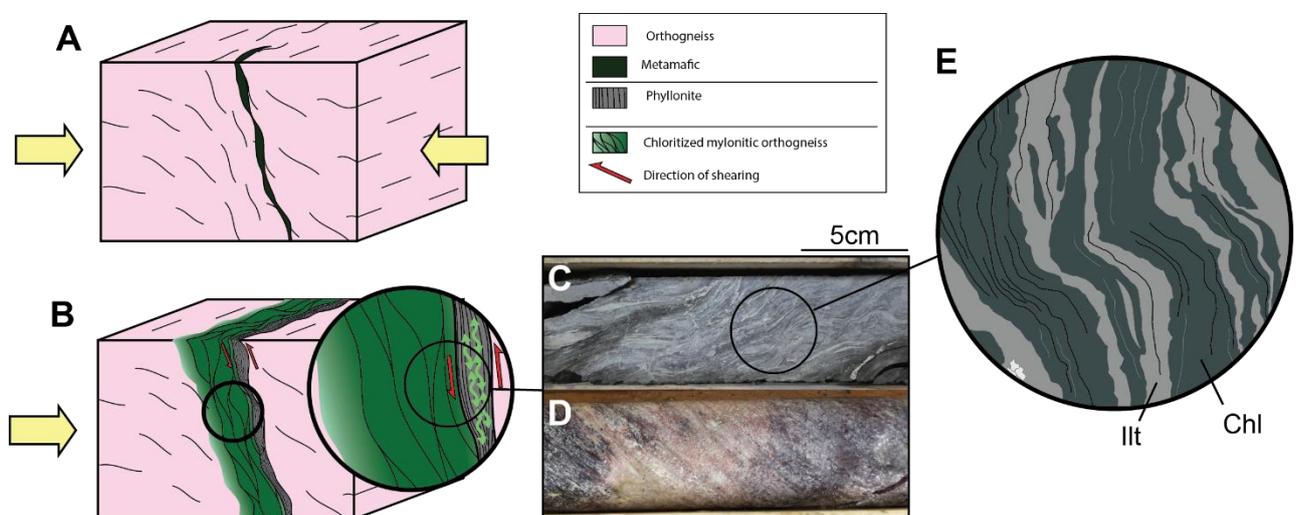


Figure 12.1 : Schéma de synthèse montrant le développement d'une zone de cisaillement ductile de socle le long du PLC, à différentes échelles. Chl = chlorite, Ill = illite.

Ces motifs sont importants car les variations locales de direction et pendage de ces zones de cisaillement vont localement favoriser le développement de structures en tension. En effet, dans un champ de contraintes données, des changements de direction et pendage permettent que certains segments puissent être réactivés en décrochement pendant que d'autres sont réactivés en transtension ou en transpression. Le développement local de zones de dilatance peut avoir une influence sur les chemins de circulation des fluides et potentiellement jouer le rôle de piège structural pour des minéralisations (Cox et al. 2001, Li et al. 2002, Tuduri et al. 2006, Wang et al. 2008, Hosseini-Dinani et al. 2015, Mohebi et al. 2015, Chauvet 2019, Hillacre et al. 2021, Johnstone et al. 2021, Benedicto et al. 2021). Sur Hook Lake, les segments ductiles hérités et orientés  $\sim$ N050° sont réactivés en décrochement senestre, entraînant l'ouverture en tension de structures orientées N025°.

La déformation héritée du métamorphisme est le premier facteur critique dans la mise en place d'un socle favorable au développement de minéralisations uranifères de socle, car elle reflète l'architecture principale, un « squelette » le long duquel se développe le réseau de porosité associé à la mise en place ces minéralisations d'uranium à haute teneur.

b. Éléments minéralogiques : altérations et contrastes rhéologiques à l'origine de la porosité initiale

L'observation des relations entre structures et altérations a permis de mettre en lumière plusieurs facteurs considérés comme critiques pour la mise en place des minéralisations d'uranium de haute teneur dans le socle. Tout d'abord, la présence d'hétérogénéités lithologiques forme, par différence de rhéologie, des zones de forte anisotropie dans les zones de cisaillement de socle. L'altération précoce des roches permet des modifications locales de la minéralogie et donc accentue plus encore les contrastes rhéologiques. L'altération de certaines phases métamorphiques et notamment des feldspaths des orthogneiss (transformés en un assemblage de microcristaux d'illite ± chlorite) et des minéraux ferro-magnésiens constituant des intrusifs mafiques (transformés en chlorite) engendre un profond changement de la composition minéralogique.

La silicification intense que l'on peut observer dans les gneiss bordant les zones de déformation à Hook Lake (quartz bleu) et à Martin Lake (panneaux de gneiss silicifiés) a pu influencer (i) la localisation des déformations et (ii) potentiellement jouer un rôle-clé dans le guidage des circulations de fluides et donc des altérations associées en développant de forts contrastes de porosité.

Parmi ces fluides guidés le long des zones de cisaillement, des fluides hydrothermaux circulent comme le témoigne les phases d'altération et la présence de minéraux tels que le graphite ou les chlorites. Ces altérations caractéristiques des zones de cisaillement en Athabasca sont largement moins développées en périphérie de ces zones de déformation, voir absentes dans l'orthogneiss intact.

Ces transformations minérales, en plus de modifier les paramètres rhéologiques dans les zones de déformation, permettent la création d'assemblages minéraux (amas de microcristaux de

micas blancs et chlorite) sur lesquels pourront venir se piéger des oxydes d'uranium lors de la circulation de fluides minéralisateurs. La petite taille et le nombre important des cristaux de micas blancs de remplacement facilite les interactions fluides-roches en augmentant les surfaces d'effet des réactions chimiques.

Le socle a été affecté par différents épisodes de dissolution et/ou de remplacement minéral durant son histoire, dont les effets ont conduit au développement des brèches de dissolution (lors de la mise en place des veines de chlorite) ainsi que des bordures irrégulières le long de micro-fractures dans les quartz. Ces processus semblent affecter toutes les lithologies, des phyllonites aux roches les plus silicifiées. Les espaces créés par dissolution sont remplis par des phyllosilicates (chlorite et illite).

L'existence de ces épisodes d'altération et de dissolution sont le deuxième paramètre critique dans la mise en place d'un socle favorable au développement de minéralisations uranifères. La longue évolution du socle durant l'exhumation a conduit au développement de zones de déformation formée de corridors mylonitiques anastomosés dans lesquels les fluides ont longuement circulé, renforçant les contrastes rhéologiques et les caractéristiques physiques de l'encaissant.

#### c. Les mécanismes de réactivation cassante : développement du réseau principal de porosité

L'anisotropie de fabrique et les forts contrastes rhéologiques du socle ont conduit à la localisation des déformations cassantes le long de zones de faiblesse préexistantes (réactivation préférentielle des directions de foliation) lors de phases de réactivation tectonique syn- à post-bassin d'Athabasca (Fig. 12.2A et C). Contrairement à l'image que l'on peut se faire d'une zone de faille de socle recoupant la discordance avec un rejet vertical plus ou moins marqué, les zones de déformation de Martin Lake et de Hook Lake se caractérisent par le développement d'un corridor de fracturation, dans lequel la déformation cassante reste très distribuée mais sans zone faillée clairement identifiée (absence de cœur de faille clairement défini) (Fig. 12.2A). Ce corridor de fracturation correspond à un réseau de micro-fractures se localisant au niveau des plus forts contrastes rhéologiques et recoupant les déformations ductiles et les altérations associées. Selon la nature de l'encaissant, la morphologie de ces réseaux fractures varie, depuis des fractures

rectilignes dans les quartz à des micro-fractures ondulantes en réseaux anastomosés dans les phyllosilicates (rappelant les motifs anastomosés observés sur la carte structurale), mais celles-ci ont toutes la capacité de drainer les fluides, comme le montre les nombreuses évidences de dissolution et d'altération associées (Fig. 12.2B, D, E et F).

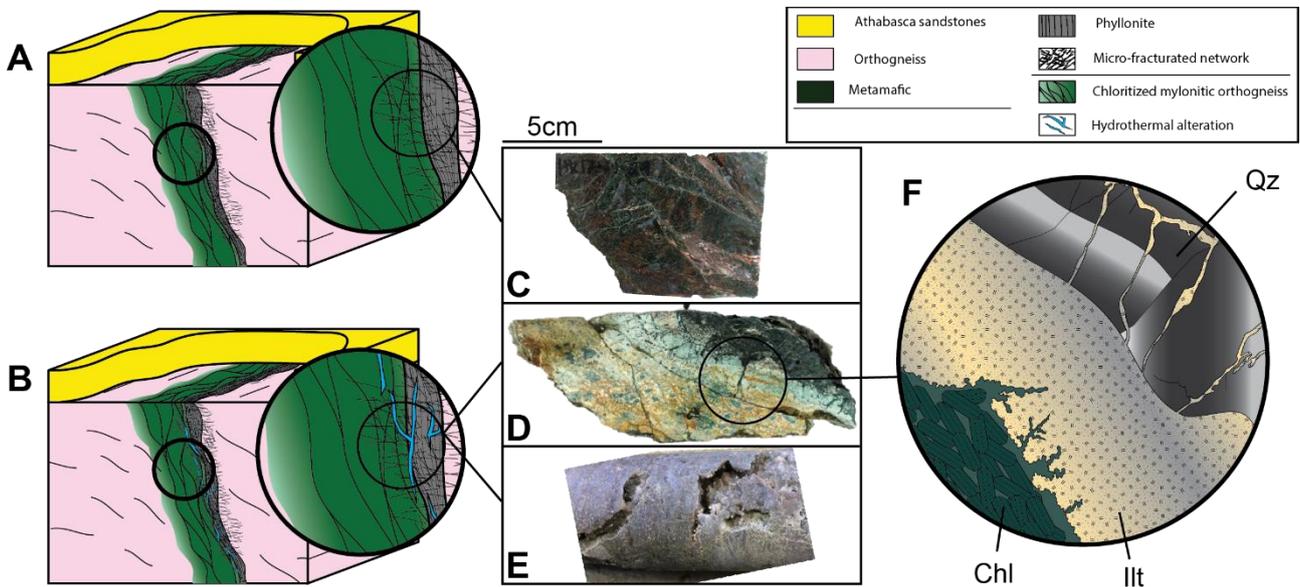


Figure 12.2: Schéma de synthèse montrant le développement d'un réseau de fracturation superposé à une zone de cisaillement ductile de socle du PLC, à différentes échelles. Qz = quartz, Chl = chlorite, Illt = illite.

Le développement d'un réseau de micro-fracturation superposé à la zone de cisaillement est le dernier paramètre critique dans la mise en place d'un socle favorable au développement de minéralisation uranifère.

#### d. Mise en place des minéralisations d'uranium

Les minéralisations d'uranium se localisent le plus souvent au niveau de zone de cisaillement ductile héritée et montrant une longue histoire de déformation (ductile puis cassante) et d'altération. Leur mise en place est fortement contrôlée par des anisotropies de fabrique des roches métamorphiques. Les variations locales de direction et de pendage de la fabrique ductile peuvent contrôler la position de zones réactivées en tension (« tensile jogs »), ouvrant des espaces favorables à la circulation de fluides et à la précipitation d'oxydes d'uranium. Dans les deux sites étudiés, la minéralisation d'uranium semble s'être mise en place dans les stades les plus tardifs de l'évolution structurale et des altérations associées (cisaillement ductile, réactivation cassante, altérations rétro-morphiques et hydrothermales, dissolution...). Les micro-fractures observées en

lames minces sont des pièges favorables à la précipitation d'oxydes d'uranium, d'autant plus lorsque celles-ci sont associées à des phyllosilicates (micro-fractures dans des amas de micas/chlorite ou fractures élargies par dissolution et remplies de phyllosilicates) (Fig. 12.3).

Les gisements de socle étudiés lors de cette thèse montrent des similitudes avec la famille des gisements de socle australiens. Les gisements des deux bassins développent des pièges architecturaux pour la minéralisation uranifère par le développement de structures en tension lors de la réactivation des zones de cisaillement héritées dans le domaine fragile et préférentiellement dans les directions similaires à la foliation. La présence de lithologies silicifiées dans l'environnement proche des minéralisations est une autre caractéristique partagée. Les minéralisations de Spitfire partagent de nombreuses similitudes avec les gisements de socle australiens, et notamment en ce qui concerne la minéralogie du halo d'altérations.

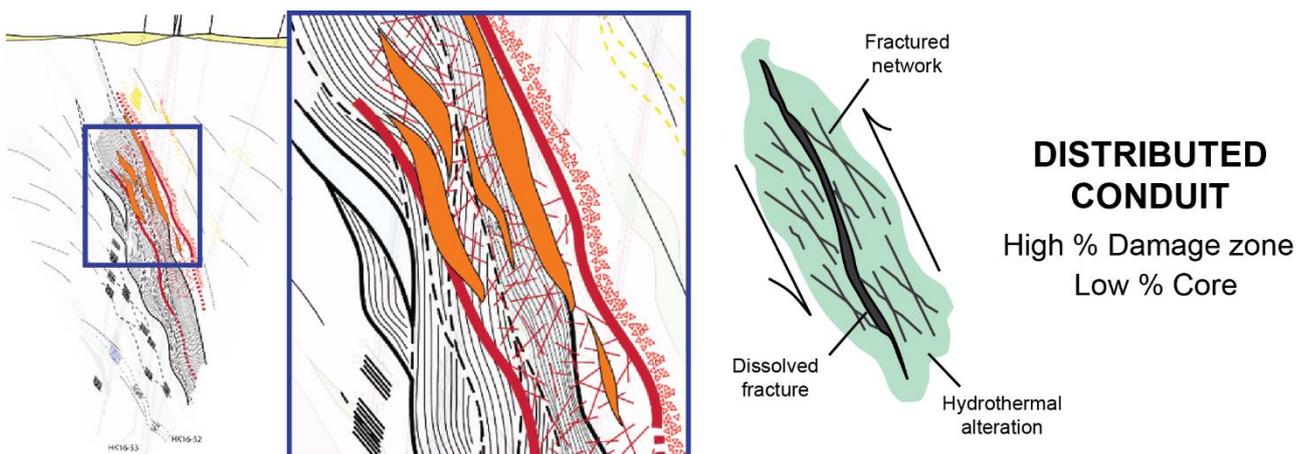


Figure 12.3 : Vue d'ensemble et détaillée de la coupe géologique interprétative de la zone de cisaillement de Spitfire et du système de fractures associé. La réactivation cassante de la zone de cisaillement ductile se traduit par une zone de déformation riche en fractures, sans atteindre la bréchification (pas de « cœur de faille »). L'analogie peut être faite avec les « distributed conduit » décrits par Caine et al. (2021) (schéma de droite).

### **3. Conclusion**

Les travaux ici développés en géologie structurale ont permis de montrer que les processus de déformations associés à la mise en place de minéralisation d'uranium de socle peuvent être communs aux deux zones d'étude (Fig. 12.4). Cela revient à dire que des épisodes de déformation et d'altération dans le socle sont comparables entre le corridor du Patterson Lake (PLC) dans l'ouest-Athabasca et la partie sud de la zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ). Ces processus sont :

- **Des transformations minéralogiques** au sein des zones mylonitiques, associées à l'altération rétro-morphique et hydrothermale lors de l'exhumation du socle, avec développement de phyllosilicates qui, modifiant profondément la minéralogie du protolithe, amplifie les **contrastes rhéologiques** ;
- **La réactivation cassante discrète de certains segments** de ces zones de cisaillement ductile héritées ;
- **La réutilisation ou réouverture de la foliation** au sein de ces zones réactivées ;
- **Le développement d'un réseau de micro-fractures** au sein des contacts à fort contraste rhéologique, générant le réseau de porosité principal pour la circulation de fluides minéralisateurs ;
- La succession d'épisodes d'altération dont des **phénomènes de dissolution syn- à post-bassin** qui amplifient le réseau de porosité au-delà du réseau de micro-fractures ;
- La formation de phyllosilicates dans le réseau de porosité et servant de support à la minéralisation d'uranium.

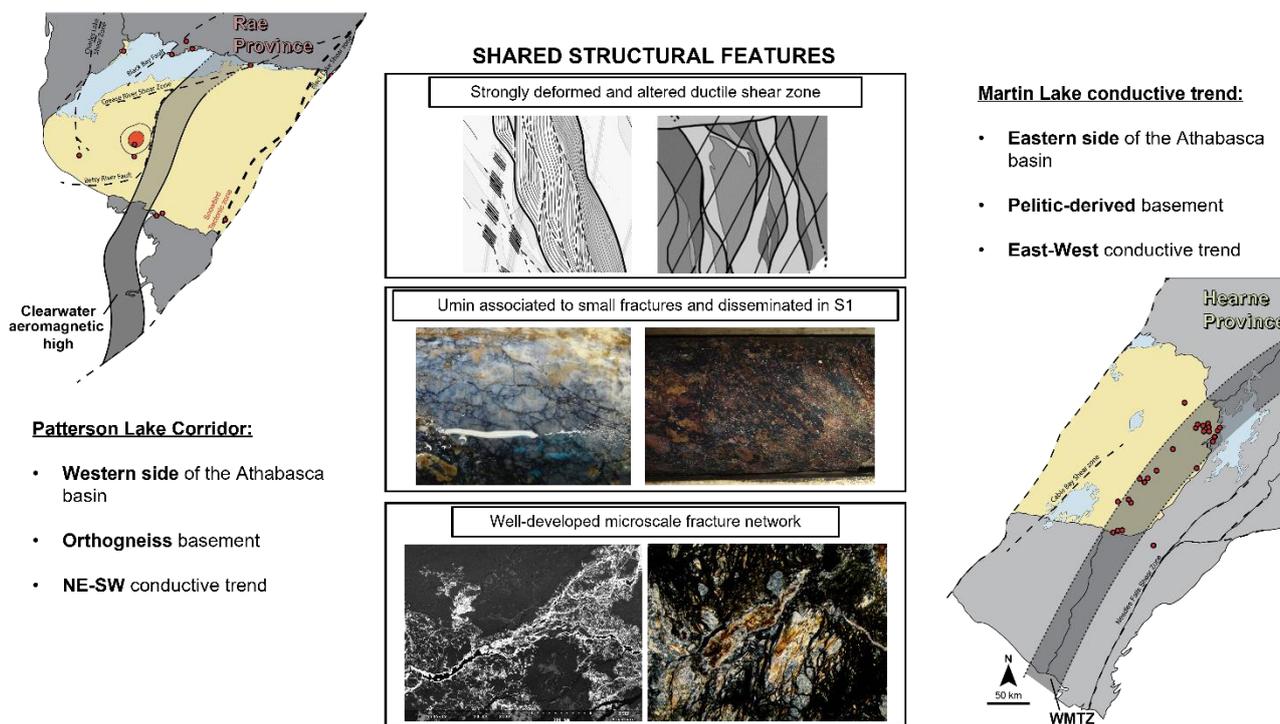


Figure 12.4 : Synthèse comparative des éléments structuraux communs aux socles de l'Est et de l'Ouest du bassin d'Athabasca en contexte de minéralisations d'uranium de socle.

L'approche multi-échelle détaillée au cours de ces travaux de thèse a permis de mettre en avant une méthode permettant de passer efficacement d'une échelle très large jusqu'à des

observations très focalisées (Fig. 12.5). Le changement d'échelle entre le travail à échelle cartographique (Fig. 12.5A), la définition des intervalles structuraux à l'échelle de la coupe (Fig. 12.2B), la caractérisation des structures sur carottes (Fig. 12.5C) et les analyses pétrographiques et microstructurales (Fig. 12.5D) ont permis de mieux comprendre comment les différents épisodes de déformations ductile puis cassant ainsi que les altérations ont préparé le socle à contenir l'uranium.

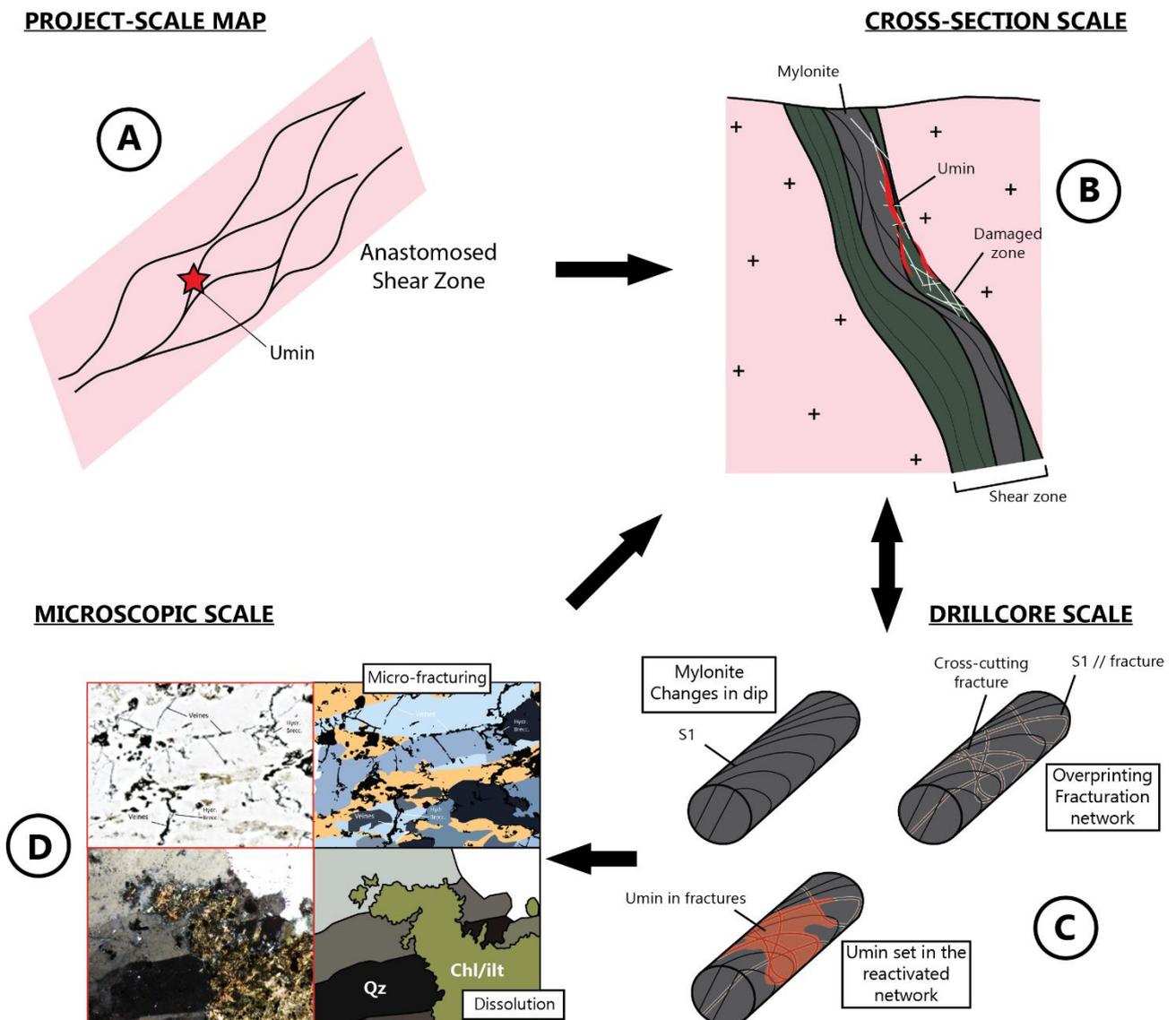


Figure 12.5 : Schéma des différentes étapes de l'analyse structural du socle avec pour chacune d'elle quelques éléments clés indiquant un potentiel structural pour la mise en place de minéralisation uranifère. Chaque étape représente un saut d'échelle de plus en plus resserré, apportant des résultats pouvant être intégrés aux échelles supérieures.

Il est à noter que les minéralisations étudiées dans ce travail de thèse ne sont pas considérées comme d'importance économique dû à leurs faibles volumes. En revanche, mettre en place ce type d'analyse sur des indices faiblement minéralisés était essentiel pour caractériser

finement les structures, microstructures et établir les relations texturales entre les phases d'altération, en s'affranchissant du trop grand degré d'altération généralement observé dans les gisements économiques, dans lesquels le plus souvent les relations texturales sont moins bien préservées ou plus difficiles à observer (remplacement total par des oxydes d'uranium dans les zones de haute teneur).

Une fois que le réseau de porosité permettant la circulation des fluides et le piégeage des minéralisations a été identifié et caractérisé, les questions de la nature des fluides et du moteur de leur mise en circulation se posent. La caractérisation géochimique des minéralisations pourrait apporter des éléments sur l'origine des fluides et sur le rôle du bassin dans le système minéralisateur. Pouvoir réaliser des datations sur ces minéralisations permettrait d'une part de comparer l'âge de formation avec les âges des gisements environnants (Arrow pour Hook Lake et Gryphon et Key Lake pour Martin Lake) mais aussi d'essayer de rattacher ces épisodes minéralisateurs à des événements géodynamiques connus de la région qui donneraient des indications sur le moteur de la circulation fluide.

Dans la quête de la compréhension du système minéral responsable de la formation des gisements d'uranium de socle de l'Athabasca, ces travaux ont cherché à comprendre de l'échelle du camp d'exploration à celle de l'échantillon quelle était l'architecture favorable à la mise en place de la minéralisation. La signature structurale présentée par ces travaux de thèse et partagée entre ces deux gisements de socle canadien. Cette étude montre que la réactivation cassante de zones de cisaillements ductiles n'est pas toujours claire, et qu'il est nécessaire de travailler à plusieurs échelles pour comprendre le système minéralisé. L'identification de géométries potentiellement favorables dans le réseau structural du socle sous-Athabasca souligne que le potentiel uranium dans le socle sous le bassin d'Athabasca n'a pas encore été complètement exploré.





# **BIBLIOGRAPHIE**

- Abdelrazek M., Gerbeaud O., Kinar D., Ledru P. 2016. Structural analysis of the ductile-brittle fault network in the basement below the Athabasca Basin (Martin Lake, Saskatchewan). Implications on the controls of uranium-related hydrothermal alteration. *Journées de l'Uranium*, 28-29 novembre, Orsay
- Abdelrazek, M., Benedicto, A., Fayek, M., Mackay, C., Slugoski, D., Gerbeaud, O. & Ledru, P. 2019. Permeability network, alteration and mineralization of the Spitfire basement-hosted uranium prospect, Western Athabasca, Canada. *In: Proceedings of the 15<sup>th</sup> SGA Biennial Meeting, 27-30 August 2019, Glasgow, Scotland*, 1175–1178.
- Abdelrazek, M., Benedicto, A., Gerbeaud, O., Ledru, P. 2021. Reactivation mechanisms and related-porosity enhancement of shear zones in the context of basement-hosted uranium mineralization: case of the Spitfire discovery in the Patterson Lake corridor, Canada. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 21
- Alexandre, P., Kyser, K., Polito, P., Thomas, D. 2005. Alteration mineralogy and stable isotope geochemistry of Paleoproterozoic basement-hosted unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada. *Economic Geology*, 100, 1547-1563.
- Alexandre, P., Kyser, K., Thomas, D., Polito, P. & Marlat, J. 2009. Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and their integration in the evolution of the basin. *Mineralium Deposita*, **44**, 41–59. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0153-3>
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., and Fisher, D., 2012, *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*: Cambridge University Press (book to be published in early 2012).
- Ahmad, M., Munson, T.J. 2013. *Geology and mineral resources of the Northern Territory*. Northern Territory Geological Survey.
- Annesley, I.R., Madore, C. & Krogh, T.E. 1992. U-Pb zircon, titanite and monazite ages from the Wollaston Domain: A summary; in *Summary of investigations 1992*, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Energy Mines, Misc. Rep. 92-4.
- Annesley, I.R., Madore, C., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y. & Kamo, S.L. 1999. New V-Pb Zircon and Monazite Geochronological Results for Archean and Paleoproterozoic Basement to the Southeastern Part of the Athabasca Basin, Saskatchewan; in *Summary of Investigations 1999, Volume 2*, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Energy Mines, Misc. rep. 99-4.2.
- Annesley, I.R., Madore, C., & Portella, P. 2005. Geology and thermotectonic evolution of the western margin of the Trans-Hudson Orogen: evidence from the eastern sub-Athabasca basement, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **42**, 573–597. doi:10.1139/e05-034.
- Ansdell, K.M. 2005. Tectonic evolution of the Manitoba-Saskatchewan segment of the Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **42**(4): 741-759. <https://doi.org/10.1139/e05-035>
- Ashton, K.E., Hartlaub, R.P., Heaman, L.M., Morelli, R.M., Card, C.D., Bethune, K. and Hunter, R.C., 2009. Post-Taltson sedimentary and intrusive history of the southern Rae Province along the northern margin of the Athabasca Basin, Western Canadian Shield. *Precambrian Research*, 175(1-4), pp.16-34.
- Baudemont, D., Piquard, J.P., Ey, F. Zimmerman, J. 1993. The Sue uranium deposits, Saskatchewan, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 2(3), 179-202.
- Baudemont, D., Federowich, J. 1996. Structural control of uranium mineralization at the Dominique-Peter deposit, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, 91, 855-874. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.855>
- Baudemont, D. & Pacquet, A. 1996. The Sue D and E uranium deposits, northern Saskatchewan: Evidence for structurally controlled fluid circulation in the Athabasca Basin. *In: Proceedings of the MINEXPO'96 Symposium: Advances in Saskatchewan Geology and Mineral Exploration*, Sask. Geol. Soc., Spec. Publ. No. 14, 85–94.
- Beaufort, D., Patrier, P., Laverret, E., Bruneton, P., Mondy, J. 2005. Clay alteration associated with Proterozoic unconformity-type

- uranium deposits in the East Alligator Rivers Uranium Field, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 100, 515–536. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.3.515>
- Benedicto, A., MacKay, C., Slugoski, D., Frostad, S., Ledru, P., Slugoski, D. & Ledru, P. 2017. Uranium mineralization and structural controls in the Spitfire prospect, Hook Lake Project, Patterson Lake Trend, Canada. *In: Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting*, 20–23 August, Quebec City, Canada, 715–718.
- Benedicto, A., Harrison, G., Eccles, B. & Ledru, P. 2021a. Advanced Use of Borehole Acoustic Televiewer (ATV) for Structural Interpretation of Unconformity-Related Uranium Deposits. *Economic Geology*, <https://doi.org/10.5382/econgeo.4832>.
- Benedicto, A., Abdelrazek, M., Ledru, P., MacKay, C. & Kinar, D. 2021b. Structural Controls of Uranium Mineralization in the Basement of the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Geofluids*, 1–30. <https://doi.org/10.1155/2021/3853468>.
- Berger, V.I., Singer, D.A. and Orris, G.J. (2009): Carbonatites of the world, explored deposits of Nb and REE—database and grade and tonnage models; U.S. Geological Survey, Open-File Report 2009–1139, 17p.
- Berman, R.G., Pehrsson, S., Davis, W.J., Ryan, J.J., Qui, H. & Ashton, K.E. 2013. The Arrowsmith orogeny: Geochronological and thermobarometric constraints on its extent and tectonic setting in the Rae craton, with implications for pre-Nuna supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **232**, 44–69, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.10.015>.
- Bickford, M.E., Mock, T.D., Steinhart III, W.E.S., Collerson, K.D. & Lewry, J.F. 2005. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **42**, 26.
- Binns, R. A., Ayres, D. E., Wilmschurst, J. R., Ramsden, A. R. 1980. Petrology and geochemistry of alteration associated with uranium mineralization at Jabiluka, Northern Territory, Australia. Uranium in the Pine Creek Geosyncline. International Atomic Energy Agency, Vienna, 417-438
- Bostock, H.H. & Breemen, O. van. 1994. Ages of detrital and metamorphic zircons and monazites from a pre-Taltson magmatic zone basin at the western margin of Rae Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**, 1353–1364, <https://doi.org/10.1139/e94-118>.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 723-735.
- Bourdelle, F. and Cathelineau, M. 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R<sub>2+</sub>–Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27, 617-626.
- Boutonnet, E., Leloup, P.H., Arnaud, N., Paquette, J.-L., Davis, W.J. & Hattori, K. 2012. Synkinematic magmatism, heterogeneous deformation, and progressive strain localization in a strike-slip shear zone: The case of the right-lateral Karakorum fault: constraints on Karakorum fault kinematic. *Tectonics*, **31**, TC4012, <https://doi.org/10.1029/2011TC003049>.
- Bruckner, T., Bashmakov, I. A., Mulugetta, Y., Chum, H., de la Vega Navarro, A., Edmonds, J., Faaij, A., Fungtammasan, B., Garg, A., Hertwich, E., Honnery, D., Infield, D., Kainuma, M., Khennas, S., Kim, S., Nimir, H. B., Riahi, K., Strachan, N., Wiser, R. & Zhang, X. 2014. Energy Systems. *In: Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change*. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Statistical Review of World Energy 2021*. British Petroleum.
- Butler, R.W.H., Bond, C.E., Shipton, Z.K., Jones, R.R. & Casey, M. 2008. Fabric anisotropy controls faulting in the continental crust. *Journal of the Geological Society*, **165**, 449–452, <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-129>.
- Caine, J. S., Evans, J. P. & Forster, C. B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24**, 1025–1028,

[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)

- Card, C.D. 2009. Cree South project 2009: reconnaissance bedrock mapping in the Lloyd Domain and Virgin River Shear Zone; in *Summary of Investigations 2009, Volume 2*, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of Energy and Resources, Miscellaneous Report 2009-4.2, Paper A-7, 21p.
- Card, C. 2014. Altered pelitic gneisses and associated “quartzite ridges” beneath the southeastern Athabasca Basin: alteration facies and their relationship to uranium deposits along the Wollaston-Mudjatik transition; in *Summary of Investigations 2013, Volume 2*, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of the Economy, Misc. Rep. 2013-4.2, 23p.
- Card, C. 2016. Contemplations regarding basement geology compilation and interpretation for the southeast Athabasca Basin. Open House, Saskatoon Saskatchewan. Abstract Volume 2016.
- Card, C.D. 2017. Distribution and significance of crystalline rocks in the Patterson Lake uranium exploration corridor of Northwest Saskatchewan. *Sask. Ministry of the Economy, Summary of Investigations 2017*, **2**, 1–18.
- Card, C.D. 2018. The Patterson Lake Alkaline Igneous Complex: Evidence for Deep-seated Structural Control in the Patterson Lake Corridor, and Implications for Mineral Exploration; in *Summary of investigations 2018, volume 2*, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of Energy and Resources, Miscellaneous report 2018-4.2, Paper A-9, 19.
- Card, C.D. 2021. The Patterson Lake corridor of Saskatchewan, Canada: defining crystalline rocks in a deep-seated structure that hosts a giant, high-grade Proterozoic unconformity uranium system. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **21**. <https://doi.org/10.1144/geochem2020-007>.
- Card, C.D. & Noll, J. 2016. Host-rock protoliths, pre-ore metasomatic mineral assemblages and textures, and exotic rocks in the western Athabasca Basin: ore-system controls and implications for the unconformity-related uranium model. *Sask. Ministry of the Economy, Summary of Investigations 2016*, **2**, 1–19.
- Card, C.D., Campbell, J.E., & Slimmon, W.L. 2003. Basement lithologic framework and structural features of the western Athabasca Basin; in *Summary of Investigations 2003, Volume 2*, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2003-4.2, 17.
- Card, C.D., Paná, D., Portella, P., Thomas, D.J. & Annesley, I.R. 2007. Basement Rocks to the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta; in EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. *Geological Survey of Canada Special Publication 18*, **588**. <https://doi.org/10.4095/223745>.
- Card, C.D., Bethune, K.M., Davis, W.J., Rayner, N. & Ashton, K.E. 2014. The case for a distinct Taltson orogeny: Evidence from northwest Saskatchewan, Canada. *Precambrian Research*, **255**, 245–265. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.022>.
- Card, C.D., Bethune, K.M., Rayner, N. & Creaser, R.A. 2018a. Characterising the southern part of the Hearne Province: A forgotten part of Canada’s shield revisited. *Precambrian Research*, **307**, 51–65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.002>.
- Card, C.D., Rayner, N., Pearson, G., Luo, Y. & Creaser, R. 2018b. *Geochronological results from the southern Athabasca Basin region, Saskatchewan*. Summary of Investigations 2018 v2, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of Energy and Resources, Miscellaneous Report **2018-4.2**, Paper A-4.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R.W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, p. 193 – 205, doi:10.1016/j.cageo.2012.07.021.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay minerals*, **23**, 471-85.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**, 235-244.

- Chacko, T., De, S.K., Creaser, R.A. & Muehlenbachs, K. 2000. Tectonic setting of the Taltson magmatic zone at 1.9–2.0 Ga: a granitoid-based perspective. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, 1597–1609. <https://doi.org/10.1139/e00-029>.
- Chauvet, A., 2019. Structural control of ore deposits: The role of pre-existing structures on the formation of mineralised vein systems. *Minerals*, **9**(1), p.56.
- Chi, G., Li, Z., Chu, H., Bethune, K.M., Quirt, D.H., Ledru, P., Normand, C., Card, C., Bosman, S., Davis, W.J. & Potter, E.G. 2018. A shallow-burial mineralization model for the unconformity-related uranium deposits in the Athabasca basin. *Economic Geology*, **113**, 1209–1217, <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4588>.
- Chu, H. & Chi, G. 2016. Thermal profiles inferred from fluid inclusion and illite geothermometry from sandstones of the Athabasca Basin: Implications for fluid flow and unconformity-related uranium mineralization. *Ore Geology Reviews*, **75**, 284–303, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.013>
- Clark, S.P. & Ringwood, A.E. 1964. Density distribution and constitution of the mantle. *Reviews of Geophysics*, **2**, 35, <https://doi.org/10.1029/RG002i001p00035>.
- Cloutier, J., Kyser, K., Olivo, G.R., Alexandre, P. & Halaburda, J. 2009. The Millennium Uranium Deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada: An Atypical Basement-Hosted Unconformity-Related Uranium Deposit. *Economic Geology*, **104**, 815–840, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.6.815>.
- Cloutier, J., Kyser, K., Olivo, G.R. & Brisbin, D. 2011. Geochemical, isotopic, and geochronologic constraints on the formation of the Eagle Point basement-hosted uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and recent remobilization of primary uraninite in secondary structures. *Mineralium Deposita*, **46**, 35–56, <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0308-5>.
- Corrigan, D. 2012. Paleoproterozoic crustal evolution and tectonics processes: Insights from the LITHOPROBE program in the Trans-Hudson orogen, Canada; in *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*, Chapter 4. Edited by J.A. Percival, F.A. Cook, and R.M. Clowes. Geological Association of Canada, Special Paper, **49**, 237–284.
- Corrigan, D., Hajnal, Z., Németh, B. & Lucas, S. B. 2005. Tectonic framework of a Paleoproterozoic arc-continent to continent-continent collisional zone, Trans-Hudson Orogen, from geological and seismic reflection studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **42**(4): 421-434. <https://doi.org/10.1139/e05-025>
- Corrigan, D., Pehrsson, S., Wodicka, N. & de Kemp, E. 2009. The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **327**, 457–479, <https://doi.org/10.1144/SP327.19>.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A. & Braun, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. In *Structural Controls on Ore Genesis*, 14, pp. 1–24.
- Cox, J.J., Robson, D.M., Mathisen, M.B., Wittrup, M. *et al.* 2019. *Technical Report on the Pre-feasibility study on the Patterson Lake South Property using Underground Mining Methods, Northern Saskatchewan, Canada*. NI 43-101 report prepared for Fission Uranium Corp. [https://www.fissionuranium.com/project/triple-r-deposit/technical\\_reports/](https://www.fissionuranium.com/project/triple-r-deposit/technical_reports/)
- Craw D. & MacKenzie D. 2016. Graphite and Shear Zone Evolution. In: *Macraes Orogenic Gold Deposit (New Zealand)*. Springer Briefs in World Mineral Deposits. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-35158-2\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-319-35158-2_8)
- Creaser, R.A., Fayek, M., McElroy, R. & Ramaekers, P. 2019. New geochronological data from specific alteration facies, Patterson Lake uranium-mineralized area, Saskatchewan. In: Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of Energy and Resources, Open House 2019 Abstract Volume, Miscellaneous Report 2019-3.
- Culshaw, N.G. & Clarke, D.B. 2009. Structural history and granite emplacement in the Rottenstone Domain during closure of the Trans-Hudson Orogen, Davin Lake, northern Saskatchewan St-Onge. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **46**, 287–306,

<https://doi.org/10.1139/e09-021>.

- Cuney, M. & Kyser, K. 2015. Geology and geochemistry of uranium and thorium deposits. 46, Mineralogical Association of Canada short course series
- Cuney, M. and Kyser, K. 2015. *Geology and Geochemistry of Uranium and Thorium Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, **345**
- Derome D., Cathelineau M., Cuney M., Fabre C., Lhomme T. Banks D. A. 2005. Mixing of sodic and calcic brines and uranium deposition at McArthur River, Saskatchewan, Canada: a Raman and laser-induced breakdown spectroscopic study of fluid inclusions. *Economic Geology*, 100, 1529–1545.
- D’Lemos, R.S., Schofield, D.I., Holdsworth, R.E. & King, T.R. 1997. Deep crustal and local rheological controls on the siting and reactivation of fault and shear zones, northeastern Newfoundland. *Journal of the Geological Society*, **154**, 117–121, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0117>.
- EDF 2020. Le nucléaire en chiffre, <https://www.edf.fr/groupe-edf/espaces-dedies/l-energie-de-a-a-z/tout-sur-l-energie/produire-de-l-electricite/le-nucleaire-en-chiffres/>
- Ewers, G. R., Ferguson, J. 1980. Mineralogy of the Jabiluka, Ranger, Koongarra and Nabarlek uranium deposits. Uranium in the Pine Creek Geosyncline. International Atomic Energy Agency, Vienna, 363-374.
- Ey, F., Gauthier-Lafaye, F., Lillie, F., Weber, F., Lainé, R., Alonso, D. Svab, M. 1985. A uranium unconformity deposit: the geological setting of the D orebody (Saskatchewan, Canada). *The Carswell Structure Uranium Deposits, Saskatchewan*, 29, 121-128.
- Fagereng, Å. & Sibson, R.H. 2010. Mélange rheology and seismic style. *Geology*, **38**, 751–754, <https://doi.org/10.1130/G30868.1>
- Fayek, M. and Kyser, K. 1997. Characterization of multiple fluid-flow events and rare-earth elements mobility associated with formation of unconformity uranium deposits in the Athabasca basin, Saskatchewan. *Canadian Mineralogist*, 35, 627–658
- Fossen, H. 2016. Strain in rocks. In: *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 60–66.
- Fossen, H. & Cavalcante, G.C.G. 2017. Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews*, **171**, 434–455, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>.
- Frost, E., Dolan, J., Ratschbacher, L., Hacker, B. & Seward, G. 2011. Direct observation of fault zone structure at the brittle-ductile transition along the Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg fault system, Austrian Alps. *Journal of Geophysical research*, **116(B2)**, <https://doi.org/10.1029/2010JB007719>
- Furlanetto, F., Thorkelson, D.J., Rainbird, R.H., Davis, W.J., Gibson, H.D., Marshall, D.D. 2016. The Paleoproterozoic Wernecke Supergroup of Yukon, Canada: Relationships to orogeny in northwestern Laurentia and basins in North America, East Australia, and China. *Gondwana Research*, 39, 14–40. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.007>
- Gapais, D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17(12)**, 1144–1147, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2)
- Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P., Mahjoub, Y. & Marquer, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology*, 9, 635-646.
- Gigon, J. 2019. Dynamique du système diagénétique/hydrothermal du bassin de McArthur (Australie) : nature des fluides, datations et contraintes sur la distribution des ressources métalliques (U, Cu, Pb-Zn), PhD Thesis, Université de Lorraine, France.
- Gigon, J., Skirrow, R.G., Harlaux, M., Richard, A., Mercadier, J., Annesley, I.R., Villeneuve, J. 2019. Insights into B-Mg-Metasomatism at the Ranger U Deposit (NT, Australia) and comparison with Canadian Unconformity-Related U Deposits. *Minerals*, 9, 432. <https://doi.org/10.3390/min9070432>

- Goncalves, P. 2014. Rôle du métamorphisme et des interactions fluides-riches sur les processus de localisation de la déformation et les transferts de l'uranium dans la croûte continentale. HDR thesis, Université de Franche-Comté, France.
- Grare, A. 2018. *Tectono-metallogenic model of the Kiggavik uranium deposits, Nunavut, Canada*. Phd thesis, Sorbonne-Université.
- Grare, A., Benedicto, A., Lacombe, O., Trave, A., Ledru, P., Blain, M. & Robbins, J. 2018a. The Contact uranium prospect, Kiggavik project, Nunavut (Canada): Tectonic history, structural constraints, and timing of mineralization. *Ore Geology Reviews*, **93**, 141–167, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.015>.
- Grare A., Lacombe, O., Mercadier, J., Benedicto, A., Guilcher, M., Trave, A., Ledru, P. & Robbins, J. 2018b. Fault Zone Evolution and Development of a Structural and Hydrological Barrier: The Quartz Breccia in the Kiggavik Area (Nunavut, Canada) and Its Control on Uranium Mineralization. *Minerals*, **8**, 319.
- Grare, A., Benedicto, A., Mercadier, J., Lacombe, O., Trave, A., Guilcher, M., Richard, A., Ledru, P., Blain, M., Robbins, J. & Lach, L. 2020. Structural controls and metallogenic model of polyphase uranium mineralization in the Kiggavik area (Nunavut, Canada). *Mineralium Deposita*. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00957-x>
- Groves, D.I., Santosh, M., Goldfarb, R.J. & Zhang, L. 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1163–1177, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.01.006>.
- Hajnal, Z., Györfi, I., Annesley, I.R., White, D.J., Powell, B. & Koch, R. 2005. *Seismic reflections outline complex structural setting of the uranium in the Athabasca Basin* (No. IAEA-CN--128).
- Hamilton, M.A. & Delaney, G., 2000. New U-Pb geochronological constraints on the age of basement and cover in the eastern Wollaston Domain, Saskatchewan, and evolution of the SE Hearne Province. *GeoCanada 2000 Meeting*, Calgary, Canada, Abstract 1103, 4pp.
- Harper, C.T., Ebel, C., Yeo, G., Card, C. & Nelson, C. 2005. Wollaston Lake Project: Geology of the Wollaston Supergroup in the Rabbabou Bay–Wellbelove Bay area, northeast Wollaston Lake, Saskatchewan (parts of NTS 64L-6, -7, -10, and -11); in *Summary of Investigations 2005, Volume 2*, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Industry Resources, Miscellaneous Report. 2005-4.2, 25.
- Harper, C.T., Rayner, N. & Card, C. 2006. Preliminary U-Pb ages for Archean basement and Proterozoic intrusion from the northern Wollaston Lake area, Saskatchewan. Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Industry and Resources, Miscellaneous Report 2006-4.2, 9pp.
- Hartlaub, R.P., Heaman, L.M., Chacko, T. & Ashton, K.E. 2007. Circa 2.3-Ga Magmatism of the Arrowsmith Orogeny, Uranium City Region, Western Churchill Craton, Canada. *The Journal of Geology*, **115**, 181–195, <https://doi.org/10.1086/510641>.
- Harvey, S.E. & Bethune, K.M. 2007. Context of the Deilmann Orebody, Key Lake Mine, Saskatchewan. In: Jefferson, C.W. & Delaney, D. (eds) *EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration TECHNOLOGY of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*, Geological Survey of Canada, Bulletin **588**, 249–266, <https://doi.org/10.4095/223742>
- Hillacre, S., Ansdell, K., McEwan, B. & McNamara, G. 2017. Structural analysis, paragenesis, and preliminary geochronology of the Arrow uranium deposit, Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada: Implications for controls on mineralization. In: *Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting*, 20–23 August, Quebec City, Canada, 743–746.
- Hillacre, S., 2018. *Structural analysis, paragenesis, and geochronology of the Arrow uranium deposit, western Athabasca basin, Saskatchewan, Canada: implications for the development of the Patterson Lake corridor*. MSc Thesis, University of Saskatchewan.

- Hillacre, S., Andsell, K. & McEwan B. 2021. Geology, structural analysis, and paragenesis of the Arrow uranium deposit, western Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada: Implications for the development of the Patterson Lake corridor. *Economic Geology*, 116, 285–321, <https://doi.org/10.5382/econgeo.4797>
- Hillier, S. and Velde, B. 1991. Octahedral Occupancy and the Chemical Composition of Diagenetic (Low-Temperature) Chlorites. *Clay Minerals*, 26, 149–168.
- Hoeve, J. and Sibbald, T.I.I. 1978. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, 73, 1450–1473. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.8.1450>
- Hoeve, J. & Quirt, D.H. 1984. Mineralization and Host Rock Alteration in Relation to Clay Mineral Diagenesis and Evolution of the Middle-Proterozoic, Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada. *Saskatchewan Research Council, SRC Technical Report 187*, 187 p
- Hoeve, J. & Quirt, D. 1987. A stationary redox front as a critical factor in the formation of highgrade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. *Bulletin de Mineralogie*, 110, 157–171.
- Hoeve, J. & Sibbald, T.I.I. 1978. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, 73, 1450–1473, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.8.1450>
- Hoffman, P.F. 1988. United plates of America, the birth of a Craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16: 543–603. doi:10.1146/annurev.ea.16.050188.002551.
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A. & Roberts, A.M. 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society*, 154, 73–78, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0073>.
- Holdsworth, R.E., Stewart, M., Imber, J. & Strachan, R.A. 2001. The structure and rheological evolution of reactivated continental fault zones: a review and case study. *Geological Society, London, Special Publications*, 184, 115–137, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.184.01.07>.
- Hollis, J.A., Glass, L.M., Carson, C.J., Armstrong, R., Yaxley, G.M., Kemp, A.I.S., Phillips, D. 2011. The geological evolution of the Pine Creek Orogen: New pieces in the puzzle on orogen and craton scale. *Annual geoscience exploration seminar (AGES)*.
- Hollis, J.A., Wygralak, A.S. 2012. A review of the geology and uranium, gold and iron ore deposits of the Pine Creek Orogen. 35, 264–272
- Hosseini-Dinani, H., Bagheri, H. & Esmaili-Vardanjani, M. 2015. Mineralization and structural features of Kalchouyeh copper-gold deposit (west-central Iran). *Arab J Geosci* 8, 3007–3018. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1368-0>
- Hull, J. 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology*, 10, 431–435, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90020-X).
- Jeanneret, P., Goncalves, P., Durand, C., Trap, P., Marquer, D., Quirt, D. & Ledru, P. 2016. Tectono-metamorphic evolution of the pre-Athabasca basement within the Wollaston–Mudjatik Transition Zone, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53, 231–259, <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0136>.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore geology reviews*, 12, 111–134, [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7).
- Jefferson, C.W., Thomas, D.J., Gandhi, S.S., Ramaekers, P., Delaney, G., Brisbin, D., Cutts, C., Portella, P. & Olson, R.A. 2007. Unconformity-Associated Uranium Deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. In: Jefferson, C.W. & Delaney, D. (eds) *EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration TECHNOLOGY of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*, Geological Survey of Canada, Bulletin 588, 23–68, <https://doi.org/10.4095/223744>
- Ji, S., & Martignole, J. 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural*

- Geology*, **16**, 985–996. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90080-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90080-9).
- Ji, S. & Martignole, J. 1996. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation: Reply. *Journal of Structural Geology*, **18**, 1375–1379, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00065-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00065-X).
- Johnstone, D., Bethune, K. & Tschirhart, V.T. 2019. The structural and lithological evolution of the Patterson Lake corridor, southwestern Athabasca Basin, Saskatchewan. *Geological Association of Canada–Mineralogical Association of Canada Annual Conference*, Volume of Abstracts, **42**, 117–11
- Johnstone, D.D., Bethune, K.M., Card, C.D. & Tschirhart, V. 2021. Structural evolution and related implications for uranium mineralization in the Patterson Lake corridor, southwestern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **21**, geochem2020-030, <https://doi.org/10.1144/geochem2020-030>.
- Jowett, E. C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In GAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts, 16, 62.
- Kirby, S.H. 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119, 1–27, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90030-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90030-7)
- Kister, P., Cuney, M., Golubev, V.N., Royer, J.-J., Le Carlier De Veslud, C., Rippert, J.-C. 2004. Radiogenic lead mobility in the Shea Creek unconformity-related uranium deposit (Saskatchewan, Canada): migration pathways and Pb loss quantification. *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 205–215. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.11.006>
- Kister, P., Vieillard, P., Cuney, M., Quirt, D., Laverret, E. 2005. Thermodynamic constraints on the mineralogical and fluid composition evolution in a clastic sedimentary basin: the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada). *European Journal of Mineralogy*, 17, 325–341. doi:10.1127/0935-1221/2005/0017-0325.
- Knipe, R. J., Jones, G. & Fisher, Q.J. 1998. Faulting, fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, **147**, 7–21, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.147.01.01>
- Kolb, J. 2008. The role of fluids in partitioning brittle deformation and ductile creep in auriferous shear zones between 500 and 700 °C. *Tectonophysics*, **446**, 1–15, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.10.001>.
- Kolb, J., Rogers, A., Meyer, F.M. & Vennemann, T.W. 2004. Development of fluid conduits in the auriferous shear zones of the Hutti Gold Mine, India: evidence for spatially and temporally heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics*, **378**, 65–84, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.009>.
- Koning, E. and Robbins, J. 2006. The Cluff Lake deposits, West Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. CIM Field conference 2006: Athabasca Deposits & Analogues, Saskatoon, Canada.
- Kotzer, T.G., Kyser, T.K. 1995. Petrogenesis of the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada, and its relation to diagenesis, hydrothermal uranium mineralization and paleohydrogeology. *Chemical Geology*, 120, 45–89. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00114-N](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00114-N)
- Kranidiotis P. and MacLean W. H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 1898–1911.
- Krogh, T.E. & Clark, L.A. 1987. Zircon dating of sub-Athabasca granitoid rocks, Saskatchewan. *Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada*, Program with Abstracts, **12**: 64.
- Law, R.D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, **66**, 129–161, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.023>.
- LeCheminant, A.N. & Heaman, L.M. 1989. Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. *Earth and Planetary Science Letters*, **96**, 38–48, <https://doi.org/10.1016/0012->

- Ledru, P. and Lardeaux, J.M. 2018. Are unconformity-related uranium deposits of Athabasca paleo enhanced geothermal systems?. GAC-MAC-IAH Joint Conference, 12-15 May, Quebec City, Abstracts.
- Leveret, E., Mas, P.P., Beaufort, D., Kister, P., Quirt, D., Bruneton, P. & Clauer, N. 2006. Mineralogy and geochemistry of the host-rock alteration associated with the Shea Creek unconformity-type uranium deposits (Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada). Part 1. Spatial variation in illite properties. *Clays and Clay Minerals*, 54, 275–294. <http://doi.org/10.1346/CCMN.2006.0540301>
- Lewry, J.F. & Sibbald, T.I.I. 1977. Variation in lithology and tectonometamorphic relationships in the Precambrian basement of northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 1453–1467, <https://doi.org/10.1139/e77-126>.
- Lewry, J.F. & Sibbald, T.I.I. 1980. Thermotectonic evolution of the Churchill province in northern Saskatchewan. *Tectonophysics*, 68, 45–82, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90008-6)
- Li, J., Zhou, M., Li, X., Fu, Z. & Li, Z. 2002. Structural control on uranium mineralization in South China: Implications for fluid flow in continental strike-slip faults. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.* 45, 851–864. <https://doi.org/10.1007/BF02879519>
- Li, Z., Chi, G., Bethune, K.M., Thomas, D. & Zaluski, G. 2017. Structural controls on fluid flow during compressional reactivation of basement faults: Insights from numerical modeling for the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada. *Economic Geology*, 112, 451–466, <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.2.451>.
- Li, Z., Chi, G., Bethune, K.M., Eldursi, K., Thomas, D., Quirt, D. & Ledru, P. 2018. Synchronous egress and ingress fluid flow related to compressional reactivation of basement faults: the Phoenix and Gryphon uranium deposits, southeastern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Mineralium Deposita*, 53, 277–292, <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0737-5>
- Lorilleux, G., Cuney, M., Jébrak, M., Rippert, J.C., Portella, P. 2003. Chemical brecciation processes in the Sue unconformity-type uranium deposits, Eastern Athabasca Basin (Canada). *Journal of Geochemical Exploration*, 80, 241–258. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(03\)00193-6](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00193-6)
- Martz, P., Cathelineau, M., Mercadier, J., Boiron, M.C., Jaguin, J., Tarantola, A., Demacon, M., Gerbeaud, O., Quirt, D., Doney, A. & Ledru, P. 2017. COHN fluids circulations and graphite precipitation in reactivated Hudsonian shear zones during basement uplift of the Wollaston-Mudjatik Transition Zone: Example of the Cigar Lake U deposit. *Lithos*, 294, 222–245.
- Martz, P., Mercadier, J., Cathelineau, M., Boiron, M.C., Quirt, D., Doney, A., Gerbeaud, O., De Wally, E. & Ledru, P. 2019. Formation of U-rich mineralizing fluids through basinal brine migration within basement-hosted shear zones: A large-scale study of the fluid chemistry around the unconformity-related Cigar Lake U deposit (Saskatchewan, Canada). *Chemical Geology*, 508, 116–143, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.042>.
- Masci, L. 2019. Cristallochimie du fer dans les chlorites métamorphiques: approche analytique multiéchelle, expérimentale, et implications pétrologiques. PhD thesis, Sorbonne université, France.
- McDonough, M.R., McNicoll, V.J., Schetselaar, E.M. & Grover, T.W. 2000. Geochronological and kinematic constraints on crustal shortening and escape in a two-sided oblique-slip collisional and magmatic orogen, Paleoproterozoic Taltson magmatic zone, northeastern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1549–1573, <https://doi.org/10.1139/e00-089>.
- McGill, B.D., Marlatt, J.L., Matthews, R.B., Sopuck, V.J. & Homenuik, L.A. 1993. The P2 north uranium deposit Saskatchewan, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 2, 321–331.
- McNicoll, V.J., Thériault, R.J. & McDonough, M.R. 2000. Taltson basement gneissic rocks: U–Pb and Nd isotopic constraints on the basement to the Paleoproterozoic Taltson magmatic zone, northeastern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 37(11): 1575–1596. <https://doi.org/10.1139/e00-034>

- Mercadier, J. 2009. Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada). PhD thesis, Université de Lorraine, France.
- Mercadier, J., Richard, A., Boiron, M.C., Cathelineau, M. & Cuney, M., 2010. Migration of brines in the basement rocks of the Athabasca Basin through microfracture networks (P-Patch U deposit, Canada). *Lithos*, 115, 121-136.
- Mercadier, J., Cuney, M., Cathelineau, M. & Lacorde, M. 2011. U redox fronts and kaolinisation in basement-hosted unconformity-related U ores of the Athabasca Basin (Canada): late U remobilisation by meteoric fluids. *Mineralium Deposita*, **46**, 105–135, <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0314-7>
- Miller, A.R. and LeCheminant, A.N. 1985. Geology and uranium metallogeny of Proterozoic supracrustal successions, central District of Keewatin, N.W.T., with comparisons to northern Saskatchewan. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 32, 167-185
- Mohebi, A., Mirnejad, H., Lentz, D., Behzadi, M., Dolati, A., Kani, A. & Taghizadeh, H. 2015. Controls on porphyry Cu mineralization around Hanza Mountain, south-east of Iran: An analysis of structural evolution from remote sensing, geophysical, geochemical and geological data. In *Ore Geology Reviews*, 69, 187-198, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.016>.
- Nutt, C. J. 1989. Chloritization and associated alteration at the Jabiluka unconformity-type uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Canadian Mineralogist*, 27, 41-58.
- O'Hara, P., Cox, J., Robson, D.M. & Mathisen, M. 2018. *Arrow Deposit, Rook I Project: NI 43-101 Technical Report on Pre-feasibility Study*. Prepared for NexGen Energy Ltd., <https://www.nexgenenergy.ca/projects/tech-reports/>
- Oohashi, K., Hirose, T., Kobayashi, K. and Shimamoto, T. 2012. The occurrence of graphite-bearing fault rocks in the Atotsugawa fault system, Japan: Origins and implications for fault creep. *Journal of Structural Geology*, 38, 39-50.
- Oohashi, K., Hirose, T. and Shimamoto, T. 2013. Graphite as a lubricating agent in fault zones: An insight from low-to high-velocity friction experiments on a mixed graphite-quartz gouge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 2067-2084.
- Orrell, S.E., Bickford, M.E. & Lewry, J.F. 1999. Crustal evolution and age of thermotectonic reworking in the western hinterland of the Trans-Hudson Orogen, northern Saskatchewan. *Precambrian Research*, **95**, 187–223, [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00117-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00117-X).
- Papeschi, S., Musumeci, G. & Mazzarini, F. 2018. Evolution of shear zones through the brittle-ductile transition: The Calamita Schists (Elba Island, Italy). *Journal of Structural Geology*, **113**, 100–114, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.05.023>.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*, Prusse/Heidelberg, Springer-Verlag, 26–66, <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>.
- Pehrsson, S.J., Berman, R.G., Eglington, B. & Rainbird, R. 2013. Two Neoproterozoic supercontinents revisited: The case for a Rae family of cratons. *Precambrian Research*, **232**, 27–43, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.02.005>.
- Pittman, E.D. 1979. Porosity, diagenesis, and productive capability of sandstone reservoirs. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, **26**, 159–173.
- Poh, J. 2019. Zones de déformation précambriennes dans les régimes tectoniques en compression : une perspective numérique en relation avec le bassin de l'Athabasca et sa minéralisation d'uranium. PhD thesis, Université de Rennes 1, France.
- Polito, P.A., Kyser, T.K., Marlatt, J., Alexandre, P., Bajwah, Z., Drever G. 2004. Significance of alteration assemblages for the origin and evolution of the Proterozoic Nabarlek unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 99, 113-139

- Polito, P.A., Kyser, T.K., Thomas, D., Marlat, J., Drever, G. 2005. Re-evaluation of the petrogenesis of the Proterozoic Jabiluka unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Mineralium Deposita*, 40, 257-288
- Popa, R., Kinkle, B.K. & Badescu, A. 2004. Pyrite framboids as biomarkers for iron-sulfur systems. *Geomicrobiology Journal*, 21(3), pp.193-206.
- Potter, E.G., Tschirhart, V., Powell, J.W., Kelly, C.J., Rabiei, M., Johnstone, D., Craven, J.A., Davis, W.J., Pehrsson, S., Mount, S.M., Chi, G. & Bethune, K.M. 2020. *Targeted Geoscience Initiative 5: Integrated Multidisciplinary Studies of Unconformity-Related Uranium Deposits from the Patterson Lake Corridor, Northern Saskatchewan*. Geological Survey of Canada, Bulletin, **615**, <https://doi.org/10.4095/326040>.
- Powell, J.W., Pana, D.I., Card, C.D., Potter, E.G., Tschirhart, V. & Joyce, N. 2018. New Geochronological Insights into the Taltson Domain of Northern Alberta and Saskatchewan. *In*: Rogers, N. (ed) *Targeted Geoscience Initiative: 2017 report of activities, volume 2*. Geological Survey of Canada, Open File **8373**, 43–56, <https://doi.org/10.4095/306600>.
- Powell, J.W., Potter, E.G., Tschirhart, V., Percival, J.B., Mount, S., McEwan, B., Ashley, R. & Wheatley, K. 2019. Quantifying fertile alteration in the Patterson Lake corridor, Saskatchewan, through visible-near infrared-shortwave infrared spectroscopy. *In*: Rogers, N. (ed) *Targeted Geoscience Initiative: 2018 Report of Activities*. Geological Survey of Canada, Open File **8549**, 365–379, <https://doi.org/10.4095/313671>.
- Purepoint Uranium Group Inc., 2014. Press release. <https://purepoint.ca/news/purepoint-uranium-group-inc-reports-new-uranium-discovery-at-hook-lake-jv/>
- Purepoint Uranium Group Inc., 2016. Press Release <https://purepoint.ca/news/purepoint-uranium-hits-1-3-metres-of-53-5-u3o8-within-10-0-metres-of-10-3-u3o8-with-last-hole-of-winter-2016-drilling-at-the-spitfire-zone>.
- Quirt, D. 1997. Chloritization below the Dawn Lake uranium deposit (11A zone), northern Saskatchewan: Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts, 22, 122.
- Quirt, D. 2012. Clay alteration mineralogy comparisons between the Athabasca and Thelon Basins - basement alteration. Geological Survey of Canada, GEM-U workshop, St. John's, NF, May 30 2012, AREVA Resources Canada Inc., internal report no. 12-CND-92-05, 65.
- Quirt, D.H. 2016. Athabasca Basin diagenesis and diagenetic-hydrothermal alteration: What it is and how it was characterized. GAC-MAC Conference, May 15-17 2017, Kingston, Ontario
- Rabiei, M., Chi, G., Normand, C., Davis, W.J., Fayek, M. & Blamey, N.J. 2017. Hydrothermal rare earth element (xenotime) mineralization at Maw zone, Athabasca Basin, Canada, and its relationship to unconformity-related uranium deposits. *Economic Geology*, **112**, 1483–1507. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4518>
- Rabiei, M., Chi, G., Potter, E., Tschirhart, V., Feng, R., MacKay, C., Frostad, S., McElroy, R., Ashley, R. & McEwan, B. 2019. Temporal and spatial evolution of hydrothermal fluids in the Patterson Lake Corridor, southwestern Athabasca Basin: significance for uranium mineralization. *In*: *GAC-MAC-IAH Joint Conference*, 12–15 May, Quebec City, Abstracts, **42**, 204.
- Rabiei, M., Chi, G., Potter, E.G., Tschirhart, V., MacKay, C., Frostad, S., McElroy, R., Ashley, R., McEwan, B. 2021. Fluid evolution along the Patterson Lake corridor in the southwestern Athabasca Basin: constraints from fluid inclusions and implications for unconformity-related uranium mineralization. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. <https://doi.org/10.1144/geochem2020-029>
- Rainbird, R.H., Stern, R.A., Rayner, N. & Jefferson, C.W. 2005. Age, provenance, and regional correlation of the Athabasca Group, Saskatchewan and Alberta, constrained by igneous and detrital zircon geochronology; in *EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TEChnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*, Geological Survey of

Canada, Bulletin 588.

Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568

Reid, K.D., Ansdell, K., Jiricka, D., Witt, G. & Card, C. 2014. Regional Setting, Geology, and Paragenesis of the Centennial Unconformity-Related Uranium Deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, **109**, 539–566, <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.3.539>

Renaud, A. 2006. Unconformity and basement-hosted uranium deposits at the Rabbit Lake Operation, Collins Bay, Saskatchewan. CIM Field Conference 2006: Athabasca Deposits & Analogues, Saskatoon, Canada.

Rennie, S.F., Fagereng, Å. & Diener, J.F.A. 2013. Strain distribution within a km-scale, mid-crustal shear zone: The Kuckaus Mylonite Zone, Namibia. *Journal of Structural Geology*, **56**, 57–69, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.09.001>.

Renock, D., Mueller, M., Yuan, K., Ewing, R.C., Becker, U. 2013. The energetics and kinetics of uranyl reduction on pyrite, hematite, and magnetite surfaces: A powder microelectrode study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **118**, 56–71.

Reuter, M.A. & Van Schaik, A. 2016. Resource Efficient Metal and Material Recycling. *In: Kvithyld, A., Meskers, C., et al. (eds) REWAS 2013: Enabling Materials Resource Sustainability*. 332–340., [https://doi.org/10.1007/978-3-319-48763-2\\_35](https://doi.org/10.1007/978-3-319-48763-2_35).

Rhodes, R. & Beller, D. 2000. The need for nuclear power. *IAEA Bull*, **42(2)**, 43–50.

Richard, A., Rozsypal, C., Mercadier, J., Banks, D.A., Cuney, M., Boiron, M.C., Cathelineau, M. 2012. Giant uranium deposits formed from exceptionally uranium-rich acidic brines. *Nature Geoscience*, **5**, 142–146.

Robbins, J. and Koning, E. 2006. Shea Creek deposits, West Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. CIM Field conference 2006: Athabasca Deposits & Analogues, Saskatoon, Canada.

Rolland, Y. and Rossi, M. 2016. Two-stage fluid flow and element transfers in shear zones during collision burial-exhumation cycle: insights from the Mont Blanc Crystalline Massif (Western Alps). *Journal of Geodynamics*, **101**, 88–108, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.016>

Rolland, Y., Cox, S.F. & Corsini, M. 2009. Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). *Journal of Structural Geology*, **31**, 1377–1394, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.003>.

Roy, C., Halarburda, J., Thomas, D. & Hirsekorn, D. 2005. Millennium deposit basement-hosted derivative of the unconformity uranium model: Uranium production and raw materials for the nuclear fuel cycle supply and demand, economics, the environment and energy security. *International Atomic Energy Agency Proceedings Series*, 111–121.

Roy, C. and Halaburda, J. 2006. The Millenium uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. CIM Field conference 2006: Athabasca Deposits & Analogues, Saskatoon, Canada.

Salomon, E., Koehn, D. & Passchier, C. 2015. Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting: Brittle shear zone reactivation. *Tectonics*, **34**, 70–85, <https://doi.org/10.1002/2014TC003728>.

Schneider, D.A., Heizler, M.T., Bickford, M.E., Wortman, G.L., Condie, K.C. and Perilli, S. 2007. Timing constraints of orogeny to cratonization: Thermochronology of the Paleoproterozoic Trans-Hudson orogen, Manitoba and Saskatchewan, Canada. *Precambrian Research*, **153**, 65–95, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.11.007>.

Scholz, C.H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, **77**, 319–328, <https://doi.org/10.1007/BF01848693>.

Sheahan, C., Fayek, M., Quirt, D. & Jefferson, C.W. 2016. A Combined Ingress-Egress Model for the Kianna Unconformity-Related Uranium Deposit, Shea Creek Project, Athabasca Basin, Canada. *Economic Geology*, **111**, 225–257. <http://doi.org/361-0128/16/4376/225-33>

- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133**, 191–213, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>.
- Sibson, R. H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15 (8): 701–704. doi: [https://doi.org/10.1130/00917613\(1987\)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(1987)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2)
- Skirrow, R.G., Mercadier, J., Armstrong, R., Kuske, T., Deloule, E. 2016. The Ranger uranium deposit, northern Australia: Timing constraints, regional and ore-related alteration, and genetic implications for unconformity-related mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 76, 463–503. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.001>
- Skyttä, P. & Torvela, T. 2018. Brittle reactivation of ductile precursor structures: The role of incomplete structural transposition at a nuclear waste disposal site, Olkiluoto, Finland. *Journal of Structural Geology*, **116**, 253–259, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.009>.
- Sorba, C., Gamelin, C., Verran, D., Petrie, L., Forand, L. & Blower, S. 2014. The discovery of the Gryphon Zone. Open House, Saskatoon Saskatchewan. Abstract Volume 2014.
- Sorba, C., Gamelin, C., Liu, Y., Forand, L. & Verran, D. 2016. Unraveling and growing the high-grade Gryphon uranium deposit, Wheeler River project, Athabasca Basin, Canada. Open House, Saskatoon Saskatchewan. Abstract Volume 2016.
- Stauffer, M.R. 1984. Manikewan: An early proterozoic ocean in central Canada, its igneous history and orogenic closure. *Precambrian Research*, **25**, 257–281, [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(84\)90036-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(84)90036-6).
- Stern, R.A., Card, C.D., Pana, D. & Rayner, N. 2003. *SHRIMP U-Pb Ages of Granitoid Basement Rocks of the Southwestern Part of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*. Geological Survey of Canada **2003-F3**, <https://doi.org/10.4095/214595>.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1861–1884, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4).
- Surma, F. & Geraud, Y. 2003. Porosity and Thermal Conductivity of the Soultz-sous-Forêts Granite. *Pure and Applied Geophysics*, **160**, 1125–1136, <https://doi.org/10.1007/PL00012564>.
- Sweet, I. P., Brakel, A. T., Carson, L. 1999. The Kombolgie Subgroup a new look at an old formation. *Journal of Earth Sciences*, 45, 232
- Thomas D., Aubin A., Brisbin D., Mukwakwami J., Yang H. & Zaluski G. 2014. Fault architecture, associated structures and uranium mineralization, Easter Athabasca Basin. Open House meeting, oral presentation. Saskatoon Nov. 2014.
- Torgersen, E. & Viola, G. 2014. Structural and temporal evolution of a reactivated brittle–ductile fault – Part I: Fault architecture, strain localization mechanisms and deformation history. *Earth and Planetary Science Letters*, **407**, 205–220, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.019>.
- Tourigny, G., Quirt, D.H., Wilson, N.S.F.F., Wilson, S., Breton, G. & Portella, P. 2007. Geological and structural features of the Sue C uranium deposit, McClean Lake area, Saskatchewan. *In: Jefferson, C.W. & Delaney, G. (eds) EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration TECHNOLOGY of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*. Geological Survey of Canada, Bulletin **588**, 229–247, <https://doi.org/10.4095/223768>
- Tran, H.T. 2001. Tectonic evolution of the Paleoproterozoic Wollaston Group in the Cree Lake Zone, northern Saskatchewan, Canada. Ph.D. thesis, University of Regina, Regina, Sask.
- Tran, H., Ansdell, K., Bethune, K., Ashton, K. & Hamilton, M. 2008. Provenance and tectonic setting of Paleoproterozoic metasedimentary rocks along the eastern margin of Hearne craton: Constraints from SHRIMP geochronology, Wollaston

- Group, Saskatchewan, Canada. *Precambrian Research*, 167, 171–185, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.003>.
- Tschirhart, V., Potter, E.G., Powell, J.W., Johnstone, D., Rabiei, M., Bethune, K.M., Chi, G., Duffett, C.L. 2018. Reactivated Basement Faults and Uranium-Rich Fluid Pathways in the Athabasca Basin: New Insights from the Patterson Lake Corridor, Northwestern Saskatchewan. *In: Rogers, N. (ed.) Targeted Geoscience Initiative: 2018 Report of Activities*, Geological Survey of Canada, Open File **8358**, 89–93, <https://doi.org/10.4095/306434>.
- Tschirhart, V., Pehrsson, S., Card, C., Potter, E.G., Powell, J. & Pană, D. 2020. Interpretation of buried basement in the southwestern Athabasca Basin, Canada, from integrated geophysical and geological datasets. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, <https://doi.org/10.1144/geochem2019-061>.
- Tuduri, J., Chauvet, A., Ennaciri, A. & Barbanson, L. 2006. Modèle de formation du gisement d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Nouveaux apports de l'analyse structurale et minéralogique. Model of formation of the Imiter silver deposit (eastern Anti-Atlas, Morocco). *In Comptes Rendus Géoscience*, Elsevier Masson, 338, 253-261. [10.1016/j.crte.2005.11.010](https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.010). hal-00023638
- Uranium Production Cycle Selected Papers 2012–2015*. 2019. TECDOC Series **1873**.
- Velde, B. 1977. A proposed phase diagram for illite, expanding chlorite, corrensite and illite-montmorillonite mixed layered minerals. *Clays and Clay Minerals*, 25, 264-270.
- Velde, B. 1985. Possible chemical controls of illite/smectite composition during diagenesis. *Mineralogical Magazine*, 49, 387-391.
- Vitale, S. & Mazzoli, S. 2008. Heterogeneous shear zone evolution: The role of shear strain hardening/softening. *Journal of Structural Geology*, **30**, 1383–1395, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.07.006>.
- Wang, Y.W., Wang, J.B., Uemoto, T. & Wang, L.J. 2001. Geology and Mineralization at the Dajing Tin-polymetallic Ore Deposit, Inner Mongolia, China. *Resource Geology*, 51, 307-320. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2001.tb00104.x>
- Wang, K., Chi, G., Bethune, K.M., Li, Z., Blamey, N., Card, C., Potter, E.G., Liu, Y. 2018. Fluid PTX characteristics and evidence for boiling in the formation of the Phoenix uranium deposit (Athabasca Basin, Canada): Implications for unconformity-related uranium mineralization mechanisms. *Ore Geology Reviews*, 101, 122–142. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.010>
- Wasyluk, K. 2002. Petrogenesis of the kaolinite-group minerals in the eastern Athabasca basin of northern Saskatchewan: Applications to uranium mineralization. Master's Thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, 140.
- Wersin, P., Hochella Jr, M.F., Persson, P., Redden, G., Leckie, J.O., Harris, D.W. 1994. Interaction between aqueous uranium (VI) and sulfide minerals: spectroscopic evidence for sorption and reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2829-2843.
- Wheatley, K. 2006. Geology of the Key Lake deposit. CIM Field conference 2006: Athabasca Deposits & Analogues, Saskatoon, Canada.
- Wheatley, K., Williamson, A., Tourigny, G., Wilson, S., Breton, G. 2006. Geology of the McClean Lake/Sue deposits. CIM Field conference 2006: Athabasca Deposits & Analogues, Saskatoon, Canada.
- Wiewióra, A., and Weiss, Z. 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, 83-92.
- Wilde, A.R. and Wall, V.J. 1987. Geology of the Nabarlek uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 82, 1152–1168. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.5.1152>
- Worden, K., Carson, C., Scrimgeour, I., Lally, J., Doyle, N., 2008. A revised Palaeoproterozoic chronostratigraphy for the Pine

Creek Orogen, northern Australia: Evidence from SHRIMP U–Pb zircon geochronology. *Precambrian Research*, 166, 122–144. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.05.009>

World Nuclear Association 2020. World Uranium Mining Production, <https://www.world-nuclear.org/information-library/nuclear-fuel-cycle/mining-of-uranium/world-uranium-mining-production.aspx>

Xie, X.G., Byerly, G.R., Ferrell, R.E. 1997:  $\text{IIIb}$  trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: Crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 275–291.





# **ANNEXES**

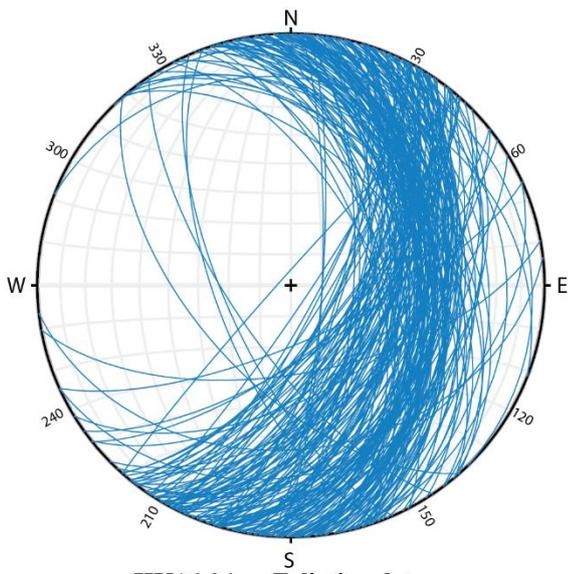
## **CHAPITRE 5 : DEFINITION DU CADRE STRUCTURAL A L'ECHELLE DU PROJET**

Les planches suivantes synthétisent l'ensemble des données orientées par forages ainsi que les traitements appliqués pour l'interprétation des données. Les données de direction/pendage des foliations et fractures sont projetées sur des diagrammes de Wulff et en rose. Les familles de fractures sont définies par densité de point et en tenant compte de la variabilité des directions dans le cadre de la réactivation de la foliation.

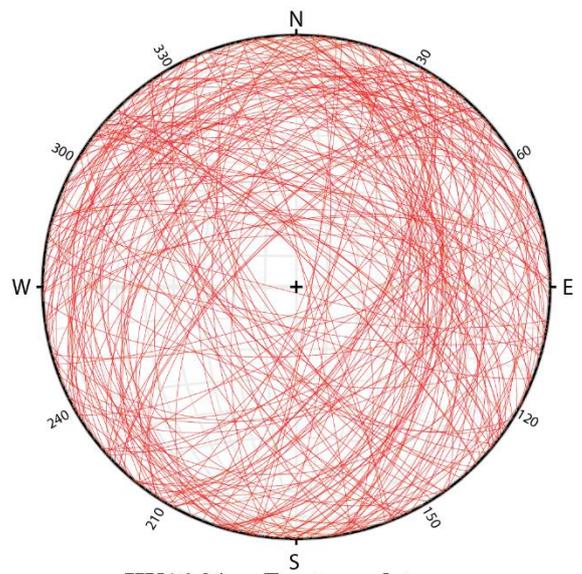
Sur la première ligne, le premier diagramme représente la projection des plans de foliation sur le diagramme de Wulff (en bleu) et le deuxième celle des fractures (rouge pour celles hors des intervalles minéralisées, rose pour celles à l'intérieur).

Sur la deuxième ligne, les fréquences des directions de foliations (bleu) et de fractures (rouges) sont représentées sur un diagramme en rose. Le diagramme de Wulff, à droite, montre les densités de points des pôles des fractures.

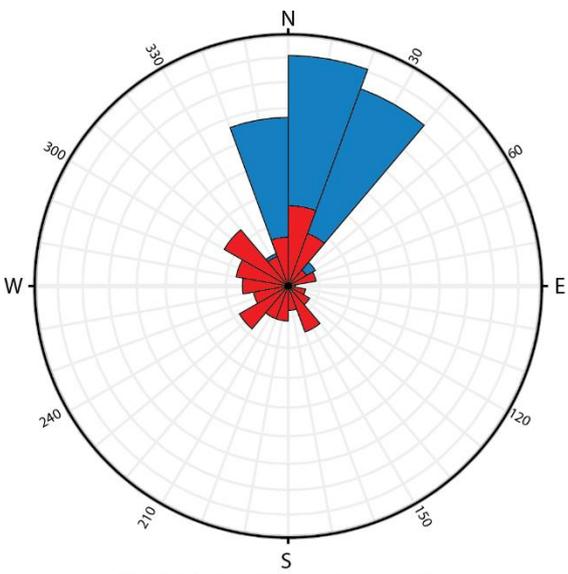
Le dernier diagramme est la projection des principales familles de fractures interprétée par rapport aux densités de points.



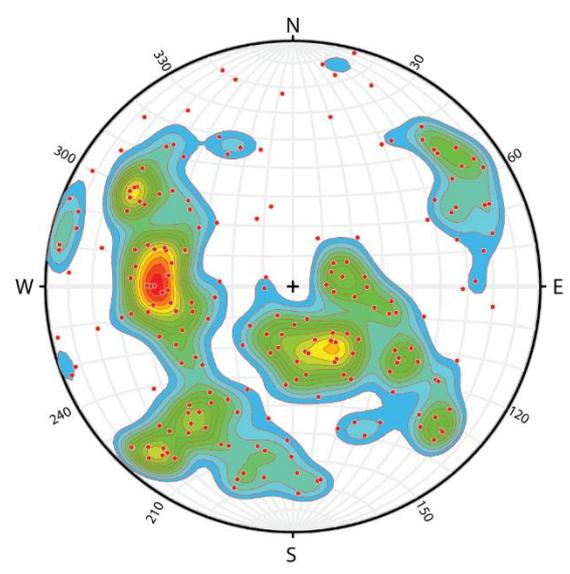
**HK16-34 Foliation data**



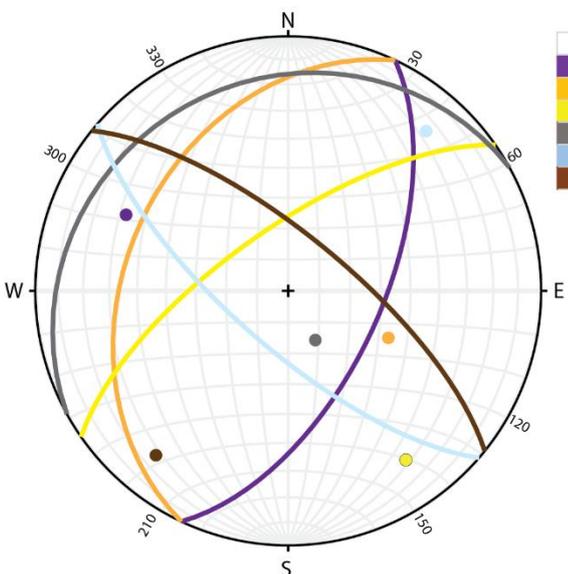
**HK16-34 Fractures data**



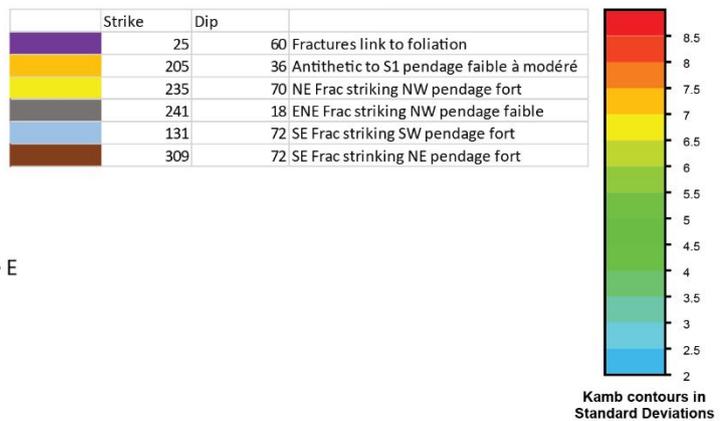
**HK16-34 Rose diagram for foliation and fracture data**

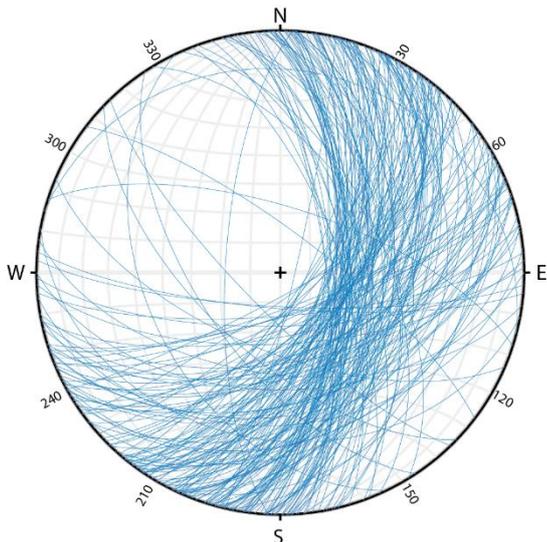


**HK16-34 Kamb plot contours**

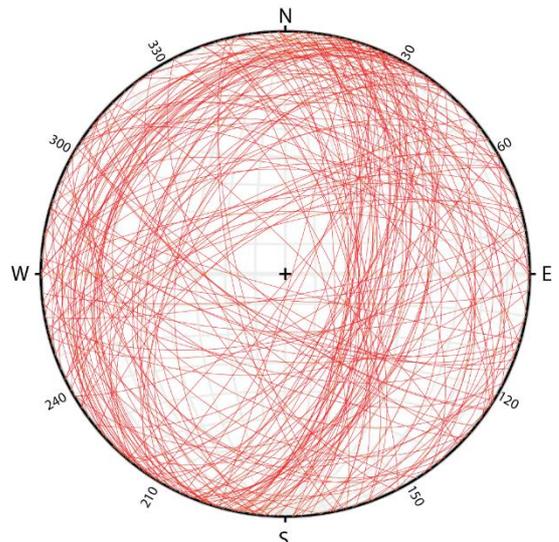


**HK16-34 Fracture sets**

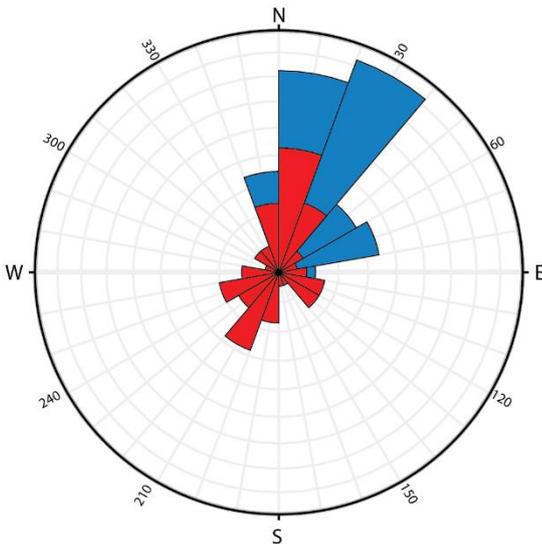




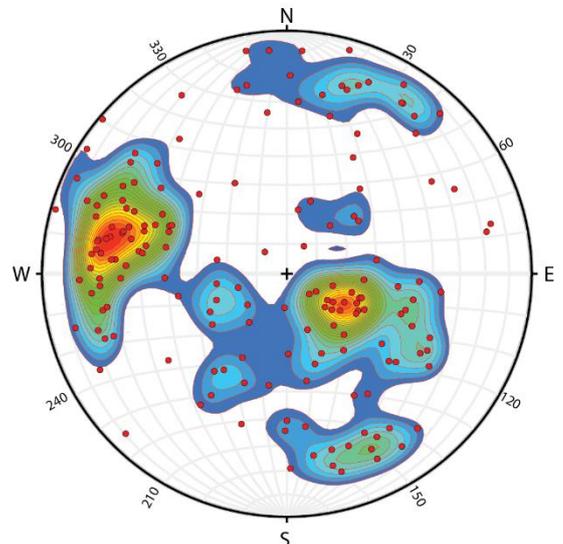
**HK16-37 Foliation data**



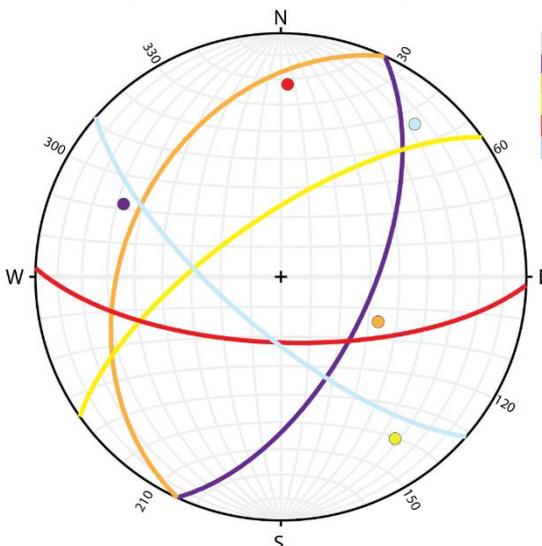
**HK16-37 Fractures data**



**HK16-37 Rose diagram for foliation and fracture data**

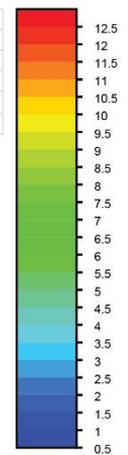


**HK16-37 Kamb plot contours**

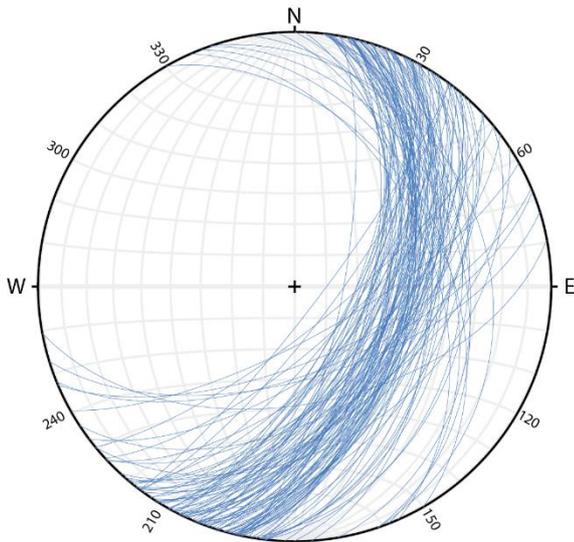


**HK16-37 Fracture sets**

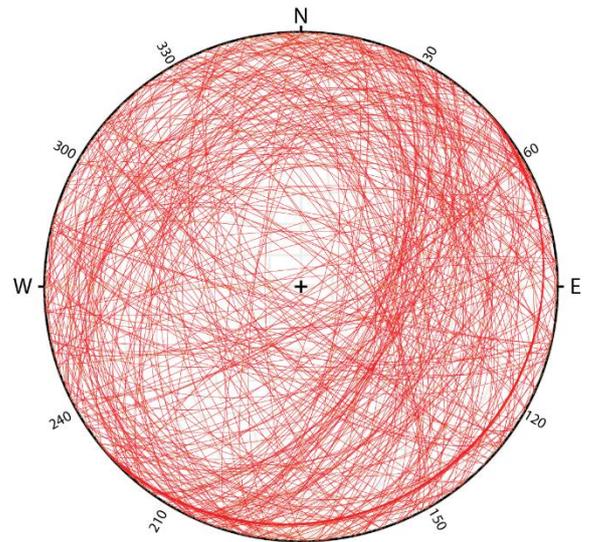
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
235	70	NE Frac striking NW pendage fort
92	68	Almost EW Frac striking S pendage fort
131	72	SE Frac striking SW pendage fort



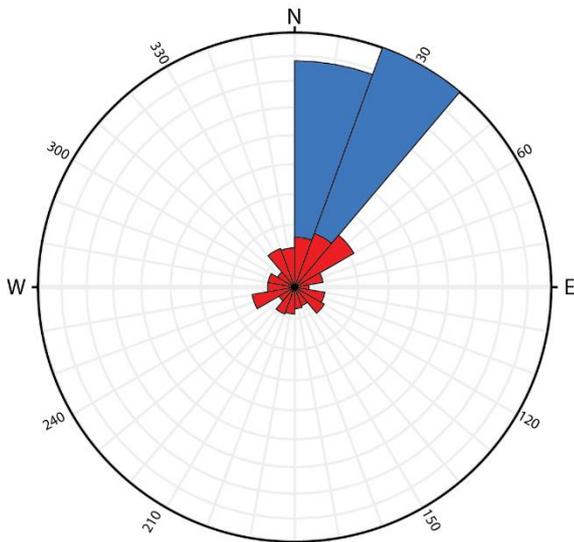
**Kamb contours in Standard Deviations**



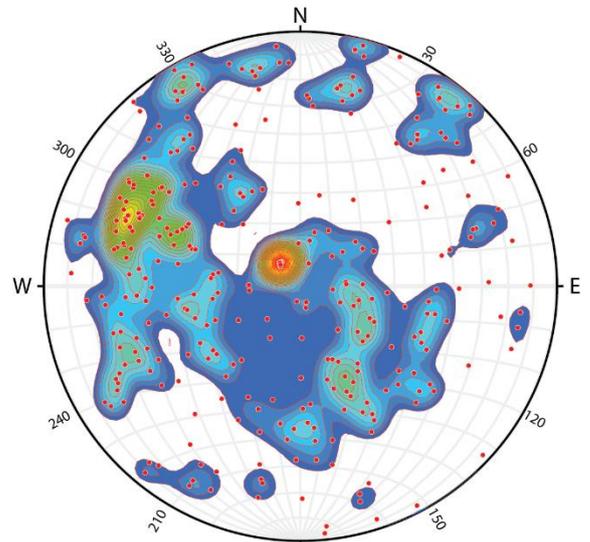
**HK16-39 Foliation data**



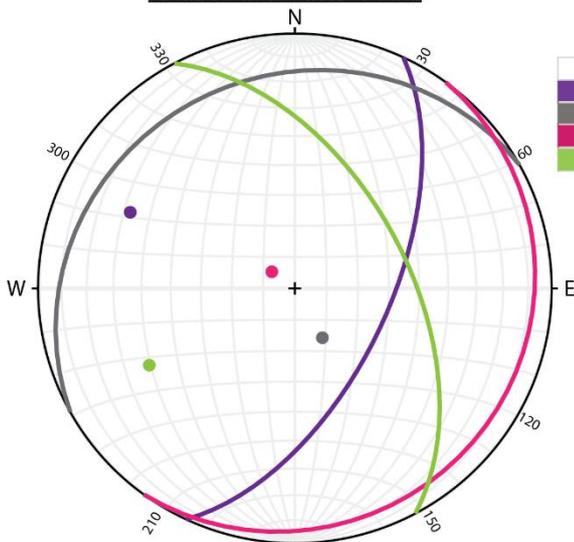
**HK16-39 Fractures data**



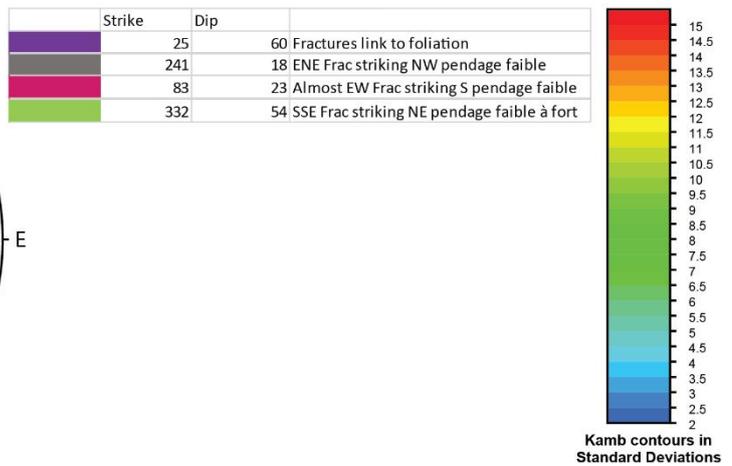
**HK16-39 Rose diagram for foliation and fracture data**

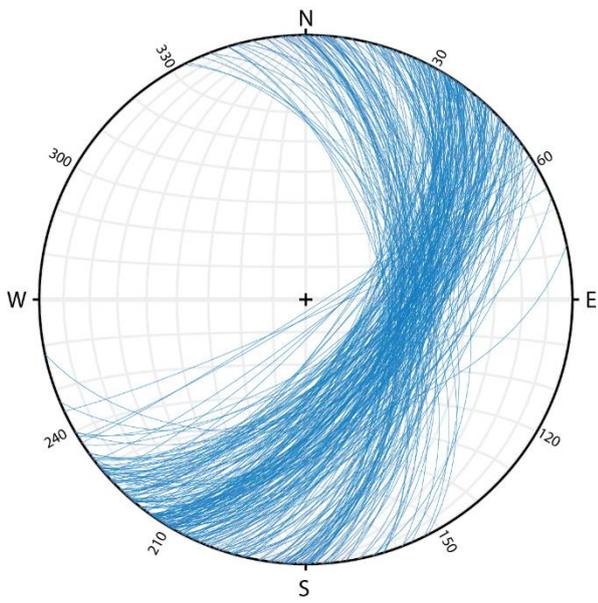


**HK16-39 Kamb plot contours**

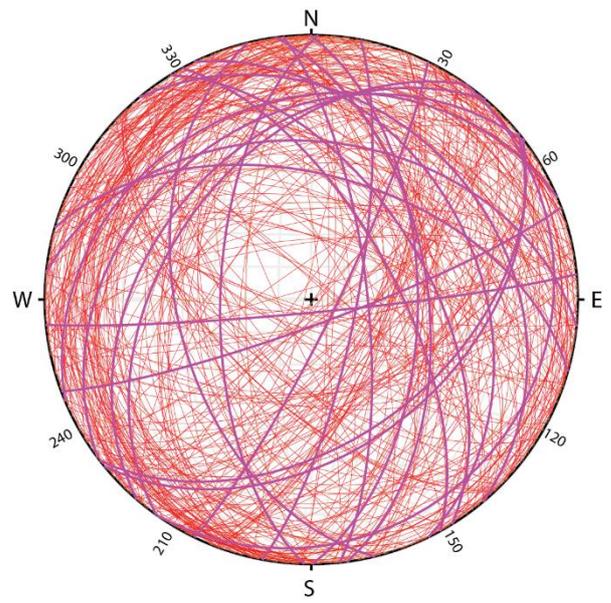


**HK16-39 Fracture sets**

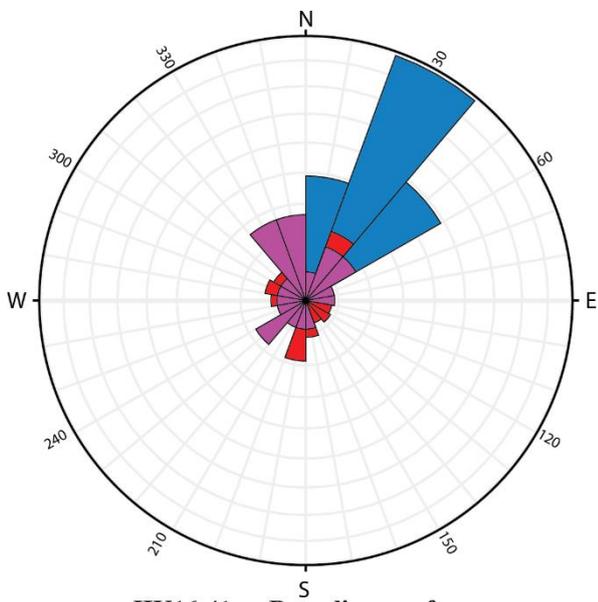




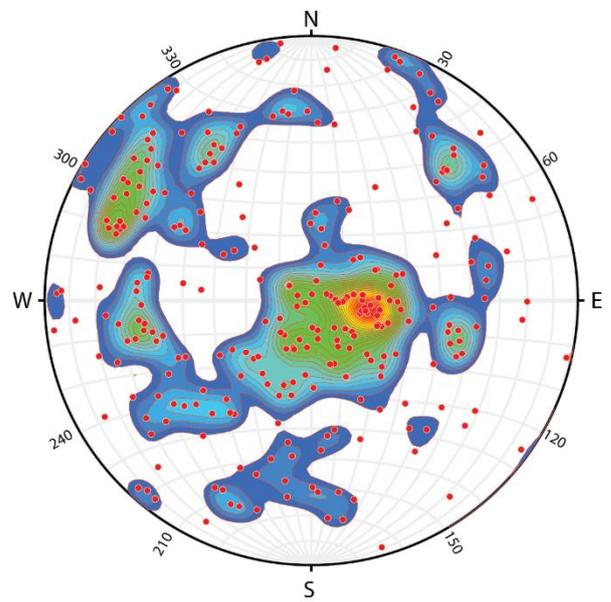
**HK16-41 Foliation data**



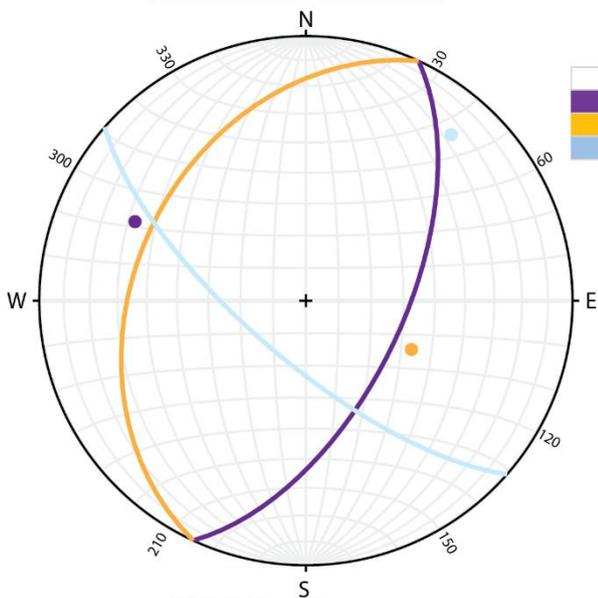
**HK16-41 Fractures data**



**HK16-41 Rose diagram for foliation and fracture data**

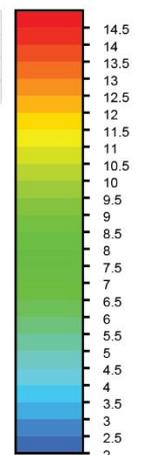


**HK16-41 Kamb plot contours**

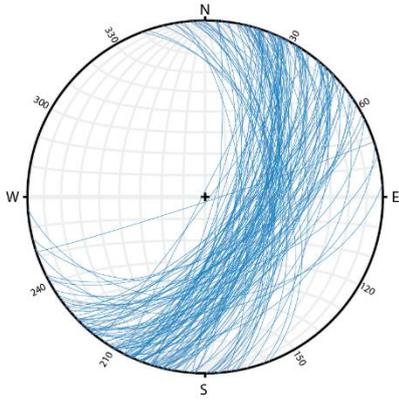


**HK16-41 Fracture sets**

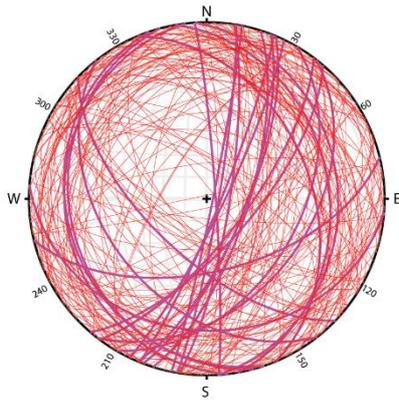
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
205		36 Antithetic to S1 pendage faible à modéré
131		72 SE Frac striking SW pendage fort



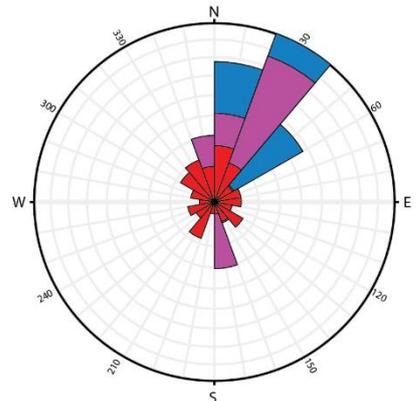
**Kamb contours in Standard Deviations**



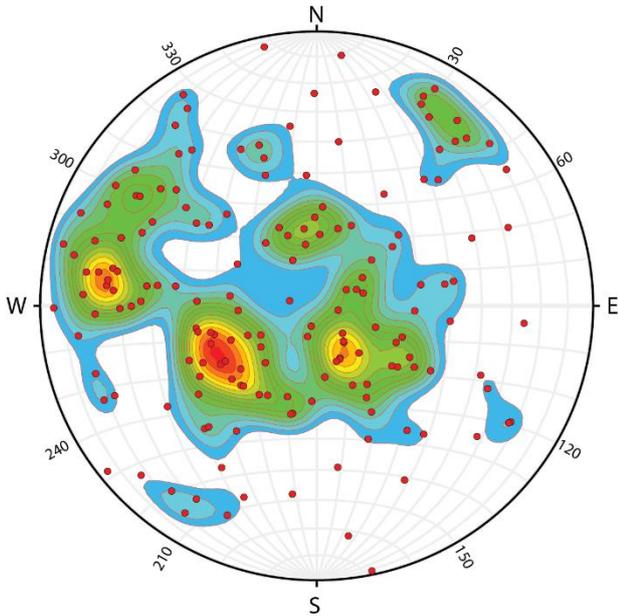
**HK16-43 Foliation data**



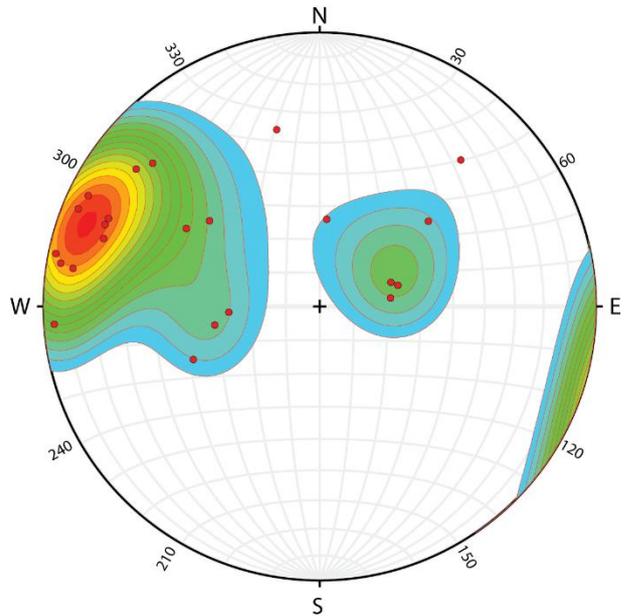
**HK16-43 Fractures data**



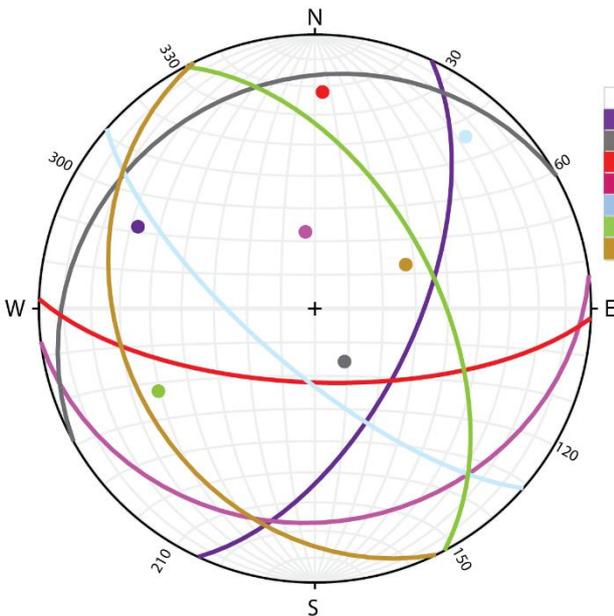
**HK16-43 Rose diagram for foliation and fracture data**



**HK16-43 Kamb plot contours (Barren frac)**

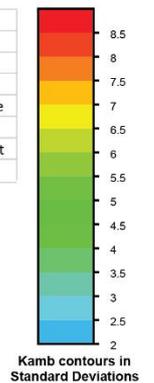


**HK16-43 Kamb plot contours (Frac in mineralized area)**

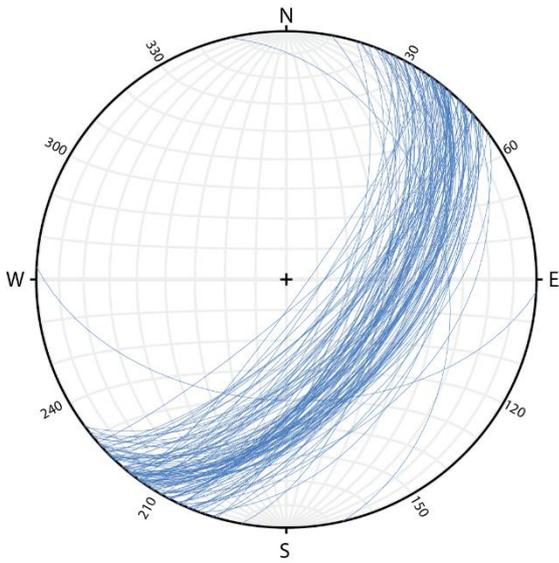


**HK16-43 Fracture sets**

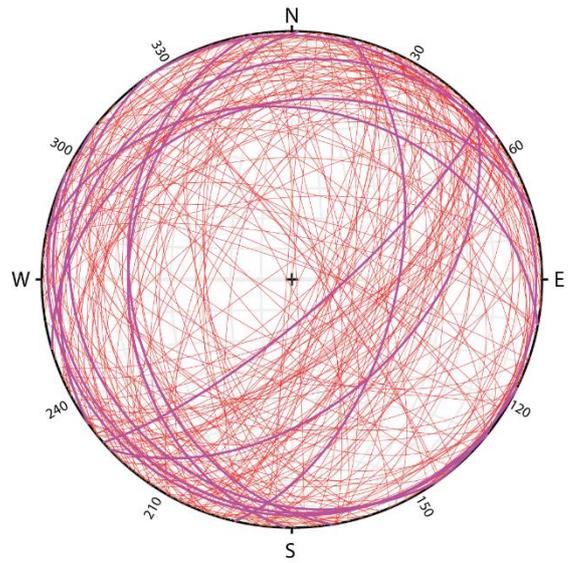
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
241	18	ENE Frac striking NW pendage faible
92	68	Almost EW Frac striking S pendage fort
83	23	Almost EW Frac striking S pendage faible
131	72	SE Frac striking SW pendage fort
332	54	SSE Frac striking NE pendage faible à fort
154	30	SSE Frac striking SW pendage faible



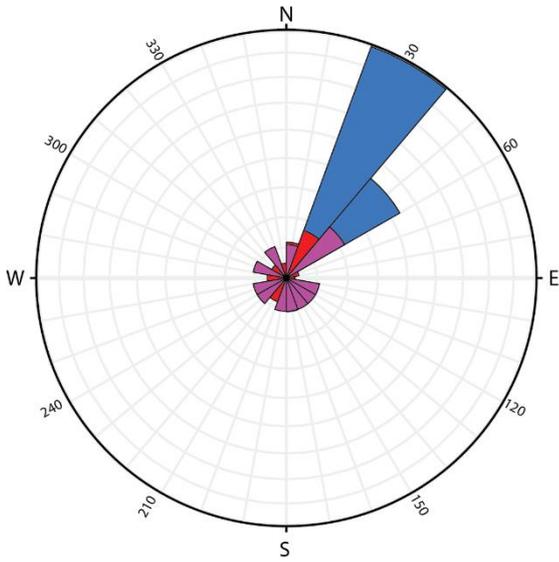
**Kamb contours in Standard Deviations**



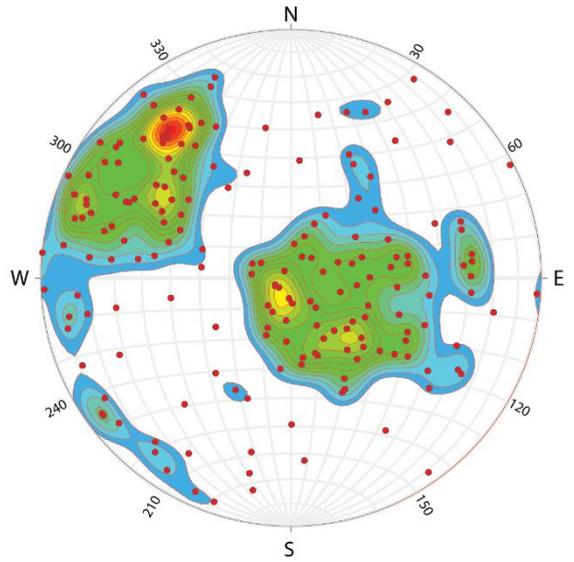
**HK16-45 Foliation data**



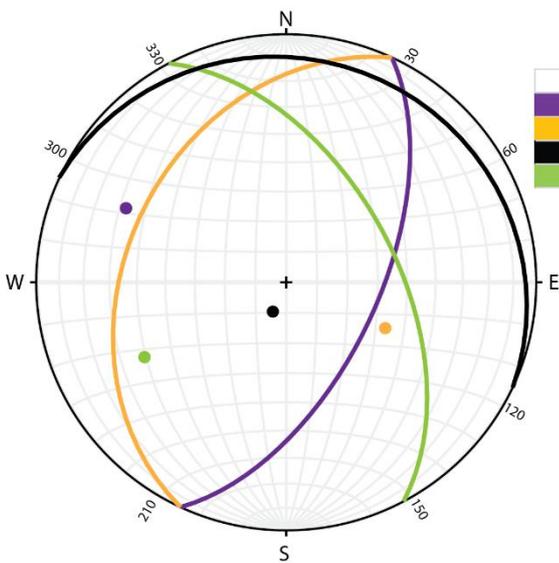
**HK16-45 Fractures data**



**HK16-45 Rose diagram for foliation and fracture data**

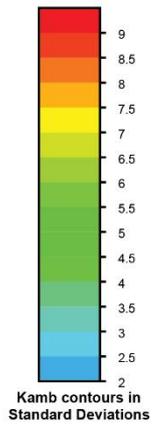


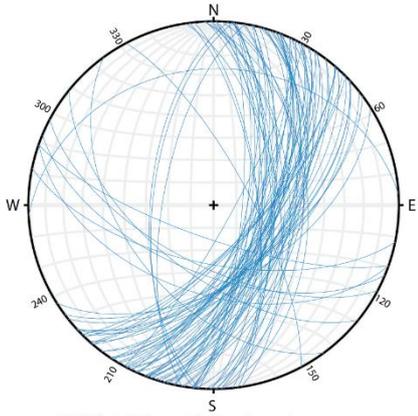
**HK16-45 Kamb plot contours**



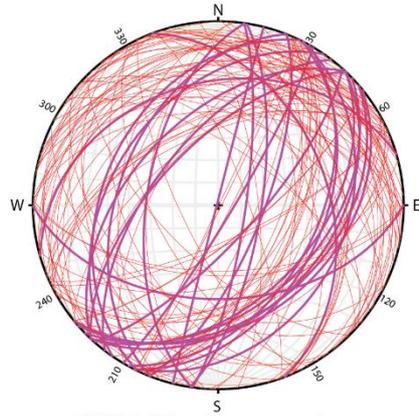
**HK16-45 Fracture sets**

Color	Strike	Dip	Description
Purple	25	60	Fractures link to foliation
Yellow	205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
Black	295	11	ESE Frac striking NE pendage faible
Green	332	54	SSE Frac striking NE pendage faible à fort

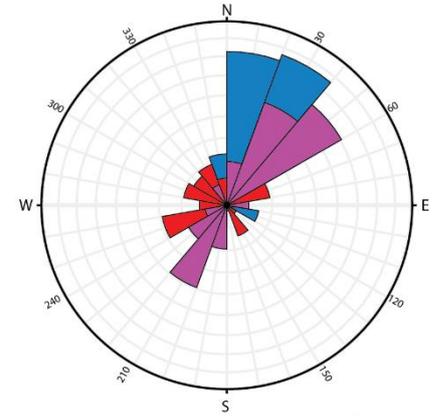




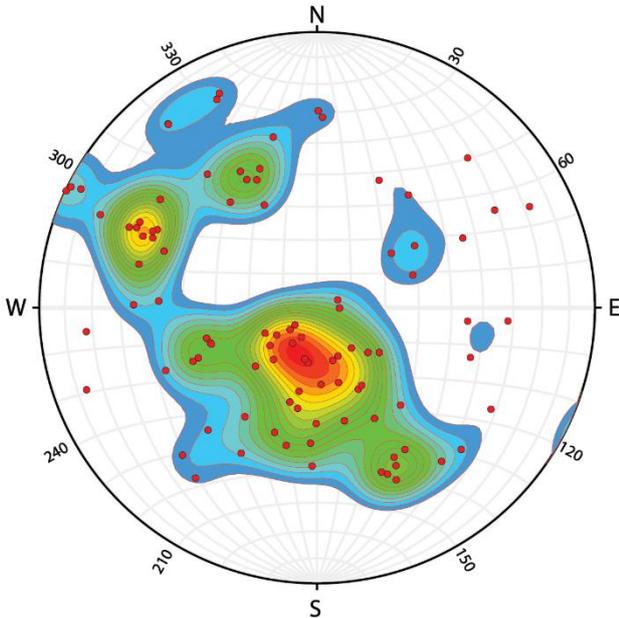
**HK16-47 Foliation data**



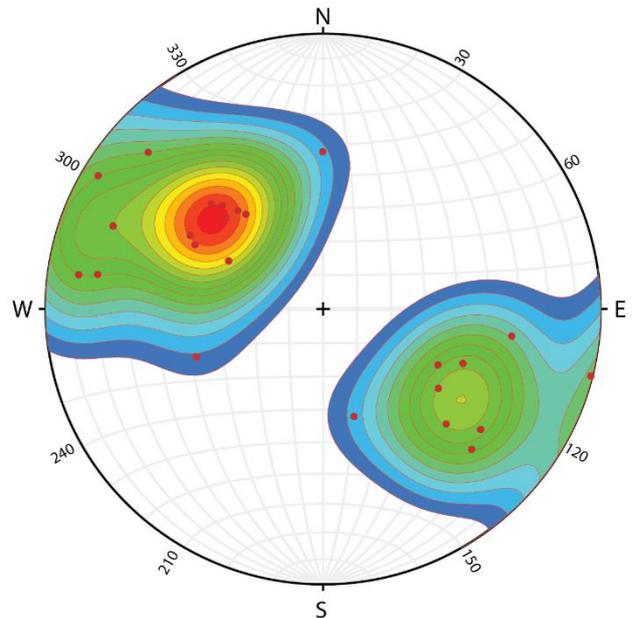
**HK16-47 Fractures data**



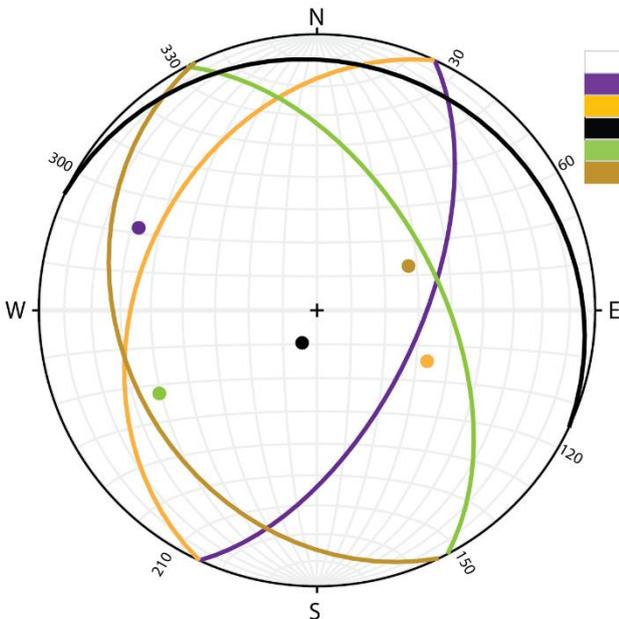
**HK16-47 Rose diagram for foliation and fracture data**



**HK16-47 Kamb plot contours (Barren frac)**

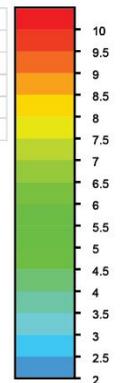


**HK16-47 Kamb plot contours (Frac in mineralized area)**

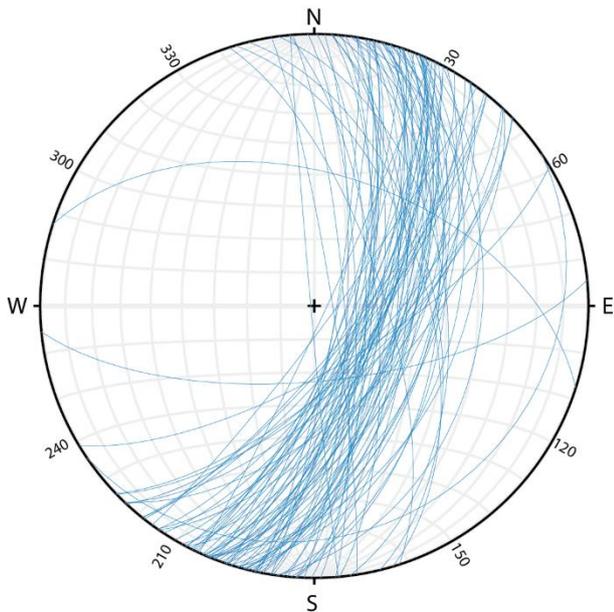


**HK16-47 Fracture sets**

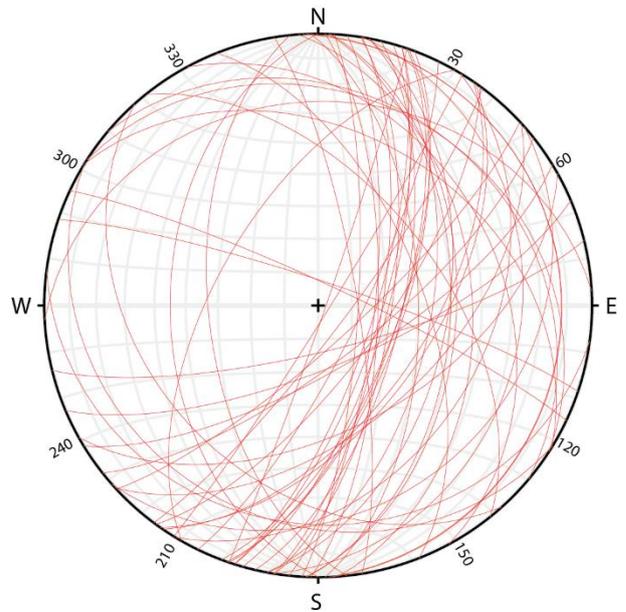
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
295	11	ESE Frac striking NE pendage faible
332	54	SSE Frac striking NE pendage faible à fort
154	30	SSE Frac striking SW pendage faible



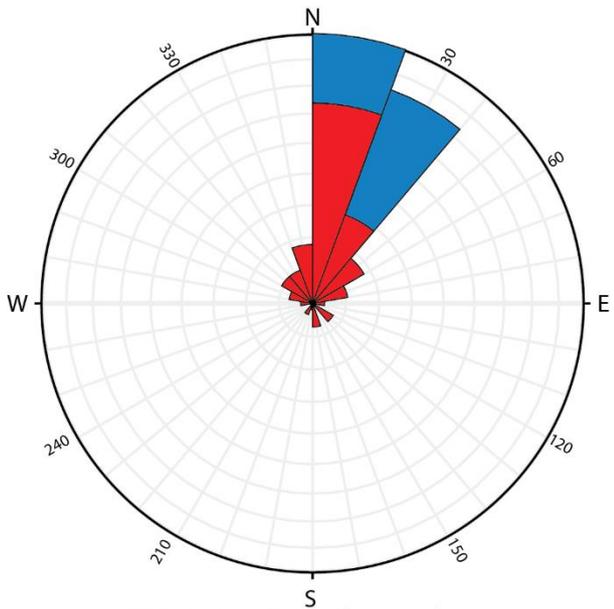
**Kamb contours in Standard Deviations**



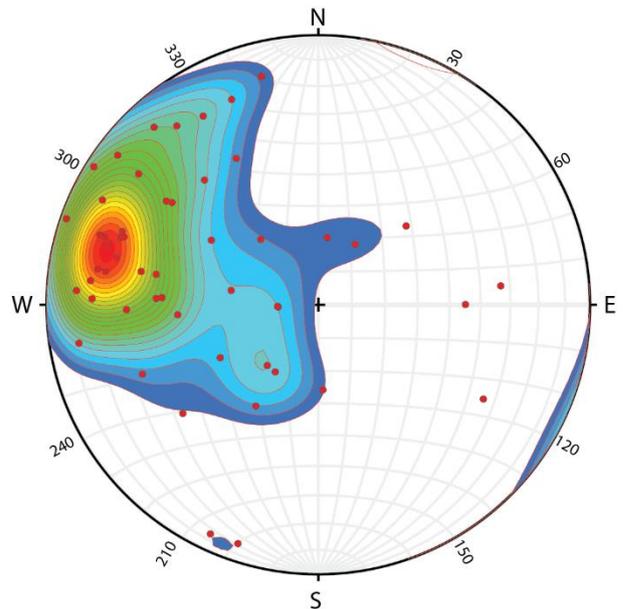
**HK16-49 Foliation data**



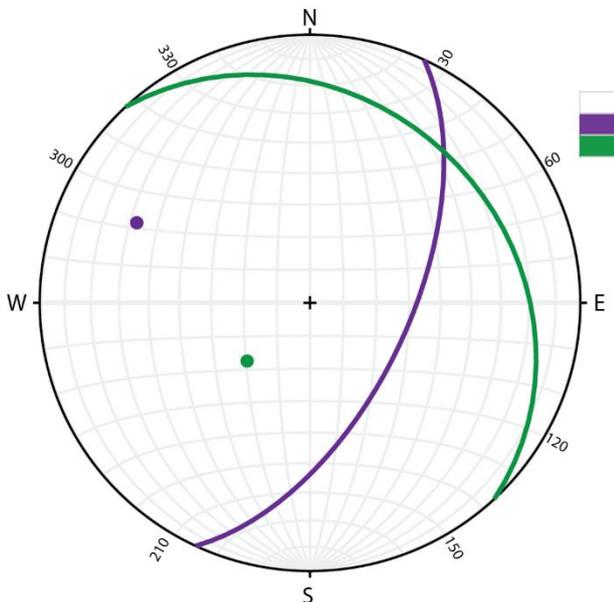
**HK16-49 Fractures data**



**HK16-49 Rose diagram for foliation and fracture data**

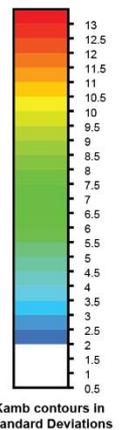


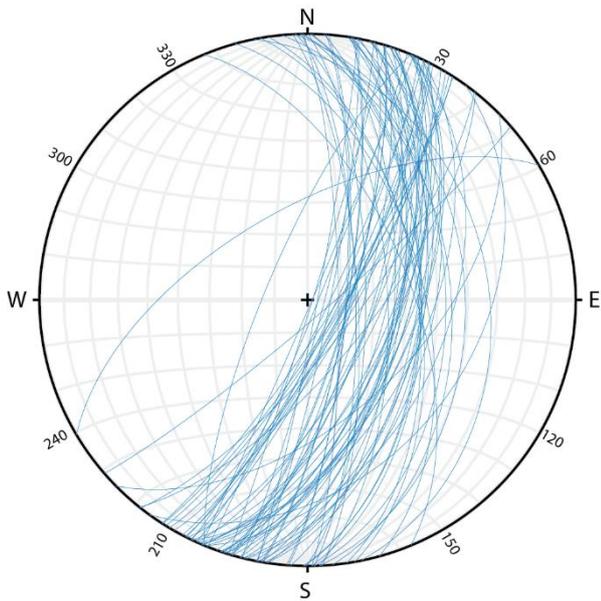
**HK16-49 Kamb plot contours**



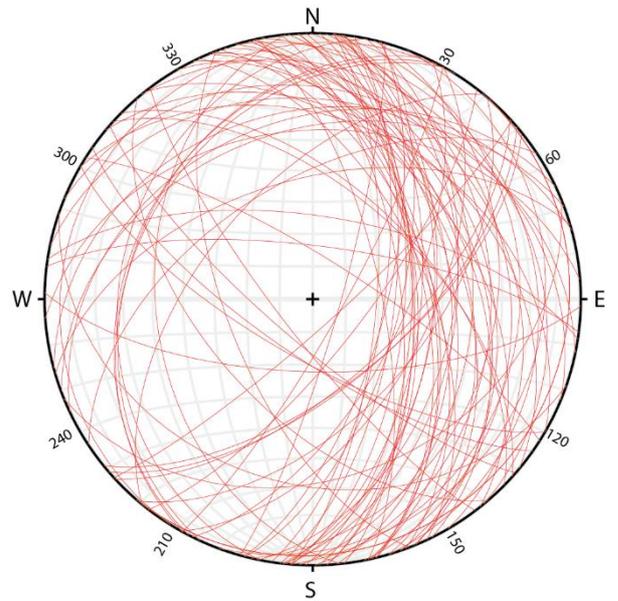
**HK16-49 Fracture sets**

Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
317	26	SE Frac striking NE pendance faible

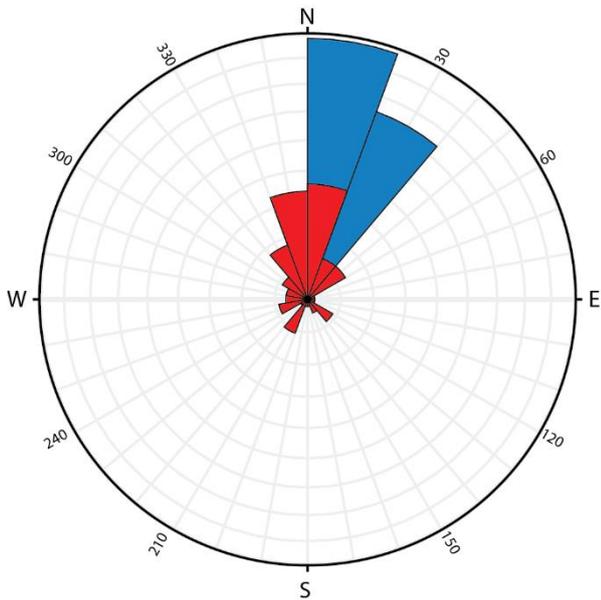




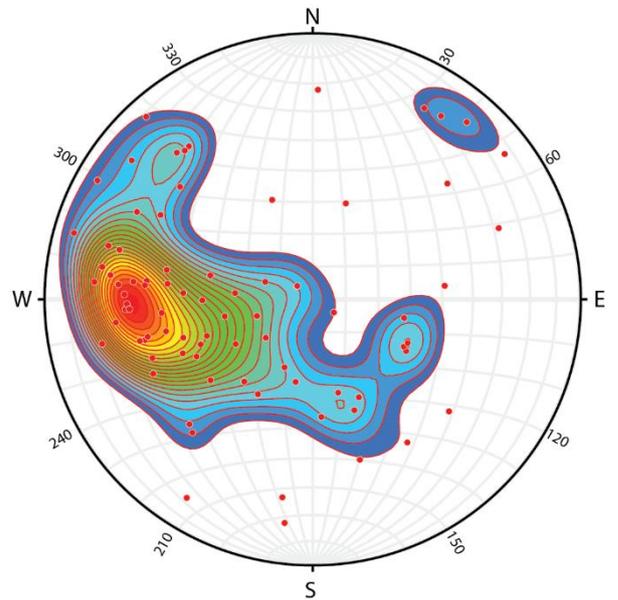
**HK16-52 Foliation data**



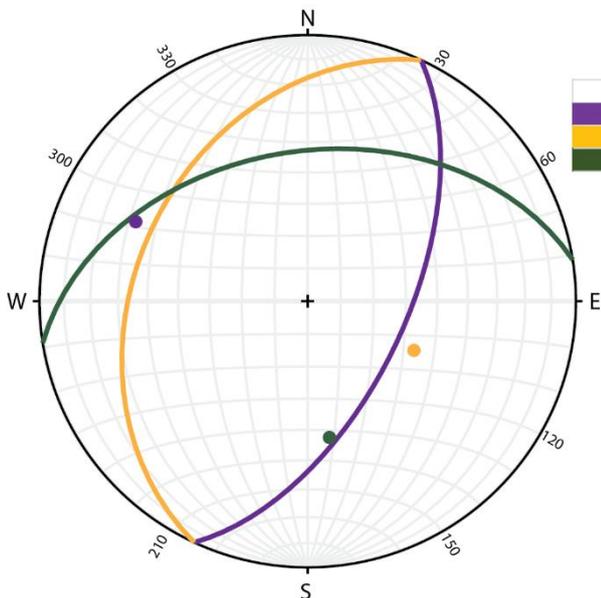
**HK16-52 Fractures data**



**HK16-52 Rose diagram for foliation and fracture data**



**HK16-52 Kamb plot contours**

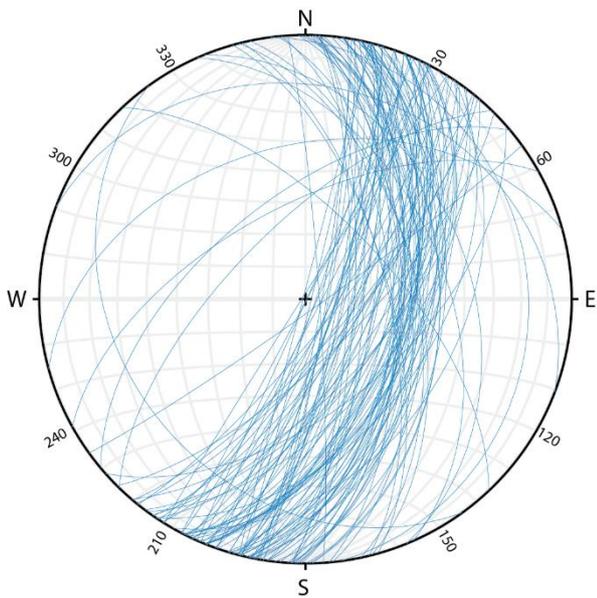


**HK16-52 Fracture sets**

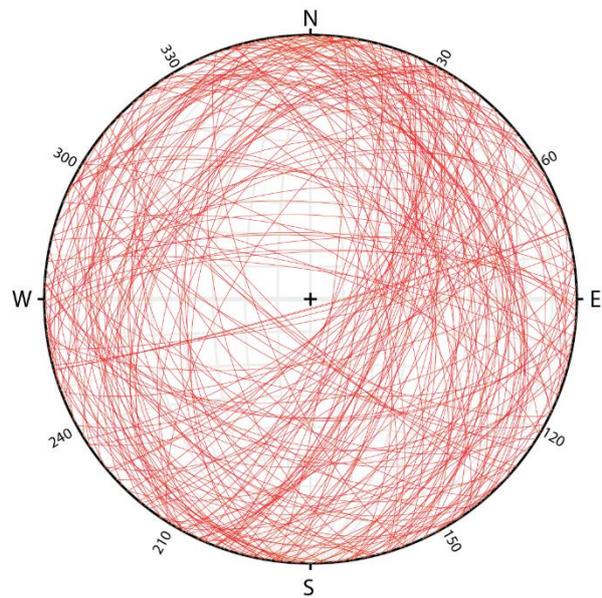
Strike	Dip	Description
25		60 Fractures link to foliation
205		36 Antithetic to S1 pendage faible à modéré
261		43 Almost EW Frac striking N pendage fort

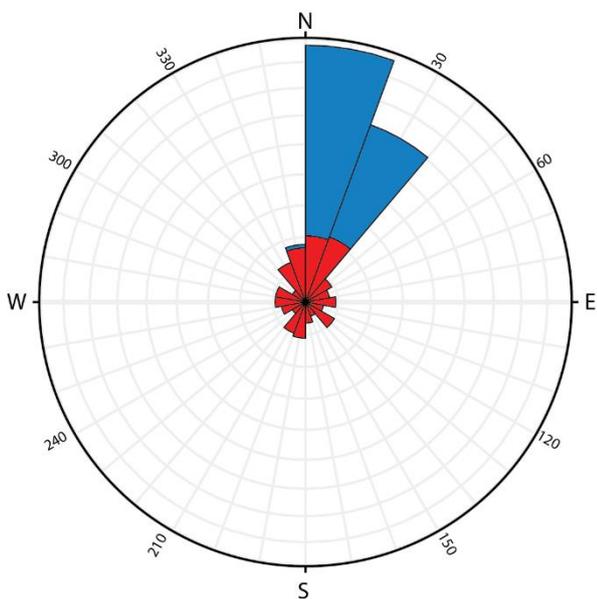
Kamb contours in Standard Deviations



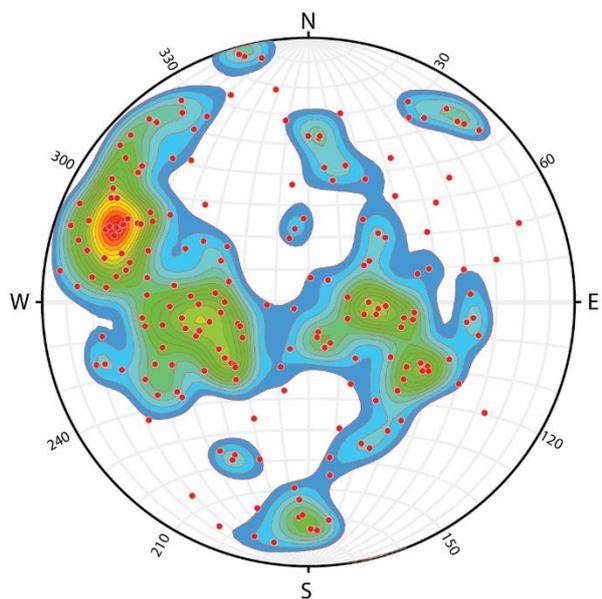
**HK16-53 Foliation data**



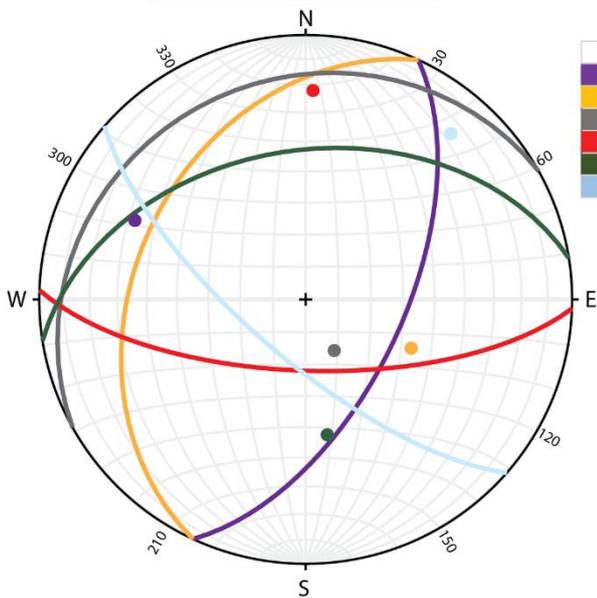
**HK16-53 Fractures data**



**HK16-53 Rose diagram for foliation and fracture data**

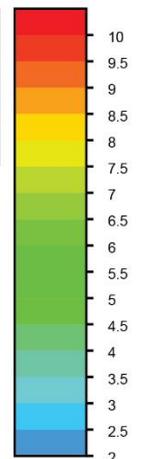


**HK16-53 Kamb plot contours**

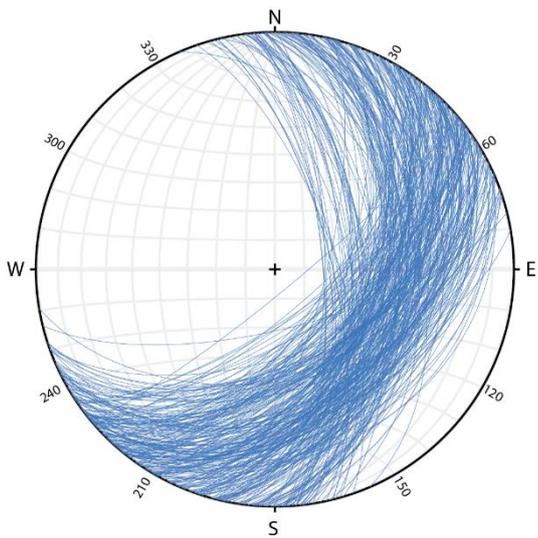


**HK16-53 Fracture sets**

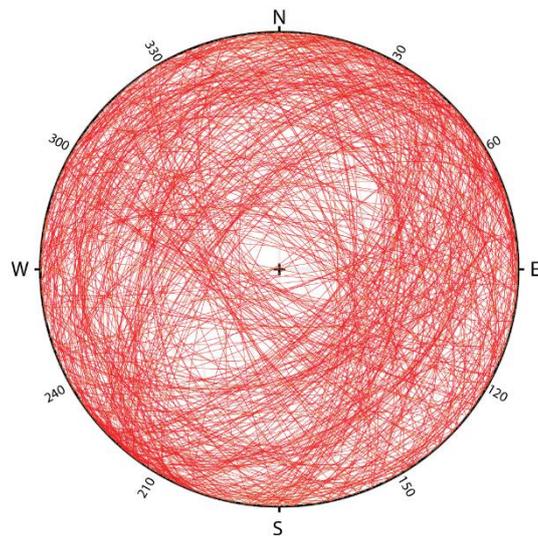
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
241	18	ENE Frac striking NW pendage faible
92	68	Almost EW Frac striking S pendage fort
261	43	Almost EW Frac striking N pendage fort
131	72	SE Frac striking SW pendage fort



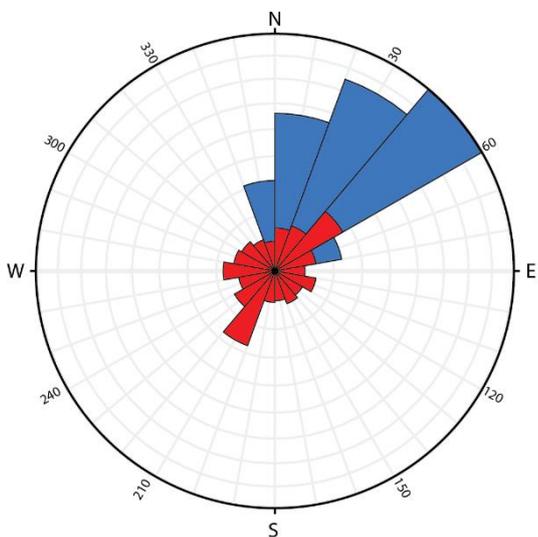
**Kamb contours in Standard Deviations**



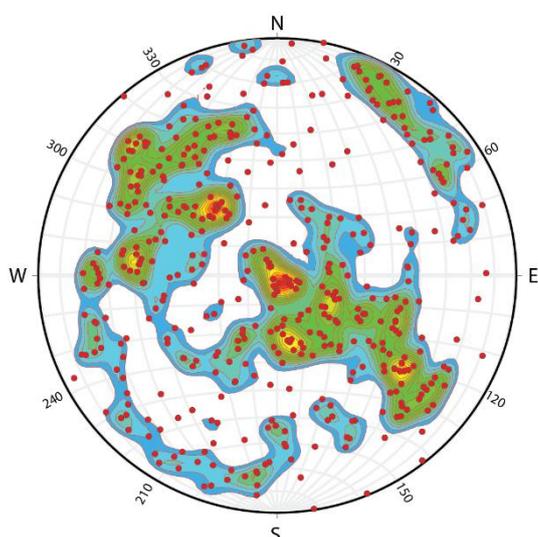
**HK16-54 Foliation data**



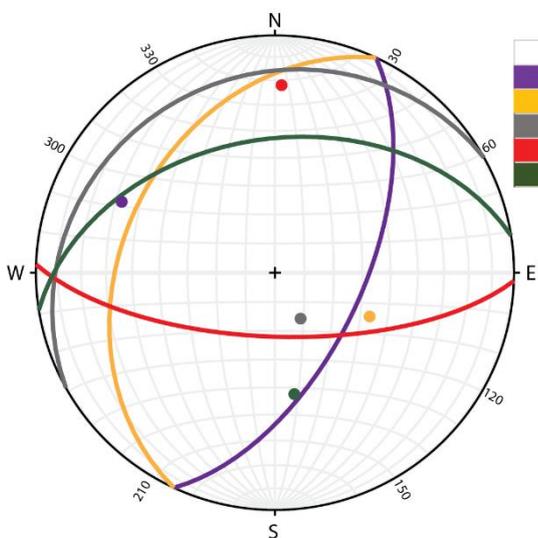
**HK16-54 Fractures data**



**HK16-54 Rose diagram for foliation and fracture data**

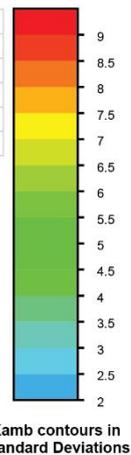


**HK16-54 Kamb plot contours**

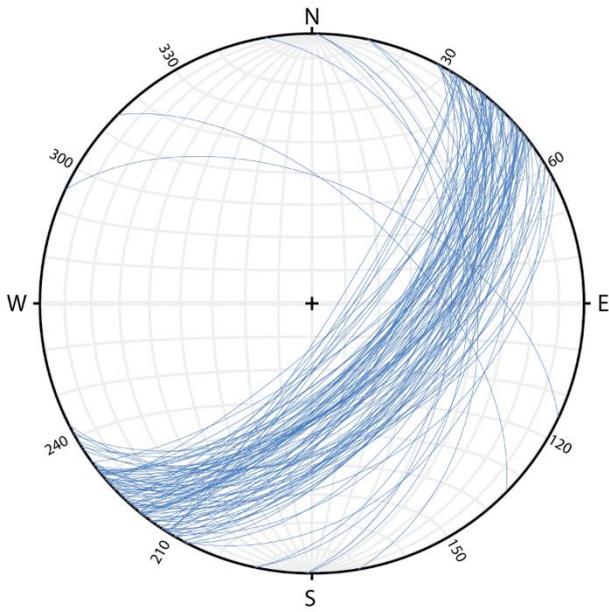


**HK16-54 Fracture sets**

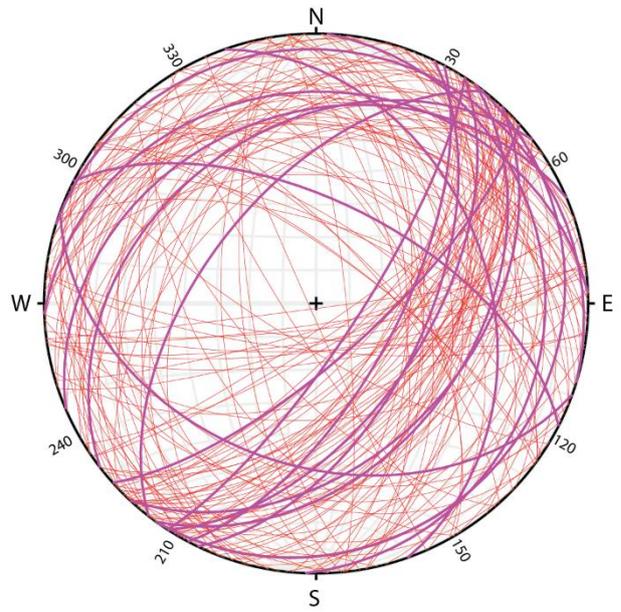
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
241	18	ENE Frac striking NW pendage faible
92	68	Almost EW Frac striking S pendage fort
261	43	Almost EW Frac striking N pendage fort



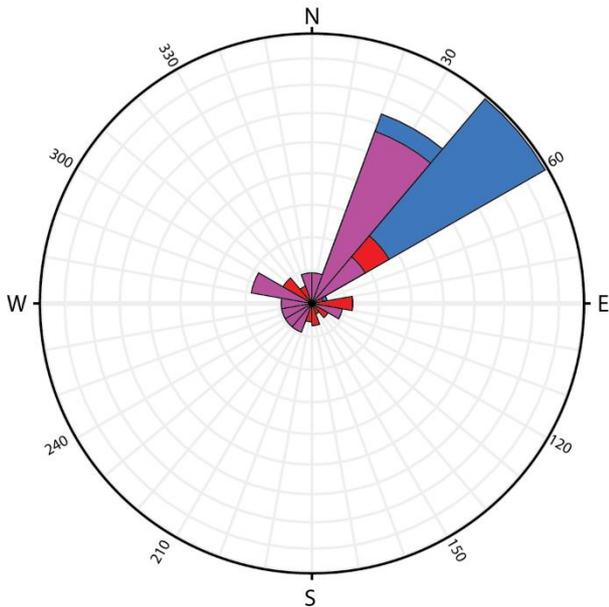
**Kamb contours in Standard Deviations**



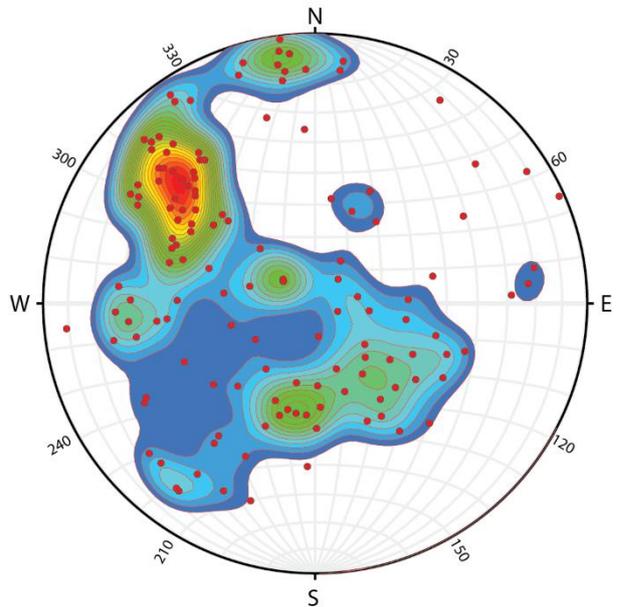
**HK16-55 Foliation data**



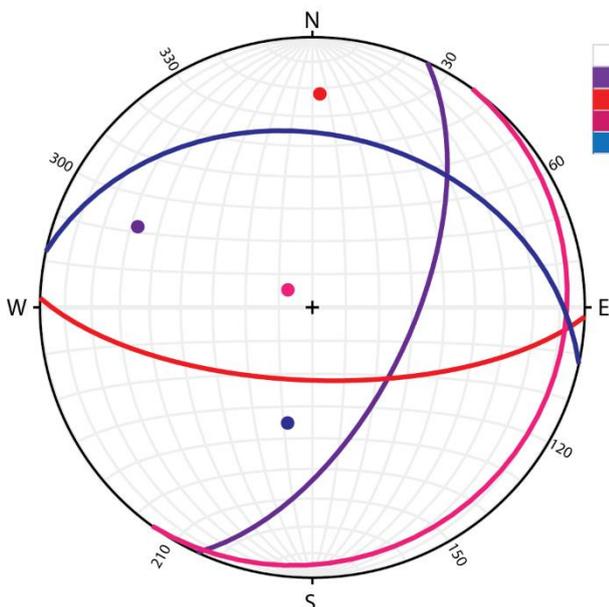
**HK16-55 Fractures data**



**HK16-55 Rose diagram for foliation and fracture data**

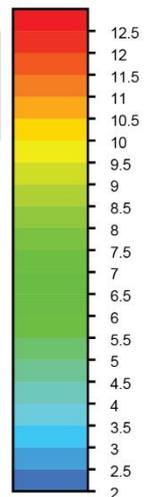


**HK16-55 Kamb plot contours**

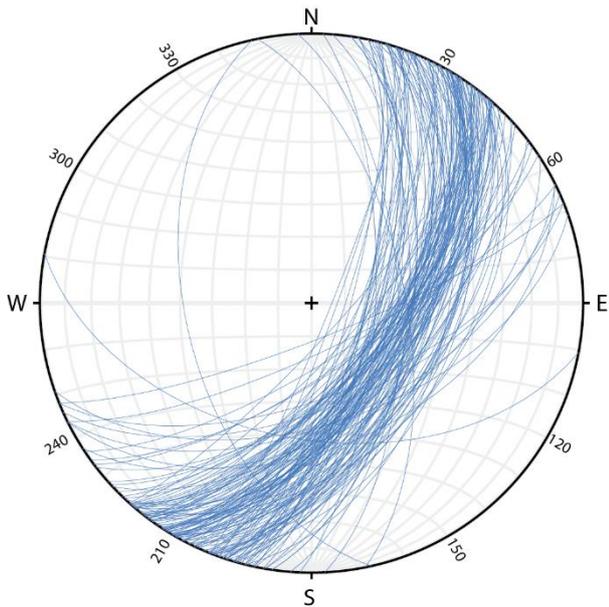


**HK16-55 Fracture sets**

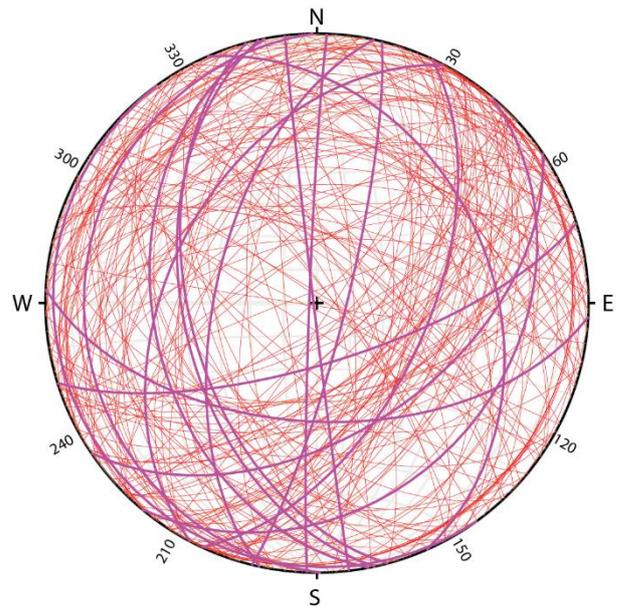
Color	Strike	Dip	Description
Purple	25		60 Fractures link to foliation
Red	92		68 Almost EW Frac striking S pendage fort
Pink	83		23 Almost EW Frac striking S pendage faible
Blue	282		36 Almost EW Frac striking N pendage faible



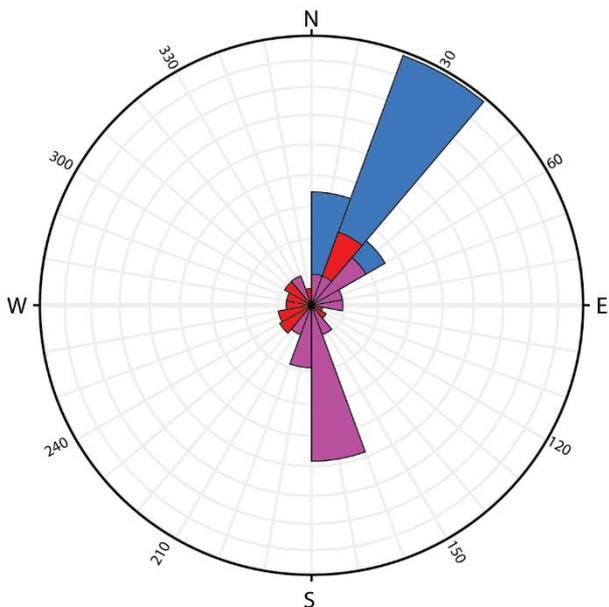
**Kamb contours in Standard Deviations**



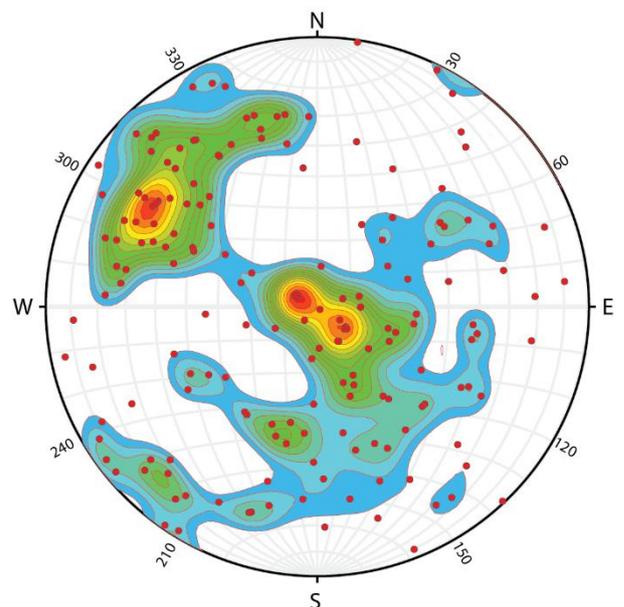
**HK17-57 Foliation data**



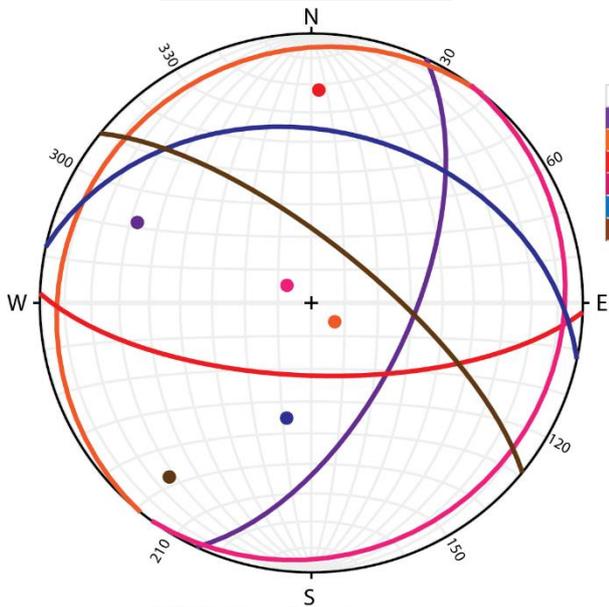
**HK17-57 Fractures data**



**HK17-57 Rose diagram for foliation and fracture data**

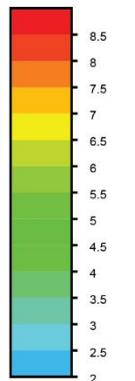


**HK17-57 Kamb plot contours**

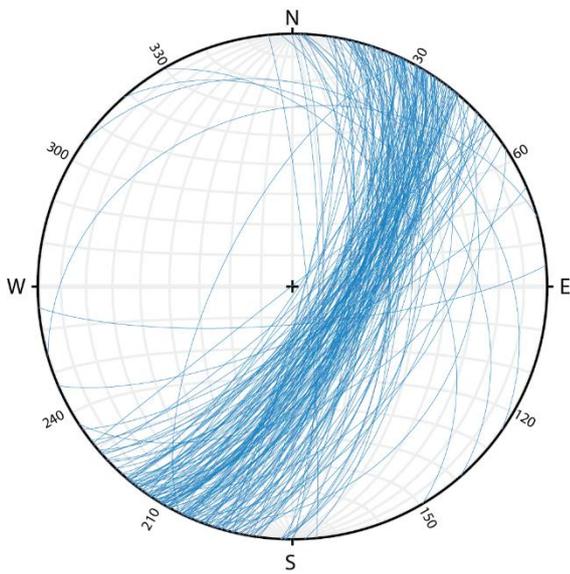


**HK17-57 Fracture sets**

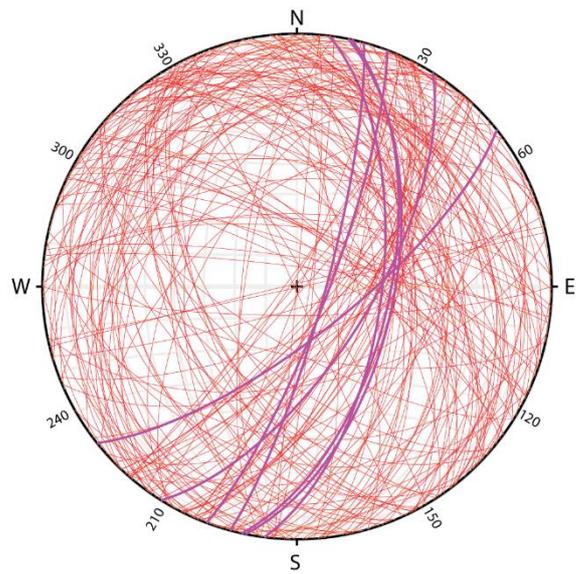
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
219	9	NE Frac striking NW pendance faible
92	68	Almost EW Frac striking S pendance fort
83	23	Almost EW Frac striking S pendance faible
282	36	Almost EW Frac striking N pendance faible
309	72	SE Frac striking NE pendance fort



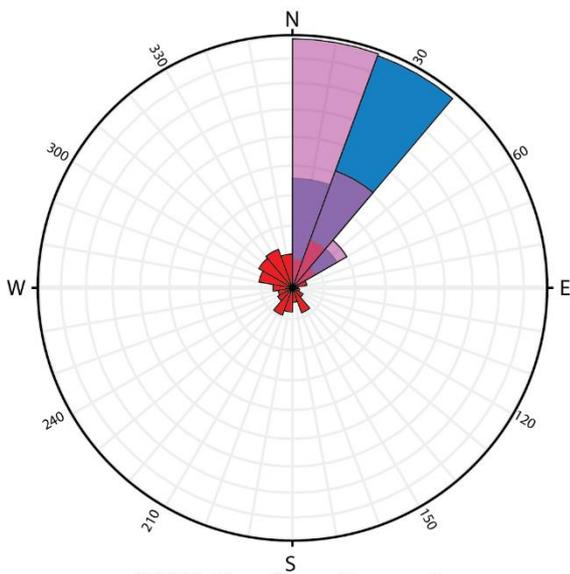
**Kamb contours in Standard Deviations**



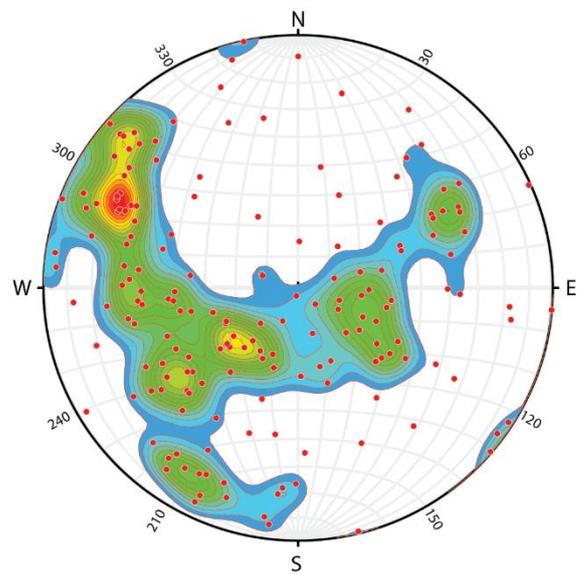
**HK17-60 Foliation data**



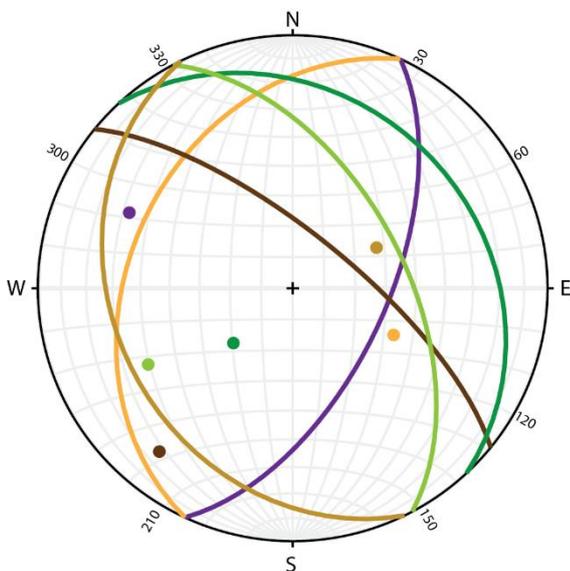
**HK17-60 Fractures data**



**HK17-60 Rose diagram for foliation and fracture data**



**HK17-60 Kamb plot contours**

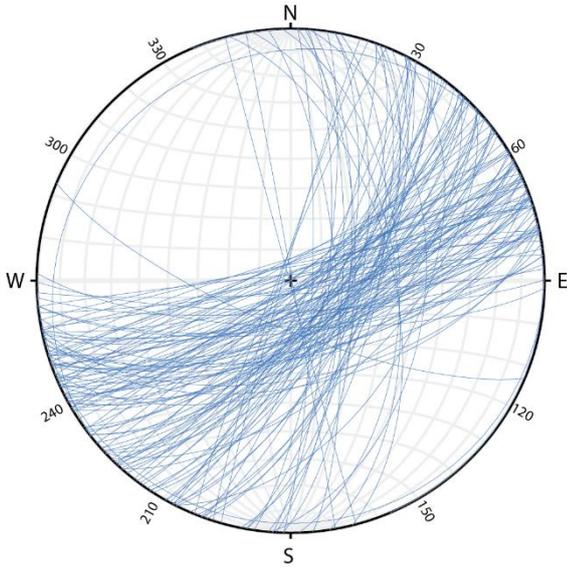


**HK17-60 Fracture sets**

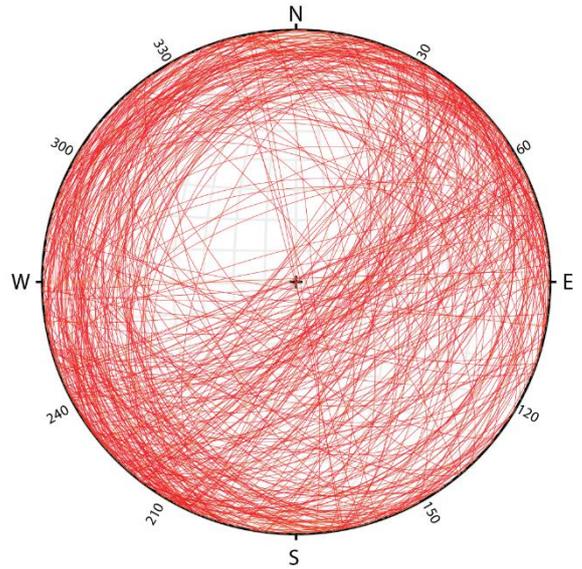
Strike	Dip	Description
25	60	Fractures link to foliation
205	36	Antithetic to S1 pendage faible à modéré
309	72	SE Frac striking NE pendage fort
317	26	SE Frac striking NE pendage faible
332	54	SSE Frac striking NE pendage faible à fort
154	30	SSE Frac striking SW pendage faible

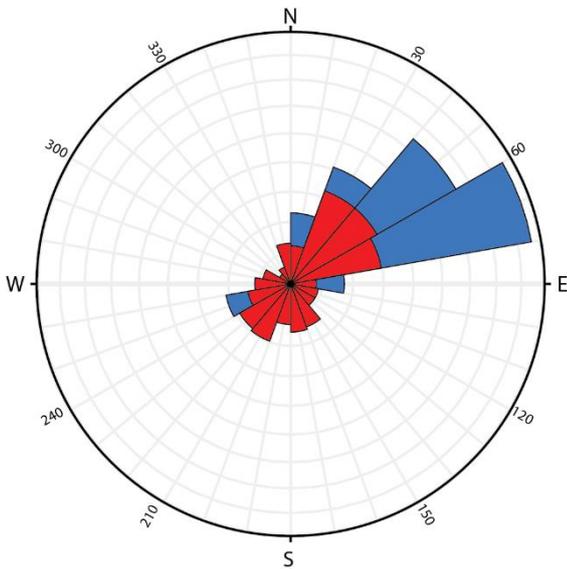
Kamb contours in Standard Deviations



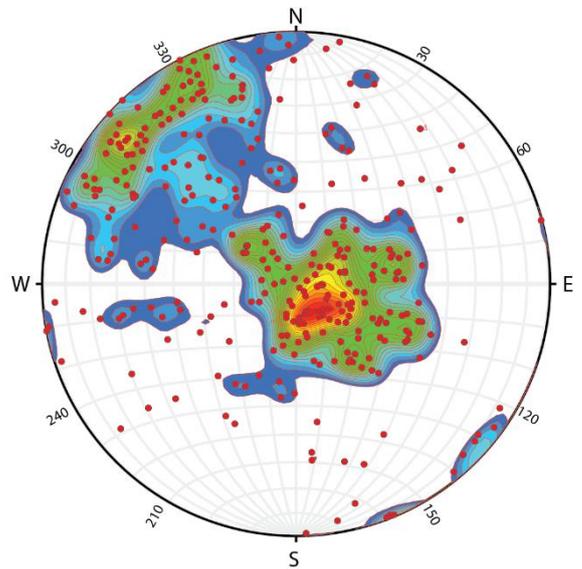
**HK17-57 Foliation data**



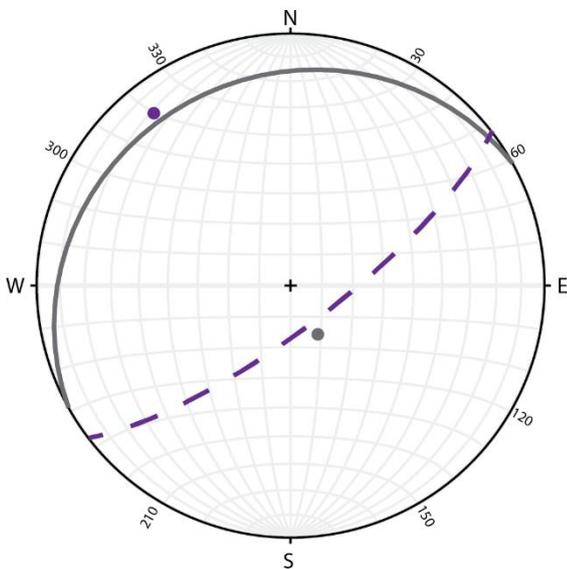
**HK17-57 Fractures data**



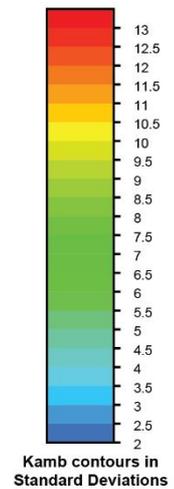
**HK17-57 Rose diagram for foliation and fracture data**



**HK17-57 Kamb plot contours**



**HK17-57 Fracture sets**





## **CHAPITRE 7 : Analyses des phases minérales associées aux zones mineralisées**

## Mineralized samples from Spitfire

Analysis #	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	TOTAL	Na+Ca+K
24-01-001	1,07	0,37	11,1	0	46,8	0	33,74	0	1,12	94,21	11,47
24-01-002	1,12	0,35	11,1	0	47,95	0	34,31	0	1,16	95,99	11,45
24-01-003	19,96	0	0	0,51	26,12	0,04	21,85	0,04	17,26	85,78	0,04
24-01-004	20,32	0,03	0,02	0,48	27,4	0	20,84	0	17,9	86,97	0,05
24-01-005	18,84	0,01	0,04	0,36	26,87	0,01	21,81	0	17,23	85,18	0,06
24-01-006	1,38	0,3	10,53	0	48	0	33,06	0	1,41	94,68	10,83
24-01-007	1,38	0,31	10,87	0,06	47,12	0	32,01	0,04	1,9	93,67	11,18
24-01-008	1,34	0,37	10,79	0	47,33	0	32,78	0	1,47	94,08	11,16
24-02-003	1,85	0,13	5,25	0,07	43,03	0,06	27,95	0,04	4,28	82,66	5,44
24-02-005	9,48	0,02	0,05	0,12	30,63	0,02	26,42	0	15,83	82,57	0,09
24-02-006	19,15	0,05	0	0,47	26,2	0,04	21,31	0	17,47	84,7	0,09
24-02-007	17,72	0,05	0,02	0,39	26,67	0,04	21,64	0	16,92	83,44	0,11
24-02-009	3,12	0,11	3,88	0,03	47,57	0,26	24,81	0	5,82	85,6	4,25
24-02-010	18,54	0	0,06	0,41	26,69	0	21,39	0,03	17,17	84,29	0,06
24-02-011	0,93	0,07	6,5	0	50,29	0,05	26,25	0	4,71	88,79	6,62
24-02-012	2,58	0,11	2,97	0,02	47,7	0,24	26,24	0,02	7,62	87,5	3,32
24-03-001	1,4	0,07	10,86	0,11	48,51	0	30,39	0	1,71	93,05	10,93
24-03-002	1,01	0,38	10,84	0,04	47,13	0	33,62	0	0,9	93,92	11,22
24-03-003	19,01	0,01	0,02	0,53	27,18	0	20,8	0	18,07	85,61	0,03
24-03-004	2,06	0,09	1,9	0	40,29	0,16	27,23	0	8,56	80,29	2,15
24-03-006	18,57	0	0,01	0,38	25,54	0,02	20,94	0	16,72	82,18	0,03
24-03-007	1,24	0,39	11,07	0	46,28	0	32,55	0	1,53	93,05	11,46
24-03-008	19,54	0,1	0,09	0,26	26,19	0	21,47	0	17,06	84,72	0,19
24-03-009	15,38	0,02	0,03	0,28	28,48	0,04	22,37	0,01	16,85	83,47	0,09
24-04-001	0,56	0,11	11,03	0,11	48,68	0	31,66	0	1,14	93,3	11,14
24-04-002	0,92	0,01	11,13	0,12	48,1	0	32,21	0	1,12	93,6	11,14
24-04-003	18,47	0	0,03	0,5	26,2	0	21,42	0,01	16,91	83,54	0,03
24-04-004	0,41	0,04	10,47	0,1	47,55	0	34,09	0	0,62	93,29	10,51
24-04-005	16,54	0,02	0	0,33	27,12	0,01	21,58	0,05	16,38	82,04	0,03
24-04-006	0,8	0,05	8,36	0	49,44	0	29,5	0	2,27	90,42	8,41
24-04-007	18,63	0,04	0	0,44	26,42	0,17	20,75	0,04	17,47	83,95	0,21
24-04-008	17,7	0,03	0,03	0,45	27,56	0,02	21,48	0,01	16,67	83,95	0,08
24-04-009	18,52	0,02	0,06	0,48	26,79	0	21,23	0,06	16,81	83,96	0,08
24-04-010	0,74	0,05	11,31	0,08	46,82	0	33,58	0,01	0,48	93,07	11,36
24-04-011	0,3	0	10,77	0,11	47,57	0	33,19	0	0,87	92,81	10,77
24-04-012	1,33	0,13	4,85	0	45,8	0,13	27,46	0	6,33	86,02	5,11
24-04-013	18,6	0	0,18	0,36	26,82	0	20,12	0,03	16,86	82,96	0,18
24-04-014	17,63	0	0,02	0,51	27,15	0,02	21,63	0,02	17,28	84,27	0,04
24-04-016	0,18	0,17	0,05	0,12	46,71	0,03	37,75	0	0,13	85,16	0,25
24-05-001	0,51	0,01	11,25	0,1	46,8	0	33,08	0	1,29	93,05	11,26
24-05-002	2,52	0,02	10,87	0,09	47,25	0	31,14	0	1,48	93,38	10,89
24-05-003	1,91	0,3	10,65	0	45,2	0	31,51	0,04	2,02	91,62	10,95
24-05-004	1,41	0,32	10,96	0,05	46,92	0	33,19	0,01	1,55	94,41	11,28
24-05-005	17,53	0,06	0,04	0,37	25,46	0,06	20,32	0,01	17,28	81,13	0,16

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
24-05-006	18,27	0	0	0,52	26,89	0,02	21,36	0,03	18,04	85,13	0,02
24-05-007	18,53	0	0	0,36	26,49	0,04	21,77	0	18,16	85,35	0,04
24-05-008	1,88	0,07	9,06	0	47,24	0	27,95	0	4,09	90,29	9,13
24-05-009	19,76	0,02	0	0,45	26,69	0	21,72	0,05	17,99	86,68	0,02
24-05-010	16,14	0,04	0,21	0,25	29,26	0,07	22,86	0,01	15,91	84,74	0,32
24-06-001	2,9	0,1	4,2	0	47,96	0,28	23,08	0	4,13	82,66	4,58
24-06-002	1,17	0,12	7,87	0,06	49,76	0,02	25,11	0,07	2,91	87,09	8,01
24-06-003	2,11	0,1	1,83	0,04	47,21	0,24	26,28	0	8,47	86,27	2,17
24-06-005	1,58	0,11	3,81	0	47,46	0,19	27,42	0,04	7,32	87,93	4,11
24-06-006	1,27	0,11	6,33	0	48,26	0,13	26,43	0,04	4,69	87,26	6,57
24-07-001	10,09	0,1	4,34	0,03	43,46	0,33	19,99	0,01	2,2	80,55	4,77
24-07-002	2,47	0,11	6,54	0	52,12	0,19	25,15	0,05	3,26	89,88	6,84
24-07-003	2,04	0,22	6,98	0,04	45,98	0,13	23,26	0,22	2,6	81,47	7,33
24-07-007	3,47	0,2	5,61	0,09	45,76	0,19	24,07	0,04	3,2	82,62	6
24-08-003	19,81	0,04	0,02	0,4	25,7	0	21,25	0	16,59	83,81	0,06
24-08-004	18,09	0	0,03	0,54	26,78	0,03	21,6	0,02	15,51	82,6	0,06
24-08-005	19,65	0	0	0,39	25,54	0,05	20,22	0	15,48	81,32	0,05
24-08-006	1,12	0,34	10,57	0	46,04	0	32,5	0,12	1,39	92,09	10,91
24-08-007	18,79	0,02	0,01	0,44	26,64	0,04	22,36	0	15,62	83,91	0,07
24-08-008	20,26	0	0,03	0,35	25,93	0	21,61	0	15,93	84,12	0,03
24-10-001	20,98	0	0,02	0,42	26,15	0	21,11	0,04	16,55	85,27	0,02
24-10-002	20,54	0,02	0,01	0,43	26,04	0,03	21,47	0,03	16,54	85,12	0,06
24-10-003	19,51	0,01	0,03	0,37	27,03	0,04	21,57	0,03	14,99	83,58	0,08
24-10-004	4,3	0,14	6,28	0,05	49,61	0,29	24,87	0,04	2,48	88,06	6,71
24-10-006	8,36	0,09	4,18	0,08	45,07	0,28	24,39	0,04	3,73	86,22	4,55
24-10-007	20,42	0	0,06	0,35	26,48	0,04	21,37	0,03	16,32	85,08	0,1
24-10-008	21,2	0	0	0,5	26,7	0,01	21,61	0,05	16,6	86,67	0,01
24-10-009	4,91	0,21	5,41	0	48,93	0,26	24,29	0,03	2,63	86,67	5,88
24-10-010	17,9	0,04	0,07	0,35	28,31	0,26	20,62	0,07	13,06	80,68	0,37
24-10-011	20,46	0,01	0	0,46	26,34	0	21,12	0,02	16,35	84,77	0,01
24-10-012	1,27	0,3	8,97	0	45,85	0	33,83	0	0,89	91,11	9,27
24-10-013	16,47	0,03	0,22	0,34	29,07	0,12	22,58	0,01	11,35	80,19	0,37
24-10-014	1,84	0,16	7,75	0	52,27	0,16	25,51	0,01	2,99	90,68	8,07
24-11-002	1,17	0,08	5,34	0	47,4	0,18	25,85	0,03	5,86	85,91	5,6
24-11-006	2,01	0,09	3,9	0,01	45,89	0,25	27,42	0,03	6,82	86,42	4,24
28-01-001	24,1	0,01	0,01	0,99	24,89	0	21,65	0,06	14,2	85,91	0,02
28-01-002	24,22	0,02	0	0,88	25,15	0,05	21,6	0,05	14,51	86,47	0,07
28-01-003	24,6	0	0,01	0,68	25,21	0	21,33	0,06	14,47	86,38	0,01
28-01-005	28,16	0,02	0,04	0,08	29,81	0,23	15,54	0	9,29	83,17	0,29
28-01-006	27,4	0,06	0,16	0,05	31,57	0,1	15,17	0	7,53	82,03	0,32
28-02-001	29,89	0,09	0,07	0,2	29,64	0,13	15,93	0	7,45	83,4	0,29
28-02-002	30,44	0	0,04	0,14	29,11	0,11	15,65	0,02	8,42	83,93	0,15
28-02-004	28,33	0,03	0	0,43	26,52	0	19,25	0,04	13,81	88,41	0,03
28-02-005	27,59	0	0	0,33	27,31	0,01	18,67	0,05	12,43	86,4	0,01
28-02-006	23,92	0,07	0,08	0,67	28,45	0,51	20,18	0	11,66	85,54	0,66
28-04-001	31,02	0,08	0	0,14	28,31	0,15	15,44	0	7,23	82,38	0,23

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
28-04-002	30,67	0,13	0,09	0,27	31,82	0,21	15,01	0,02	6,05	84,27	0,43
28-04-003	30,5	0,24	0,11	0,1	31,76	0,18	14,82	0	5,88	83,59	0,53
28-04-004	28,6	0,17	0,06	0,11	35,06	0,15	13,84	0,05	5,26	83,3	0,38
28-05-001	28,56	0,07	0,08	0,14	29,78	0,14	15,89	0	7,87	82,53	0,29
28-05-003	26,23	0,01	0	0,45	26,51	0	19,7	0,04	13,61	86,57	0,01
28-05-004	27,17	0,02	0	0,38	26,75	0,02	18,48	0	14,48	87,29	0,04
28-06-001	24,93	0,03	0,29	0	29,65	0,14	17,37	0,04	8,34	80,79	0,46
28-06-002	25,64	0	0	0,5	27,91	0,06	17,57	0	13,73	85,42	0,06
28-06-003	26,16	0	0,01	0,49	27,7	0	18,07	0,02	13,72	86,16	0,01
28-07-001	1,53	0,32	10,53	0	46,41	0	32,37	0,1	1,34	92,62	10,85
28-07-002	2,52	0,12	7,99	0,08	50,95	0,02	24,36	0,01	2,92	88,96	8,13
28-07-003	2,16	0,35	9,06	0,01	45,07	0,01	31,81	0,13	0,84	89,44	9,42
28-07-004	23,74	0	0,02	0,77	24,99	0	21,33	0,03	14,41	85,3	0,02
28-07-005	24,17	0,04	0,02	0,84	25,05	0	20,91	0,01	14,36	85,4	0,06
28-07-006	24,17	0	0,02	0,74	25,76	0,02	20,45	0,03	14,45	85,64	0,04
28-07-007	23,84	0	0	0,8	25,17	0,02	21,58	0,01	14,46	85,87	0,02
28-09-001	29,22	0,03	0,08	0,21	29,05	0,24	16,8	0	8,55	84,2	0,35
28-09-002	28,27	0,02	0,04	0,24	28,38	0,15	16,15	0	9,82	83,09	0,21
28-09-003	23,13	0,03	0,02	0,7	26,54	0	21,43	0	15,46	87,3	0,05
28-09-004	23,64	0	0,02	0,62	25,8	0	21,22	0,06	15,56	86,93	0,02
28-09-005	25,77	0,01	0,05	0,16	29,42	0,18	18,98	0,02	9,51	84,11	0,24
28-09-006	23,88	0	0	0,75	25,67	0,02	21,91	0,07	15,84	88,14	0,02
28-09-007	23,1	0,06	0,02	0,1	29,8	0,15	20,79	0,01	11,55	85,58	0,23
28-10-001	25,94	0,06	0	0,89	26,94	0,01	19,17	0,01	14,51	87,51	0,07
28-10-002	27,07	0,08	0,03	0,32	26,37	0,13	21,26	0	10,49	85,75	0,24
28-10-003	26,19	0,01	0	0,62	26,88	0,02	19,07	0	14,59	87,39	0,03
28-10-004	25,79	0,08	0	0,62	27,39	0	18,68	0,01	15,59	88,17	0,08
28-10-006	30,19	0,05	0,03	0,15	27,34	0,14	16,37	0,01	9,4	83,69	0,22
28-10-007	29,68	0,08	0,02	0,2	28,47	0,12	16,33	0,04	8,35	83,28	0,22
28-12-001	26,2	0,01	0	0,46	26,09	0,01	19,73	0,05	13,73	86,28	0,02
28-12-002	24,73	0,05	0,03	1,09	28,07	0,04	18,35	0,03	12,29	84,68	0,12
28-12-003	24,77	0,01	0	0,74	25,53	0	21,47	0,03	14,63	87,18	0,01
28-12-004	2,84	0,22	9,57	0	46,52	0,28	28,31	0,52	2,09	90,35	10,07
28-12-005	2,19	0,28	9,84	0,16	44,94	0,01	31,04	0,76	1,27	90,5	10,13
29-01-001	19,46	0,03	0,03	0,69	26,15	0,11	20,66	0,02	15,35	82,49	0,17
29-01-002	19,11	0	0,04	0,57	26,28	0,08	20,65	0,06	14,84	81,62	0,12
29-01-003	19,13	0,04	0,03	0,7	26,92	0,04	18,71	0,08	15,35	81	0,11
29-02-001	20,5	0,01	0	0,6	27,27	0	20,11	0,02	16,72	85,22	0,01
29-02-002	20,45	0,04	0	0,8	26,76	0	20,58	0,02	16,48	85,13	0,04
29-03-003	0,47	0,19	0,05	0	45,77	0,2	34,07	0	0,3	81,06	0,44
29-03-004	0,27	0,26	0,03	0,09	45,42	0,18	34,66	0,01	0,41	81,33	0,47
29-06-004	20,23	0	0,01	0,8	27,73	0,02	20,68	0,06	15,87	85,4	0,03
29-06-005	20,79	0,02	0	0,81	27,72	0	20,19	0	16,73	86,27	0,02
29-06-006	20,3	0	0	0,53	26,58	0,02	20,47	0,01	16,81	84,71	0,02
29-08-001	21,71	0,06	0,02	0,73	26,48	0,03	20,4	0,04	17,02	86,48	0,11
29-08-002	3,16	0,15	0,12	0,07	46,84	0,34	31,36	0,01	0,85	82,89	0,61

Analysis #	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	TOTAL	Na+Ca+K
29-08-003	22,34	0	0	0,47	25,47	0,01	21,68	0,03	16,02	86,02	0,01
29-08-004	1,98	0,15	0,09	0,1	45,74	0,3	32,28	0	0,7	81,34	0,54
29-08-005	21,67	0	0	0,59	26,17	0,03	20,77	0,07	16,43	85,73	0,03
29-08-006	18,94	0,08	0,14	0,6	29,73	0,2	20,14	0,04	15,3	85,16	0,42
29-08-007	21,92	0	0	0,77	26,56	0	20,75	0	16,65	86,65	0
29-08-008	20,76	0,04	0,02	0,7	27,33	0,07	21,62	0,05	15,91	86,5	0,13
29-09-001	19,35	0,04	0,02	0,76	26,26	0,04	20,58	0,01	15,21	82,26	0,1
29-09-002	18,35	0,07	0,01	0,56	26,72	0,03	19,77	0,05	15,15	80,71	0,11
34-06-001	1,06	0,15	0,24	0	43,77	0,17	35,58	0	0,47	81,44	0,56
34-06-002	0,27	0,24	0,1	0	45,43	0,08	37,64	0,01	0,25	84,01	0,42
34-06-004	0,52	0,14	0,16	0,07	45,42	0,12	36,78	0,01	0,4	83,63	0,42
34-08-002	0,43	0,19	0,18	0	45,35	0,1	36,18	0,01	0,24	82,67	0,47
34-08-004	0,33	0,24	0,12	0,01	44,64	0,2	35,89	0	0,18	81,6	0,56
35-01-001	14,38	0,09	2,45	0	46,96	0,67	23,65	0,01	3,07	91,27	3,21
35-01-002	12,17	0,16	4,32	0	48,53	0,58	22,53	0	2,45	90,75	5,06
35-01-003	11,12	0,09	4,45	0	48,39	0,39	20,64	0	1,98	87,06	4,93
35-01-004	13,97	0,09	2,31	0	44,68	0,76	23,88	0	3,07	88,77	3,16
35-01-005	13,69	0,09	2,43	0	44,59	0,75	23,85	0	2,89	88,3	3,27
35-01-006	14,86	0,08	2,03	0	42,97	0,75	24,49	0,02	3,3	88,5	2,86
35-01-007	13,84	0,06	2,58	0	44,43	0,79	23,9	0	3,16	88,75	3,43
35-01-008	15,11	0,09	2,65	0,04	43,15	0,91	21,59	0	3,2	86,74	3,65
35-04-002	12,73	0,11	3,85	0	44,51	0,83	21,28	0	2,49	85,79	4,79
35-04-004	14,94	0,09	3,22	0	44	0,72	20,31	0	2,96	86,24	4,03
35-04-005	14,12	0,06	3,68	0,08	45,18	0,71	22,41	0	2,91	89,16	4,45
35-04-006	13,06	0,13	3,91	0,13	48,05	0,77	22,15	0,02	2,83	91,06	4,81
35-04-007	14,19	0,15	3,63	0	46,01	0,87	22,48	0	2,83	90,16	4,65
35-04-009	14,85	0,14	3,32	0	44,61	0,82	22,37	0,01	2,97	89,07	4,28
35-04-010	14,09	0,08	3,74	0,06	44,34	0,86	22,86	0,01	2,77	88,82	4,68
35-04-011	11,19	0,13	4,2	0	45,88	0,61	23,8	0,01	2,18	88,01	4,94
35-04-013	14,43	0,11	3,33	0	44,68	0,65	22,41	0,03	2,92	88,56	4,09
35-04-014	16,73	0,08	2,99	0	44,6	0,8	22,28	0	3,37	90,85	3,87
35-04-015	11,54	0,09	3,66	0,09	42,74	0,59	20,29	0	2,23	81,22	4,34
35-04-016	13,64	0,12	3,78	0,09	43,06	1,21	21,67	0,03	2,76	86,36	5,11
35-04-017	10,94	0,04	4,33	0	45,79	0,61	21,15	0,01	2,11	84,96	4,98
35-05-001	12,44	0,1	2,35	0,07	41,13	0,65	23,8	0	3,04	83,57	3,1
35-05-002	15,58	0,11	1,91	0,13	40,7	0,64	24,21	0,01	3,56	86,86	2,66
35-05-003	13,71	0,07	2,46	0,05	41,69	0,76	23,55	0	2,99	85,28	3,29
35-05-004	13,01	0,09	1,68	0,09	40,91	0,62	25,72	0	2,94	85,06	2,39
35-05-005	15,22	0,09	2,9	0	45,11	0,67	22,59	0	3,27	89,85	3,66
35-05-007	15,63	0,06	1,86	0,01	42,28	0,66	24,36	0	3,49	88,34	2,58
35-05-008	14,84	0,1	2,84	0	41,3	0,89	20,57	0	3,09	83,63	3,83
35-05-009	16,32	0,11	2,38	0	42,73	0,85	22,99	0,02	3,34	88,72	3,34
35-05-010	17,04	0,06	1,95	0,02	43,77	0,69	22,48	0	3,68	89,68	2,7
35-07-001	16,67	0,09	3,16	0,05	45,08	0,86	22,51	0	3,25	91,66	4,11
35-07-002	16,99	0,14	2,78	0	43,45	0,68	22,33	0	3,45	89,82	3,6
35-07-003	14,94	0,09	4	0	46,69	0,61	21,54	0,02	2,28	90,17	4,7

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
35-07-004	15,6	0,03	3,79	0	48,17	0,83	18,76	0,02	2,05	89,24	4,65
35-07-005	15,01	0,07	3,89	0	48,68	0,99	19,74	0	1,95	90,34	4,95
35-07-006	14,57	0,1	3,55	0,01	49,55	0,93	20,08	0,01	2,05	90,85	4,58
35-07-007	15,27	0,08	2,91	0,01	42,52	0,74	21,38	0,02	2,75	85,68	3,73
35-07-008	13,89	0,11	2,6	0	47,83	0,98	19,11	0	2,18	86,7	3,69
35-08-001	8,57	0,07	4,21	0,05	46,9	0,61	20,76	0	2,31	83,49	4,89
35-08-002	11,22	0,12	1,49	0	42,97	0,61	27,38	0	2,99	86,77	2,22
35-08-003	12,34	0,07	3,34	0,01	47,11	0,77	23,88	0	2,69	90,2	4,18
35-08-004	11,45	0,09	1,45	0	43,65	0,52	28,06	0	2,79	88,02	2,06
35-08-006	6,86	0,08	0,93	0	42,2	0,43	27,18	0	2,39	80,07	1,44
35-08-009	11,82	0,07	1,54	0,07	42,7	0,63	26,64	0	3,02	86,49	2,24
35-08-010	11,43	0,08	1,94	0	44,86	0,63	26,21	0	2,69	87,85	2,65
35-09-001	15,6	0,05	1,91	0	44,51	0,64	22,23	0	3,38	88,32	2,6
35-09-002	15,4	0,05	2,91	0,02	42,18	0,73	21,5	0,01	3,23	86,03	3,69
35-09-003	18,49	0,07	1,78	0,02	42,14	0,7	20,96	0,04	3,77	87,98	2,55
35-09-004	15,75	0,05	1,85	0	41,98	0,72	24,74	0,02	3,61	88,72	2,62
35-09-005	17,47	0,08	1,99	0	41,06	0,73	21,83	0	3,64	86,8	2,8
35-09-006	17,3	0,09	1,62	0	39,47	0,67	23,65	0,03	3,84	86,67	2,38
35-09-007	15,01	0,06	2,13	0	42,98	0,73	23,74	0,01	3,14	87,8	2,92
35-09-008	16,84	0,1	1,6	0	38,14	0,86	20,46	0,02	3,6	81,61	2,56
35-09-009	17,99	0,06	2,48	0	40,94	0,65	22,19	0	3,84	88,14	3,19
35-09-010	14,42	0,03	1,34	0,01	38,84	0,47	23,8	0	3,13	82,04	1,84
35-10-001	15,94	0,03	2,28	0	44,06	0,7	23,36	0,01	3,19	89,57	3,01
35-10-002	15,22	0,07	2,34	0	42,32	0,67	20,36	0,04	2,98	84,01	3,08
35-10-005	12,7	0,05	3,01	0,12	47,21	0,62	23,57	0,01	2,6	89,9	3,68
35-10-006	14,39	0,07	2,52	0	44,6	0,64	21,83	0	2,97	87,02	3,23
35-10-007	14,48	0,06	1,9	0,01	43,18	0,63	23,63	0,01	2,95	86,85	2,59
35-10-008	11,91	0,1	1,46	0	43,78	0,69	25,34	0,01	2,84	86,12	2,25
35-10-009	14,79	0,05	2,17	0	44,25	0,75	22,58	0,03	3,07	87,67	2,97
35-10-010	12,98	0,1	1,72	0,01	42,69	0,69	22,86	0,02	3,01	84,07	2,51
35-11-001	14,42	0,13	4,13	0	44,57	0,5	22,14	0	2,61	88,51	4,76
35-11-002	10,91	0,16	4,57	0,11	43,06	0,43	21,05	0	1,9	82,2	5,16
35-11-003	14,15	0,07	3,44	0	41,79	0,33	21,46	0	2,86	84,11	3,84
35-11-006	12,4	0,17	4,49	0	46,17	0,33	23,15	0	2,45	89,17	4,99
35-11-007	13,35	0,13	4,48	0,08	46,15	0,24	23,33	0,01	2,69	90,46	4,85
35-11-008	11,04	0,15	4,89	0,06	45,19	0,33	23,07	0,01	2,1	86,84	5,37
35-12-001	11,71	0,12	4,4	0	47,43	0,57	23,59	0	2,5	90,31	5,09
35-12-002	13,51	0,08	3,88	0	45,04	0,68	23,06	0,04	2,85	89,14	4,64
35-12-003	13,08	0,1	4,49	0	46,24	0,52	23,41	0,02	2,52	90,39	5,11
35-12-004	9,24	0,08	5,07	0,09	48,64	0,54	21,4	0	1,83	86,9	5,69
35-12-005	13,2	0,17	4,27	0	45,91	0,47	23	0,04	2,36	89,41	4,91
35-12-006	14,9	0,09	3,73	0	44,7	0,61	23,09	0	3,06	90,17	4,43
35-13-001	16,27	0,11	3,19	0	44,83	0,6	23,37	0	3,09	91,46	3,9
35-13-002	16,66	0,14	2,78	0	44,98	0,57	23,44	0,04	3,01	91,64	3,49
35-13-003	14,29	0,06	2,09	0	40,52	0,6	24,98	0	3,02	85,56	2,75
35-13-005	13,32	0,11	2,49	0	40,53	0,69	23,3	0,02	2,9	83,35	3,29

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
35-13-006	12,89	0,13	2,77	0,08	43,18	0,63	21,99	0,02	2,19	83,88	3,53
35-13-007	14,72	0,05	2,59	0,03	41,82	0,62	22,48	0	2,88	85,19	3,26
35-13-008	15,38	0,1	2,89	0,01	43,66	0,62	23,43	0	2,9	89	3,61
35-13-009	15,01	0,11	3,75	0	44,02	0,61	22,56	0,03	2,69	88,77	4,47
35-13-010	12,36	0,17	4,56	0	43,17	0,45	21,38	0	1,97	84,06	5,18
35-13-011	12,4	0,17	3,84	0,02	41,36	0,58	22,25	0,04	2,13	82,8	4,59
35-13-012	15,23	0,08	2,95	0	42,29	0,72	21,48	0	3,11	85,85	3,75
35-13-013	15,06	0,04	3,71	0	45,36	0,62	22,51	0	2,89	90,18	4,37
35-13-015	14,57	0,09	3,5	0,01	42,89	0,39	22,19	0	2,74	86,39	3,98
35-13-016	12,45	0,14	4,78	0,01	45,98	0,52	21,69	0,03	2,3	87,89	5,44
35-13-017	14,9	0,1	2,86	0	42,26	0,63	22,33	0,04	3,18	86,3	3,59
35-13-018	14,46	0,14	3,06	0	42,86	0,6	21,88	0	2,83	85,83	3,8
35-13-019	14,53	0,13	3,29	0,06	44,36	0,65	22,68	0,04	2,96	88,69	4,07
35-13-020	12,93	0,12	3,85	0,05	45,79	0,83	22,65	0,02	2,51	88,74	4,8
38-01	1,21	0,37	10,36	0	45,53	0	35,04	0,02	0,44	92,97	10,73
38-02	1,45	0,07	2,8	0	50,43	0,21	32,03	0	2,17	89,16	3,08
38-04	1,21	0,16	5,59	0	46,89	0,19	33,48	0,06	0,84	88,42	5,94
38-06	1,26	0,07	2,71	0	47,27	0,13	29,13	0	1,88	82,45	2,91
38-08	4,36	0,4	1,43	0	39,92	0,2	31,79	0,04	5,52	83,65	2,03
38-09	1,43	0,19	6,53	0,05	45,31	0,09	34,99	0,16	0,43	89,18	6,81
38-010	1,01	0,08	2,66	0	50,13	0,21	30,77	0	2,56	87,43	2,95
38-011	1	0,06	1,75	0	49,76	0,33	33,77	0	1,64	88,31	2,14
38-015	1,9	0,17	6,1	0	50,16	0,17	29,04	0,05	2,64	90,23	6,44
38-016	1,35	0,13	8,03	0	54,48	0,15	23,08	0,06	5,29	92,57	8,31
38-019	3,2	0,15	5,53	0,04	49,8	0,21	27,57	0,02	2,67	89,18	5,89

## Barren samples from Spitfire

Analysis #	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	TOTAL	Na+Ca+K
HL15-27-08_01	26,3	0	0	1,36	25,34	0,06	21,53	0,04	12,66	87,28	0,06
HL15-27-08_02	26,44	0,04	0,02	1,42	25,3	0,01	20,46	0,05	13,48	87,21	0,07
HL15-27-08_03	1,69	0,26	9,21	0,14	45,34	0,09	33,42	0,21	1,2	91,56	9,56
HL15-27-08_04	14,38	0,05	3,29	0,17	32,35	0,01	24,54	0,01	11,73	86,53	3,35
HL15-27-08_05	24,94	0,04	0,18	0,37	26,33	0,08	19,88	0,7	12,25	84,75	0,3
HL15-27-08_07	22,11	0,02	0,34	0,36	28,06	0,06	20,55	0,62	14,13	86,24	0,42
HL15-27-08_08	10,66	0,06	4,79	0,16	41,63	0,08	29,34	0,01	8,2	94,94	4,93
HL15-27-08_09	23,15	0,05	0,23	1,44	22,44	1,91	20,55	0,1	12,36	82,23	2,19
HL15-27-08_010	1,82	0,33	10,83	0	47,71	0	32,51	0,23	1,52	94,95	11,16
HL15-27-08_011	1,7	0,11	10,64	0,07	47,58	0,01	36,74	0,11	0,49	97,43	10,76
HL15-27-08_012	16,75	0,03	0,04	0,19	29,02	0,07	23,94	0	17,02	87,05	0,14
HL15-33-11_02	20,79	0,05	0,13	0,76	27,88	0,01	19,57	0,11	17,75	87,04	0,19
HL15-33-11_03	19,68	0,05	0,31	0,69	28,11	0,01	21,84	0,14	16,81	87,63	0,37
HL15-33-11_04	6,81	0,06	3,79	0,15	37,89	0,11	23,55	0,35	13,69	86,4	3,96
HL15-33-11_05	3,59	0,13	6,01	0	40,76	0,13	22,39	0,19	9,05	82,26	6,27
HL15-33-11_06	3,7	0,08	1,38	0	37,44	0,15	27,13	0,06	15,69	85,64	1,61
HL15-33-11_07	21,04	0	0,01	0,97	27,36	0,12	19,72	0	18,03	87,25	0,13
HL15-33-11_08	21,67	0,1	0,14	0,93	27,2	0	20,08	0,04	17,64	87,81	0,24
HL15-33-11_09	21,53	0,06	0,04	1,06	26,22	0,01	20,29	0,09	18,01	87,31	0,11
HL15-33-11_010	22,68	0	0,04	0,94	25,97	0,01	21,67	0,06	16,93	88,31	0,05
HL15-33-11_011	21,65	0,03	0,04	0,96	27,03	0	19,84	0,04	17,45	87,04	0,07
HL15-33-11_012	21,66	0,03	0,03	0,94	26,42	0	20,28	0,04	17,35	86,76	0,06
HL15-33-11_013	3,24	0,05	6,56	0,08	43,47	0,04	22,71	0,18	6,31	82,64	6,65
HL15-33-11_014	5,75	0,03	1,17	0	35,73	0,19	23,24	0,02	18,7	84,84	1,39
HL15-33-11_015	20,5	0,04	0,03	0,81	27,12	0	21,52	0,02	16,8	86,82	0,07
HL15-33-11_016	1,43	0,33	10,68	0,16	46,53	0	32,02	0,04	1,48	92,66	11,01
HL15-33-11_017	1,27	0,3	10,73	0	45,04	0,01	33,54	0,02	0,68	91,58	11,04
HL15-33-11_018	3,82	0,02	3,24	0,05	39,19	0,12	24,81	0	12,31	83,56	3,38
HL15-33-11_019	1,11	0,1	10,62	0,03	48,31	0	31,35	0,05	1,7	93,26	10,72
HL15-33-11_020	1,84	0,21	10,64	0	45,81	0	32,19	0,31	1,22	92,22	10,85
HL15-33-11_022	20,81	0,07	0,05	0,86	25,89	0	21,68	0	17,3	86,66	0,12
HL15-33-11_023	20,77	0,01	0,01	0,85	25,79	0	21,59	0,02	17,25	86,29	0,02
HL15-33-11_024	20,76	0,02	0	0,7	25,45	0,05	21,33	0,03	17,64	85,99	0,07
HL15-33-11_025	20,02	0,03	0,03	0,9	25,59	0	20	0,08	18,15	84,8	0,06
HL15-33-11_026	9,81	0,1	0,1	0,04	29,25	0,18	20,13	0,02	23,26	82,89	0,38
HL15-33-11_027	21,58	0,02	0,04	0,63	25,58	0	21,44	0,01	17,47	86,78	0,06
HL15-33-11_028	2,3	0,04	5,82	0	42,41	0,13	29,59	0	4,36	84,64	5,99
HL15-33-11_029	2,35	0,43	10,12	0,16	43,26	0	33,19	0,41	1,77	91,68	10,55
HL15-33-11_031	21,69	0,02	0,08	0,89	27,34	0,02	20,55	0,08	16,61	87,29	0,12
HL15-33-11_032	22,5	0	0,07	0,85	27,39	0,01	20,29	0,16	17,02	88,3	0,08
HL15-33-11_033	2,74	0,11	9,28	0,1	50,4	0,05	26,21	0,07	3,19	92,16	9,44
HL15-33-11_034	6,92	0,06	8,67	0,01	45,43	0,1	23,98	0,02	3,43	88,62	8,83
HL15-33-11_035	20,63	0,04	0,06	0,99	27,18	0	19,62	0,05	17,52	86,09	0,1
HL15-33-11_036	9,73	0,08	2,94	0,29	38,1	0,06	21,36	0,6	13,51	86,65	3,08

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
HL15-33-18_01	24,18	0	0,05	0,63	25,56	0,05	21,7	0,08	14,43	86,67	0,1
HL15-33-18_02	1,54	0,42	10,58	0,03	46,96	0,01	33,38	0	1,16	94,06	11,01
HL15-33-18_03	1,43	0,32	11,23	0	46,41	0	33,24	0,03	1,19	93,85	11,55
HL15-33-18_04	1,5	0,34	10,88	0,04	46,99	0	34,37	0	0,87	94,99	11,22
HL15-33-18_05	10,63	0	0,79	0,11	31,4	0,02	21,62	1,14	21,37	87,09	0,81
HL15-33-18_06	1,45	0,3	11,05	0,03	46,97	0	33,88	0	1,19	94,88	11,35
HL15-33-18_07	1,56	0,34	10,65	0,05	46,69	0	33,62	0,01	1,36	94,28	10,99
HL15-33-18_08	6,58	0,02	3,17	0	38,62	0,06	25,57	0,36	15,69	90,07	3,25
HL15-33-18_09	8,49	0,04	3,05	0,11	36,83	0,06	22,72	0,7	16,61	88,62	3,15
HL15-33-18_010	2,46	0,21	9,19	0,02	44,66	0	32,65	0,3	2,27	91,76	9,4
HL15-33-18_011	24,5	0,01	0	0,68	25,57	0	20,73	0,04	15,17	86,7	0,01
HL15-33-18_012	12,71	0,02	1,06	0,18	32,06	0,03	21,71	1,02	18,7	87,49	1,11
HL16-43-07_01	0,29	0,14	9,43	0	50,09	0,34	29,47	0,09	2,98	92,82	9,91
HL16-43-07_02	1,32	0,2	10,36	0	46,53	0	31,25	0,27	1,42	91,35	10,56
HL16-43-07_03	0,95	0,25	10,65	0,11	45,95	0,15	29,71	0,08	2,17	90,03	11,05
HL16-43-07_04	1	0,29	10,93	0	45,77	0	33,95	0,02	1,02	92,99	11,22
HL16-43-07_05	1,28	0,24	11,26	0	47,86	0	32,32	0,16	1,84	94,96	11,5
HL16-43-07_06	1,28	0,2	10,68	0,01	47,75	0	32,42	0,16	1,92	94,42	10,88
HL16-43-07_08	0,5	0,06	8,89	0	48,7	0,2	26,82	0,02	3,11	88,31	9,15
HL16-43-07_09	0,9	0,03	2,76	0	38,67	0,12	29,28	0,14	10,74	82,64	2,91

## Barren samples outside Spitfire

Analysis #	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	TOTAL	Na+Ca+K
HK17-61-06_01	2,19	0,24	10,48	0,05	47,35	0,04	31,09	0,22	2,07	93,73	10,76
HK17-61-06_02	2,16	0,28	10,88	0	47,34	0	31,4	0,14	1,94	94,14	11,16
HK17-61-06_03	2,2	0,34	10,83	0	46,33	0	31,9	0,08	1,71	93,38	11,17
HK17-61-06_04	14,09	0,28	7,23	0,07	38,98	0,11	18,6	0,37	9,65	89,38	7,62
HK17-61-06_05	1,74	0,09	6,08	0,07	72,51	0,06	15,86	0,25	1,66	98,33	6,23
HK17-61-06_06	5,32	0,29	7,21	0	57,57	0,04	20,57	0,5	4,2	95,7	7,54
HK17-61-06_08	18,26	0,31	6,69	0,06	33,04	0,18	17,8	0,63	12,41	89,38	7,18
HK17-61-06_09	18,1	0,11	6,05	0,1	35,64	0,06	20,78	0,76	11,77	93,36	6,22
HK17-61-06_010	11,52	0,3	7,31	0,01	47,06	0	15,98	1,18	7,88	91,24	7,61
HK17-61-06_011	17,18	0,17	8,33	0,02	35,52	0,1	19,86	0,02	11,6	92,8	8,6
HK17-61-06_012	7,21	0,07	4,4	0	45,41	0,42	25,21	0	10,51	93,23	4,89
HK17-61-06_013	3,23	0,26	10,11	0	46,46	0,07	32,77	0,06	2,43	95,38	10,44
HK17-61-06_014	11,12	0,12	1,44	0,07	37,2	0,23	24,22	0,02	13,66	88,09	1,79
HK17-61-06_015	4,63	0,06	4,35	0,03	47,47	0,28	25,71	0	9,51	92,04	4,69
HK17-61-06_016	2,68	0,17	11,09	0	57,32	0,22	21,37	0,06	5,25	98,17	11,48
HK17-61-06_017	1,5	0,25	6,41	0	59,28	0,11	21,79	0,09	2,3	91,73	6,77
HK17-61-06_018	5,63	0,03	0,19	0	33,72	0,08	27,77	0,03	17,74	85,19	0,3
HK17-61-06_019	16,49	0,01	8,81	0,07	35,95	0	19,69	0,1	12,65	93,76	8,82
HK17-61-06_020	4,77	0,01	0,44	0	35,64	0,08	28,43	0,07	17,09	86,54	0,53
HK17-61-06_021	16,05	0,09	9,13	0,05	35,51	0	19,17	0,05	12,52	92,57	9,22
HK17-61-06_022	0,71	0,37	10,62	0	44,97	0	36,19	0,13	0,25	93,25	10,99
HK17-61-06_023	0,44	0,51	10,98	0	45,85	0	37,03	0,1	0,11	95,02	11,49
HK17-61-06_024	0,67	0,51	10,65	0,06	43,82	0,06	35,75	0,12	0,17	91,81	11,22
HK17-61-06_025	29,31	0,01	0	0,56	39,13	1,74	22,22	0,13	9	102,08	1,75
HK17-61-06_026	18,61	0,05	6,34	0	33,58	0,09	18,88	0,07	14,15	91,77	6,48
HK17-61-06_027	20,72	0,12	4,23	0,07	31,48	0,35	19,38	0,12	14,31	90,78	4,7
HK17-61-06_028	28,53	0	0	0,71	39,09	1,57	21,68	0,13	9,2	100,91	1,57
HK17-61-06_029	17,82	0,23	6,87	0,06	32,35	0,24	18,9	0,15	13,19	89,79	7,34
HK17-61-06_030	28,3	0	0,03	0,59	39,71	1,59	22,15	0,12	9,36	101,86	1,62
HK17-61-06_031	9,67	0,1	0,88	0,07	41,78	0,29	22,61	0	13,6	89,01	1,27
HK17-61-06_032	18,97	0,13	7,78	0	32,49	0,08	18,05	0,38	12,45	90,32	7,99
HK17-61-06_033	6,6	0,05	4,81	0,04	43,32	0,03	20,7	1,51	14,25	91,32	4,89
HK17-61-06_034	16,79	0,21	8,26	0,03	37,66	0,01	15,13	1,6	12,65	92,34	8,48
HK17-61-06_035	16,43	0,09	9,36	0	36,11	0,01	19,64	0,12	11,65	93,43	9,46
HK17-61-06_036	15,4	0,09	6,55	0	37,86	0,07	17,85	1,99	12,18	91,98	6,71
HK17-61-06_037	18,25	0,1	9,32	0,1	39,06	0	16,14	2,06	12,03	97,05	9,42
HK17-61-06_038	0,19	0,25	16,41	0,03	66,91	0	18,97	0	0,14	102,9	16,66
HK17-61-06_039	17,5	0,13	8,78	0	39,18	0,03	16,37	2,07	11,72	95,78	8,94
HK17-61-06_040	28,68	0,01	0	0,59	39,03	1,28	21,84	0,05	8,86	100,33	1,29
HK17-61-06_041	29,2	0,06	0,03	0,77	39,43	1,36	22	0,04	8,66	101,55	1,45
HK17-61-06_042	1,67	0,06	0,15	0	44,04	0,03	34,31	0,01	4,64	84,92	0,24
HK17-61-06_043	6,92	0,04	0,17	0	32,94	0,07	26,64	0,04	18,83	85,64	0,28
HK17-61-06_044	6,25	0,04	0,31	0	33,61	0,05	27,66	0,14	19,17	87,22	0,4
HK17-61-06_045	16,45	0,17	8,03	0	34,7	0,07	17,8	0,05	13,98	91,25	8,27

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
HK17-61-06_046	28,7	0,01	0,03	0,74	38,57	1,46	21,82	0,09	9,23	100,66	1,5
HK17-61-06_047	17,68	0,21	9,18	0	35,67	0,01	18,72	0,12	12,47	94,06	9,4
HK17-61-06_048	29,17	0,04	0	0,59	38,95	1,65	21,91	0,62	8,73	101,66	1,69
HK17-61-06_049	4,53	0,06	0,2	0,05	38,25	0	32,24	0,07	11,91	87,32	0,26
HK17-61-06_050	8,33	0,01	0,08	0,02	33,09	0,06	26,2	0,03	19,56	87,37	0,15
HK17-61-10_01	1,03	0,64	10,74	0	45,91	0	35,25	0,17	0,24	93,97	11,38
HK17-61-10_02	30,36	0,11	0,13	0,07	24,73	0,16	21,97	0,09	9,74	87,36	0,4
HK17-61-10_03	1,12	0,51	10,4	0,15	46,23	0,01	36,37	0,15	0,29	95,24	10,92
HK17-61-10_04	1,71	0,53	9,76	0	46,71	0,56	34,06	0,07	1,47	94,87	10,85
HK17-61-10_05	1,07	0,72	8,67	0	44,91	1,79	37,76	0,04	0,52	95,47	11,18
HK17-61-10_06	1,03	0,68	10,55	0,06	46,55	0,01	33,65	0,09	0,4	93,01	11,24
HK17-61-10_07	25,73	0,05	0,14	0	23,58	0,04	20,77	0,01	13,65	83,99	0,23
HK17-61-10_08	1,11	0,6	10,52	0	45,42	0,03	34,88	0,2	0,54	93,29	11,15
HK17-61-10_09	1,37	0,51	10,53	0	45,89	0	35,47	0,15	0,07	94	11,04
HK17-61-10_010	17,73	0	0,34	0,07	31,75	0,21	22,48	0	17,62	90,19	0,55
HK17-61-10_011	6,23	0,51	7,82	0	44,11	0,04	31,83	0,08	4,28	94,91	8,37
HK17-61-10_012	28,01	0,04	0,02	0	25,02	0,05	22,71	0,03	12,43	88,32	0,11
HK17-61-10_013	1,47	0,48	10,34	0,05	47,23	0,07	33,98	0,06	1,1	94,78	10,89
HK17-61-10_014	27,58	0,11	0,07	0,13	25,11	0,08	22,67	0,04	12,34	88,13	0,26
HK17-72-21_01	15,49	0,05	0	0,28	27,13	0	21,22	0,03	22,07	86,26	0,05
HK17-72-21_08	15,74	0,06	0,06	0,23	27,38	0,03	20,34	0,03	22,1	85,97	0,15
HK17-72-21_010	14,5	0	0,01	0,18	26,26	0,03	21,33	0,05	21,37	83,73	0,04
HK18-86-06_01	2,67	0,23	0,36	0,00	36,39	0,19	31,65	0,01	17,85	89,37	0,77
HK18-86-06_02	2,58	0,08	0,19	0,01	34,60	0,15	31,60	0,02	18,35	87,50	0,42
HK18-86-06_03	2,81	0,12	0,18	0,05	35,59	0,17	31,68	0,02	18,78	89,24	0,47
HK18-86-06_04	2,49	0,04	0,23	0,03	36,05	0,16	31,82	0,05	18,45	89,29	0,42
HK18-86-06_05	2,66	0,09	0,16	0,00	35,02	0,15	31,33	0,02	18,89	88,35	0,40
HK18-86-06_06	1,17	0,20	10,32	0,02	48,41	0,01	31,48	0,23	2,51	94,43	10,54
HK18-86-06_07	0,99	0,21	10,59	0,02	46,90	0,01	34,95	0,34	2,04	96,03	10,81
HK18-86-06_08	1,26	0,05	10,28	0,01	49,80	0,02	31,39	0,28	2,32	95,47	10,35
HK18-86-06_09	1,08	0,16	10,49	0,03	47,60	0,05	30,31	0,20	2,26	92,14	10,70
HK18-86-09_01	1,32	0,00	0,22	0,00	36,47	0,15	35,49	0,00	14,34	88,06	0,37
HK18-86-09_02	1,21	0,05	0,29	0,01	37,07	0,13	35,31	0,01	13,85	88,01	0,47
HK18-86-09_03	1,12	0,00	0,42	0,00	36,71	0,10	35,42	0,03	13,70	87,53	0,52
HK18-86-09_04	1,05	0,01	0,34	0,01	36,96	0,08	35,57	0,02	13,71	87,81	0,42
HK18-86-09_05	1,43	0,01	0,19	0,01	36,03	0,13	35,37	0,02	14,76	87,93	0,33
HK18-86-09_06	1,02	0,02	0,22	0,03	36,98	0,08	35,04	0,01	13,77	87,14	0,32
HK18-86-09_07	0,41	0,03	10,92	0,01	49,94	0,01	33,63	0,01	1,85	96,79	10,96
HK18-86-09_08	0,94	0,05	10,50	0,05	52,49	0,05	30,65	0,01	2,54	97,12	10,59
HK18-86-09_09	0,47	0,02	11,49	0,03	47,63	0,02	35,78	0,01	1,18	96,60	11,52
HK18-86-09_10	0,84	0,03	10,82	0,04	50,07	0,02	32,68	0,01	2,04	96,52	10,87
HK18-86-09_11	0,36	0,06	11,10	0,02	47,82	0,01	38,94	0,02	0,15	98,44	11,17
HK18-86-09_12	1,11	0,04	10,20	0,04	50,37	0,05	31,51	0,02	2,17	95,39	10,29
HK18-86-09_13	1,36	0,05	6,84	0,01	45,12	0,07	31,16	0,04	6,88	91,53	6,97
HK18-86-09_14	0,90	0,02	0,41	0,01	36,35	0,06	35,58	0,01	13,54	86,90	0,48
HK18-86-09_15	0,87	0,01	0,50	0,05	38,42	0,12	36,57	0,05	13,54	90,11	0,63

<b>Analysis #</b>	<b>FeO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MnO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Na+Ca+K</b>
HK18-86-09_16	1,43	0,06	0,63	0,00	38,18	0,11	35,37	0,05	13,98	89,71	0,80
HK18-86-09_17	1,01	0,02	0,44	0,01	37,41	0,13	35,87	0,02	14,05	88,95	0,60
HK18-86-09_18	1,48	0,07	0,49	0,02	37,62	0,16	35,04	0,01	14,30	89,26	0,72
HK18-86-09_19	1,18	0,05	0,15	0,07	36,59	0,08	35,95	0,04	13,91	88,07	0,27
HK18-86-09_20	1,43	0,00	0,18	0,00	37,53	0,13	36,23	0,01	15,02	90,59	0,32
HK18-86-09_21	1,84	0,01	0,22	0,04	36,96	0,14	34,70	0,02	14,65	88,59	0,38
HK18-86-09_22	1,39	0,01	0,18	0,01	36,74	0,09	36,55	0,01	14,48	89,49	0,28
HK18-86-09_23	1,77	0,04	0,42	0,01	38,05	0,12	35,44	0,02	14,51	90,36	0,58
HK18-86-09_24	1,36	0,09	0,17	0,02	37,59	0,10	36,23	0,03	14,25	89,83	0,36
HK18-86-09_25	0,31	0,05	10,94	0,01	47,42	0,08	39,16	0,02	0,41	98,36	11,08
HK18-86-09_26	0,31	0,05	11,16	0,01	47,42	0,01	38,01	0,01	0,34	97,30	11,22
HK18-86-09_27	0,55	0,08	11,36	0,05	47,99	0,00	37,66	0,04	0,79	98,56	11,44
HK18-86-09_28	0,39	0,04	11,17	0,06	46,99	0,02	39,08	0,00	0,48	98,17	11,22
HK18-86-09_29	1,06	0,04	11,01	0,08	49,47	0,05	33,14	0,01	2,05	96,92	11,09

## **Chapitre 8 : Etat de l'art sur le projet de Martin Lake**

L'article présenté dans cette annexe a été publié dans le numéro spécial « Structural controls on Basin- and Crustal-Scale fluid flow and resulting mineral reactions » du journal *Geofluids*, et traite du contrôle structural des gisements d'uranium de l'Athabasca d'après les analyses des données orientées ATV provenant du gisement de Sue et des découvertes de Spitfire et Martin Lake.



## Research Article

# Structural Controls of Uranium Mineralization in the Basement of the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada

Antonio Benedicto <sup>1</sup>, Maher Abdelrazek,<sup>1</sup> Patrick Ledru,<sup>2</sup> Cameron MacKay,<sup>3</sup> and Dwayne Kinar<sup>4</sup>

<sup>1</sup>UMR CNRS 8148 GEOPS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France

<sup>2</sup>Université de Lorraine, 54506 Vandoeuvre-les-Nancy, France

<sup>3</sup>Purepoint Uranium Group Inc., 530-111 2nd Ave S, Saskatoon, S7K 1K6, Canada

<sup>4</sup>Orano Canada, 100-833 45th Street West, Saskatoon, Saskatchewan, S7L 5X2, Canada

Correspondence should be addressed to Antonio Benedicto; [antonio.benedicto@u-psud.fr](mailto:antonio.benedicto@u-psud.fr)

Received 30 October 2019; Revised 16 December 2020; Accepted 5 January 2021; Published 24 February 2021

Academic Editor: Christophe Renac

Copyright © 2021 Antonio Benedicto et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

The occurrence of unconformity-related uranium mineralization requires the combination of three components: fluids with the right composition, geochemical traps with the right agents that produce precipitation, and structural traps with the right geometry. In the Athabasca Basin unconformity-related uranium deposits, while basinal brines are commonly accepted as the principal mineralized fluids and graphite and gases ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ , and  $\text{H}_2\text{S}$ ) are well known as the reductants, only few case studies describing structural traps are published. A number of recent works, including numerical modelling, have improved the understanding of the role of inherited shear zones on fluid flow and the development of uranium deposits at a micro- and regional-scale. Nevertheless, there is still a lack of knowledge about the meso- or deposit-scale structural controls that lead to the present (and potentially predictive) localization of uranium deposits along a given shear zone. The present work examines new structural data from drill holes and deals with (i) the identification of mesoscale structural traps that lead to the formation of the Athabasca unconformity-related uranium deposits hosted within the basement and (ii) with the understanding of the role and mode of reactivation of the inherited shear zones. The Sue deposits (McClean Project), the Tri-Island showing (Martin Lake Project) in the Eastern Athabasca, and the Spitfire prospect (Hook Lake Project) in the Western Athabasca have been selected for a detailed analysis of structures and related uranium mineralization. The structural analysis performed brings new insights about the mesoscale structural controls, the role the inherited ductile fabric had on the mode of brittle reactivation and to trap mineralization, and the tectonic regime to which basement-hosted uranium deposits may be associated in the Athabasca Basin.

## 1. Introduction

Unconformity-related uranium mineralization is the result of a combination of multiple processes and episodes of fluid-rock interaction with mineral reactions that operate during fault formation and reactivation, leading to multifaceted mineralization settings. The right combination of three components is required for this to work: fluids with the right composition, structural traps with the right geometry, and geochemical traps with the right agents that produce precipitation. Thus, metallic mineralization is often hosted in long-

lived crustal-scale fault-systems where these three components often combine, the migration and trapping of fluids being controlled by the geometry and polyphased activity of the plumbing system (i.e., [1, 2]) and the nature of the physical and geochemical barriers that trigger precipitation of ore (i.e., [3, 4]). This is the case of the basement-hosted unconformity-related uranium deposits of the Canadian Paleo to Mesoproterozoic Athabasca (Figure 1) and Thelon basins [5–8].

Structural controls of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca and Thelon basins have been

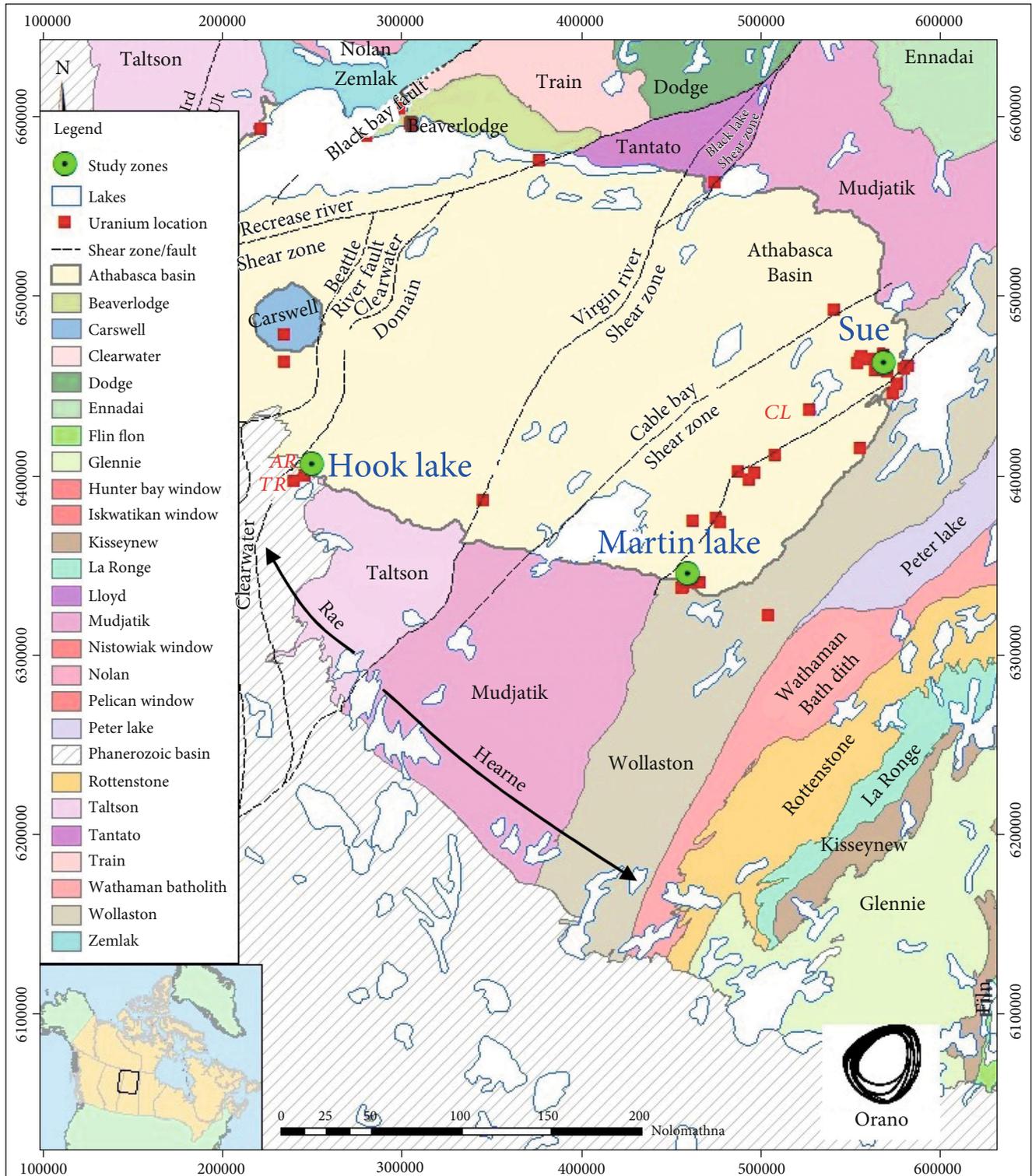


FIGURE 1: Regional geology and location map of the study zones (green dots): Sue deposits, Martin Lake (Tri-Island prospect) and Hook Lake Project (Spitfire prospect). CL: Cigar Lake deposit; TR: Triple "R" deposit; Ar: Arrow deposit.

documented since the 1970s [9, 10], attributing to the structural features the establishment of conduits for mineralizing basinal brines operative as a result of thermal or tectonic events [5, 11–13]. While in the Thelon Basin, recent work attribute the main regional scale control to a new formed

polyphase brittle fault/fracture system that evolved since ca. 1830 Ma [8], in the Athabasca Basin, the main role at the regional scale is attributed to the syn- or post-Athabasca tectonic events responsible for the reactivation of inherited ductile graphite-rich shear zones within the basement originally

formed previous to 1.8 Ga ([5] and references there in). Improvements to the understanding of the structural control exerted by the graphitic shear zones have been enhanced in the recent years. Basinal brines penetrated into the basement by way of dense networks of microfractures identified from fluid inclusion studies ([5] and references therein). At the time of U deposit formation (ca. 1.46–1.29 Ga), these brines percolated preferentially within the damage zones of some graphite-rich faults, formed during the ca. 1.8 Ga Trans-Hudson orogeny and subsequent retrograde metamorphism and exhumation (ca. 1.8–1.72 Ga) [12]. The circulation of the basinal brines into these structures was enhanced and structurally controlled by the microfracture network at the scale of minerals inherited from earlier brittle reactivation during basement uplift [12] and during the Athabasca syn- and postbasin infill [5]. Numerical modelling has tested the effects on circulation of basinal brines given (i) coupled compression and fluid flow in a reverse shear/fault system with varying dip angles, preexisting offsets, and various amounts of deformation [11, 14, 15]; (ii) high rheological contrast and strain localization that enhance the development of extensional fracture systems and dilational jogs that represent potential mineralization sites [16]; and (iii) the importance of graphitic zone on the formation of the deposits by reactive mass transport modelling [17]. Although all these recent works have improved the understanding of the role of inherited shear zones on fluid flow and the development of uranium deposits at a micro- and regional-scale, there is still a lack of knowledge about the meso- or deposit-scale structural controls that lead to the present (and potentially predictive) localization of the uranium deposits along a given shear zone. Baudemont et al. and Sheahan et al. [18, 19] present elements for the Sue deposits (Figure 1) to support the hypothesis that at the time of fault reactivation, the nonplanar nature of the reactivated foliation and shear planes mechanically controlled the emplacement and geometry of both foliation-parallel vein systems and associated dilational jogs during compressional tectonics. Hillacré et al. [20] have recently suggested that the major structural trends in the Arrow deposit (Figure 1) followed sinistral Riedel-type system reactivation with multiple brittle reactivations of primary NE-striking shears. In order to provide additional structural constraints, the modes of brittle reactivation of shear zones in the basement of the Athabasca Basin have been investigated.

The present work examines new structural data and deals with (i) the identification of the mesoscale structural traps that lead to the formation of the Athabasca unconformity-related uranium deposits and (ii) with the understanding of the role and mode of reactivation of the inherited basement shear zones in connection with the circulation of basin brines. Three representative case studies have been selected for a detailed analysis of structures and related uranium mineralization: the Sue deposits (McClean Project) and the Tri-Island showing (Martin Lake Project) in the Eastern Athabasca, and the Spitfire prospect (Hook Lake Project) in the Western Athabasca (Figure 1). Data collection took advantage of recent exploration campaigns conducted by Orano Canada (formerly known as AREVA Resources Can-

ada Inc.) and Purepoint Uranium Group, with a strong investment to obtain high quality oriented diamond drill core complemented with borehole images acquired with an acoustic televiewer. This study illustrates the geometrical arrangement of uranium mineralization traps in the studied sites. For simplicity, the term mineralization is used in this article in a broad sense, including from very low grade ( $>150$  cps/SPP $\gamma$ ), low ( $<1.500$  cps/SPP $\gamma$ ) to medium grade ( $<25.000$  cps/SPP $\gamma$ ), to high grade ( $>25.000$  cps/SPP $\gamma$ ). This work also reveals the importance of the inherited ductile fabric on the development of efficient geometrical traps for mineralization during brittle reactivation supporting the jog hypothesis of [18, 19] on the NE-trending structures and brings new information about the structural controls of E-W-trending faults. Finally, we discuss a regional compressional stress field that could have been common to the three studied cases and led to the formation of mineralized dilational jogs and conjugate faults.

## 2. Regional Geological Setting and Location of Studied Sites

The Paleoproterozoic to Mesoproterozoic sedimentary rocks of the Athabasca Basin were unconformably deposited on Archean to Paleoproterozoic basement rocks of the Western Churchill Province [21–23] (Figure 1). The Athabasca Basin was filled by fluvial clastic sedimentary rocks of the Athabasca Supergroup [21], which is mainly composed of nonmetamorphosed continental quartzose sandstones [24, 25]. The age of the Athabasca Basin is bracketed between ca. 1720 and ca. 1267 Ma ([26] and references therein). The basement below the Athabasca Basin is subdivided into two lithostructural subprovinces of the Western Churchill province: the Rae Subprovince to the west and the Hearne Subprovince to the east, separated by the Virgin River Shear Zone [27], the Southern extension of the Snowbird Tectonic Zone (Figure 1).

The Hearne Subprovince is divided into the Mudjatik Domain, mainly composed of Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite domes and the Wollaston Domain [28, 29] that is dominantly represented by Paleoproterozoic metasedimentary sequences (Figure 1). These domains were imbricated within the so-called Mudjatik-Wollaston Transition Zone that corresponds to the foreland of the ca. 1.8 Ga Trans-Hudson orogeny [27]. This transition zone is characterized by a highly strained zone of steeply-dipping anastomosed shear zones that extend over several hundred kilometers along strike. Most of the eastern Athabasca deposits, prospects and showings, including the McClean (Sue) and Martin Lake Projects here studied (Figure 1), are concentrated within the footprint of this transition zone at the intersection between the graphitic bearing shear zones and the unconformity at the base of the Athabasca Basin. Exploration drilling within the Wollaston-Mudjatik Transition Zone focuses on targeting graphitic shear zones (commonly known as electromagnetic (EM) conductors), mostly orientated NE-SW, steeply dipping, that have undergone syn- and/or post-Athabasca brittle reactivation. The Rae Subprovince, West of the Virgin River Shear Zone, is characterized by monotonous orthogneiss dominated by

granodioritic compositions (“quartz diorite suite”). It ranges in composition as defined by petrography from granitic to gabbroic [30]. Granulite-facies assemblages are preserved in the northwest, retrogressed granulite-facies assemblages in the center and mylonitic, amphibolite-facies assemblages of the Virgin River Shear Zone in the southeast [31]. These rocks were intruded by ca. 1985–1968 Ma plutons of the Taltson magmatic zone and later by the 1843 Ma granite of the Clearwater Domain. The Virgin River Shear Zone was subjected to multiple displacement episodes under ductile, brittle-ductile, and brittle conditions [32]. Uranium deposits reported in the Rae Subprovince are also associated with major fault systems and locally graphitic shear zones like the Patterson Lake conductive trend which, given the recent, major discoveries of the Triple R (Fission Uranium Corp.) and Arrow (NexGen Energy Ltd.) deposits is considered a world class metallogenic province (Figure 1). At present, the Patterson Lake trend contains more than 350 Mlbs of indicated, high-grade  $U_3O_8$  resources. The Hook Lake prospect is situated along the northeast extension of the Paterson Lake trend and contains the Spitfire prospect, a high-grade uranium occurrence hosted along a NE-SW steeply-dipping graphite-rich shear zone [33, 34] (Figure 1).

The syn to post-Athabasca tectonic history associated with the formation of the uranium deposits is poorly understood. Reactivated faults show regional to local spatial relationships with stratigraphically and temporally constrained isopach maps, facies changes, and linked paleocurrent data of the basin infill [5, 24]. The oldest known uraninite in the Athabasca Basin has been dated at ca. 1.6 Ga (U-Pb method, [34]), with the primary uranium mineralization event being interpreted to be in the 1600–1500 Ma period with multiple younger episodes of uranium remobilization occurring until ~0.2 Ga [23, 34–37]. Far-field continent-wide tectonic events are believed to be responsible for the primary uranium mineralization event, as well as the younger episodes of remobilization [34, 35, 37].

### 3. Methods

The structural analysis was performed combining drill core observations with structure identification, characterization and orientation using a goniometer and borehole acoustic televiewer (ATV). Continuous core was drilled with NQ (4.7 cm diameter) inclined diamond drilling. Drill core orientation was obtained using REFLEX ACT (Reflex Instruments Ltd.) core orientation devices and structural measurements were hand-picked on drill core and measured with the goniometer, both as described in [38]. Borehole acoustic televiewer data acquisition and processing were done as described in detail by [39] and are summarized here. Structural analysis combining goniometer and ATV of mineralized and nonmineralized structures were identified and characterized. This provided information of barren, mineralized and altered intervals in which the drill core quality and orientation was often poor or null, and within fault zones and fracture corridors. Gamma probing was used to define the mineralized structural intervals. For this study, mineralization has been defined as values exceeding 10 times the

background value of 25 cps as determined from nonmineralized sections of the drill holes. Gamma values have been scaled from 25 to 1000 cps in order to emphasize peaks related to weaker mineralization. In high mineralized holes, values were scaled relative to the highest gamma values that could reach several thousands of counts per second. In mineralized holes, values were scaled relatively to the highest gamma values which can reach several thousand cps.

### 4. Borehole Acoustic Televiewer (ATV)

The ATV used for this work is the ABI40GR-2G (and occasionally the QL40-2G, an upgrade from the previous ABI40 used in 2018) full waveform acoustic televiewer. The tool string is approximately 180 cm long and acquires high resolution amplitude and travel time images for the acoustic signal reflected off the borehole wall along with hole orientation and natural gamma measurements. The acoustic device provides an image representative of the contrast in acoustic impedance between the borehole fluid and wall [40–42]. The resulting log is a representation of the borehole wall as if it were split vertically along magnetic north or the high side of an inclined hole and laid out flat [43] (see examples in [39]). For example, a fracture plane that intersects the borehole wall at a given angle produces a sinusoidal trace on the televiewer log [39, 44]).

The ATV is run up hole through zones of interest. The common parameters used are a logging speed of 1.8 meters per minute achieved using 3 mm vertical resolution and 144 sample azimuthal resolution. The raw tool data is imported into WellCAD™ software with the images oriented to the high side of the inclined holes. Amplitude and centralized travel time signals are used to identify main core breaks needed for logging, including: lithology changes, contacts, structures and alteration. The apparent measurements are processed to true orientation and corrected for magnetic declination (8.5° in this case study). The color chart of the reflected amplitude log, which is chosen by the operator, goes from low impedance in blue to high impedance in yellow (Figure 2). Generally, fractures appear in blue colors or black (little to no reflected signal), while silicified rocks or quartz-filled veins appear in bright yellow (high reflected signal). Foliation appears as a high density, tight alternation of blue/yellow strips. Travel time compliments information observed on reflected amplitude mostly for fractures and altered intervals.

### 5. Results

*5.1. Structural Controls in the Sue Deposits: McClean Project.* Since the discovery of the Sue uranium deposits in 1988–1991 [25] (Figures 1 and 3(a)), the works by [18, 19, 45] and [46] supported by recent numerical modelling by [16] have produced outstanding, interpretative deformation scenarios in which the development of various sets of post-Athabasca brittle faults with intersections with dilational veins and jogs along reactivated Hudsonian shear zones is concluded to have played the major role on fluid flow and uranium mineralization. Mineralizing pre and post-Athabasca deformation events are commonly considered result from far-field east-

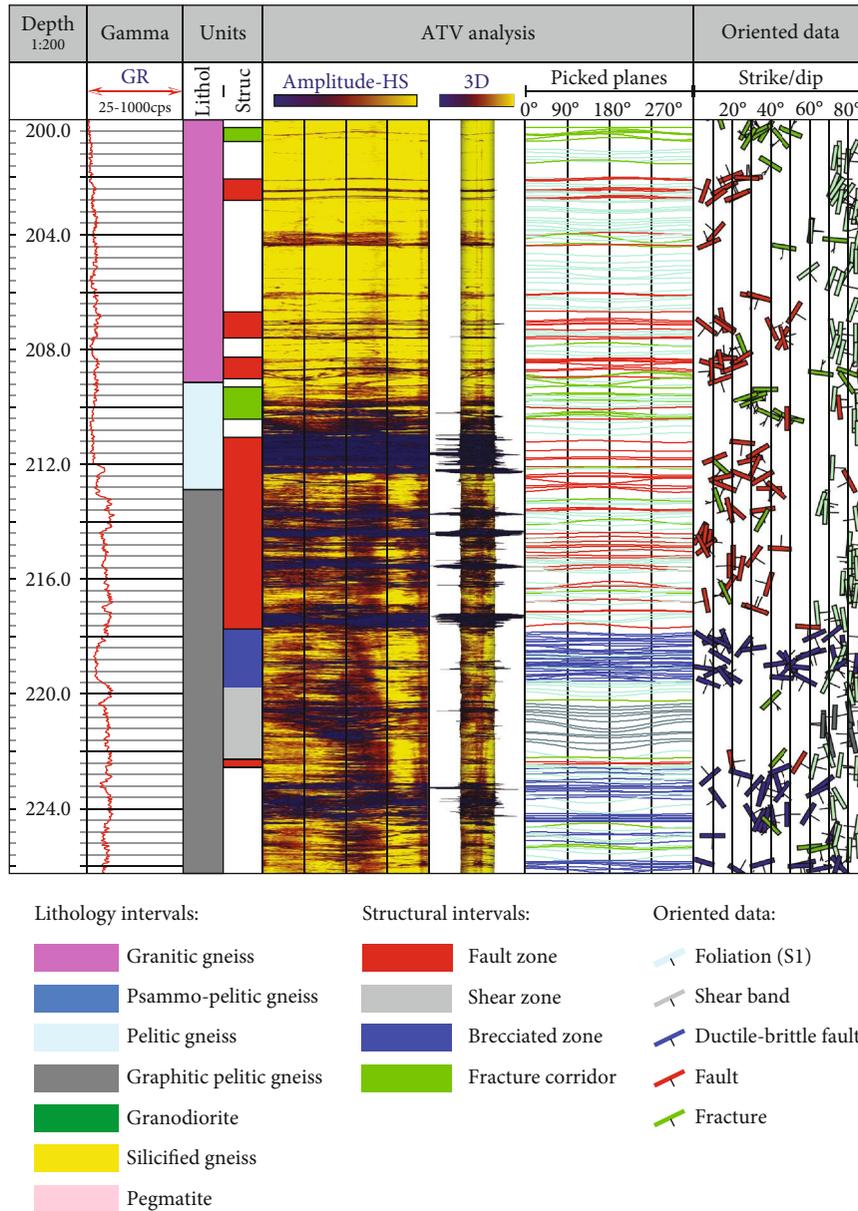


FIGURE 2: ATV data display as presented in this work. The “Gamma log” column presents the ABI GR gamma probing. The “Litho” column comes from Orano drill hole database (legend is on the side). The “Struct” column displays the interpreted intervals as indicated in the legend on the side. The Amplitude-HS and the 3D correspond to the ATV images as explained in the text. The “Picked planes” are the picked planes for oriented data. The “Oriented data” displays symbols with the measured planes with the true azimuth (north on the top of the page) on a scale of true dip from 0 (left) to 90° (right) (vertical line grid) of each measured plane. Each value is represented by a structural tick of which the legend is at the side. ATV from drill hole S830A. The structural features picked from ATV images providing true dip and azimuth, following [39], are illustrated in Figure 2.

west shortening which induced reverse reactivation of the preexisting NNE- to NE-trending shear zones [34, 35, 37].

In this section, we present the structural analysis performed from seven inclined diamond drill holes completed during the summer 2016 in the McClean Project (Figure 3(b)). Drill holes targeted basement-hosted mineralization in the lateral extension of the Sue deposits (Figure 3(b)). ATV probing was run in all of the drill holes with the objective to precisely identify the structural controls of basement-hosted mineralization.

The Sue deposits are situated along the western margin of the Archean Collins Bay granitic dome (Figure 3(a)), spatially associated with a dominant 010°-trending litho-structural graphitic pelitic gneiss corridor known as the “Sue Trend”, which generally dips steeply to the east. Graphitic pelitic gneiss, pelitic gneiss, and silicified gneiss are the principal types of metasedimentary rocks of the Wollaston Supergroup in the Sue area [18, 19, 45, 47]. The regional ore-controlling structure strike NNE (010–015°) and dip steeply to subvertically to the east, and are

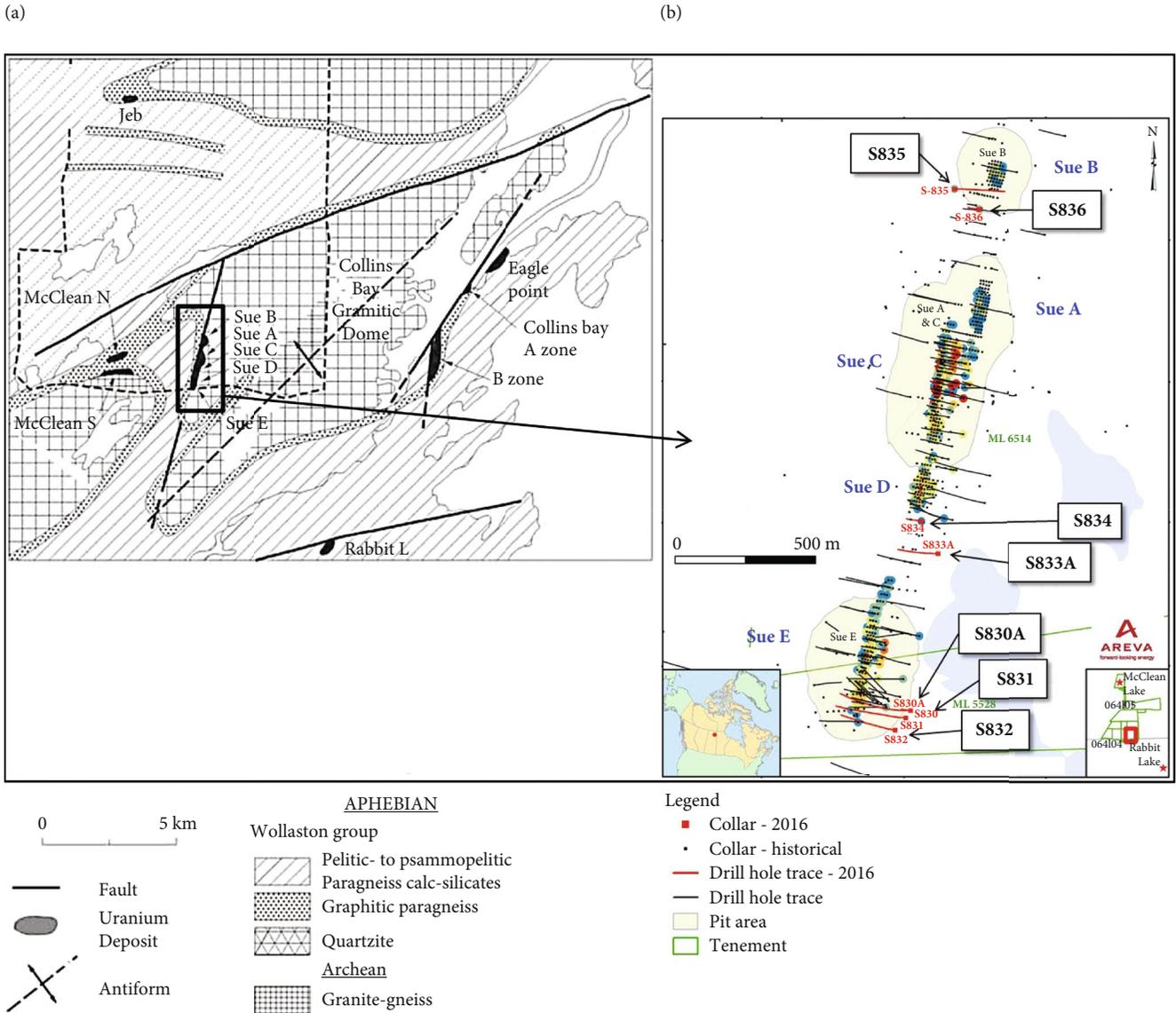


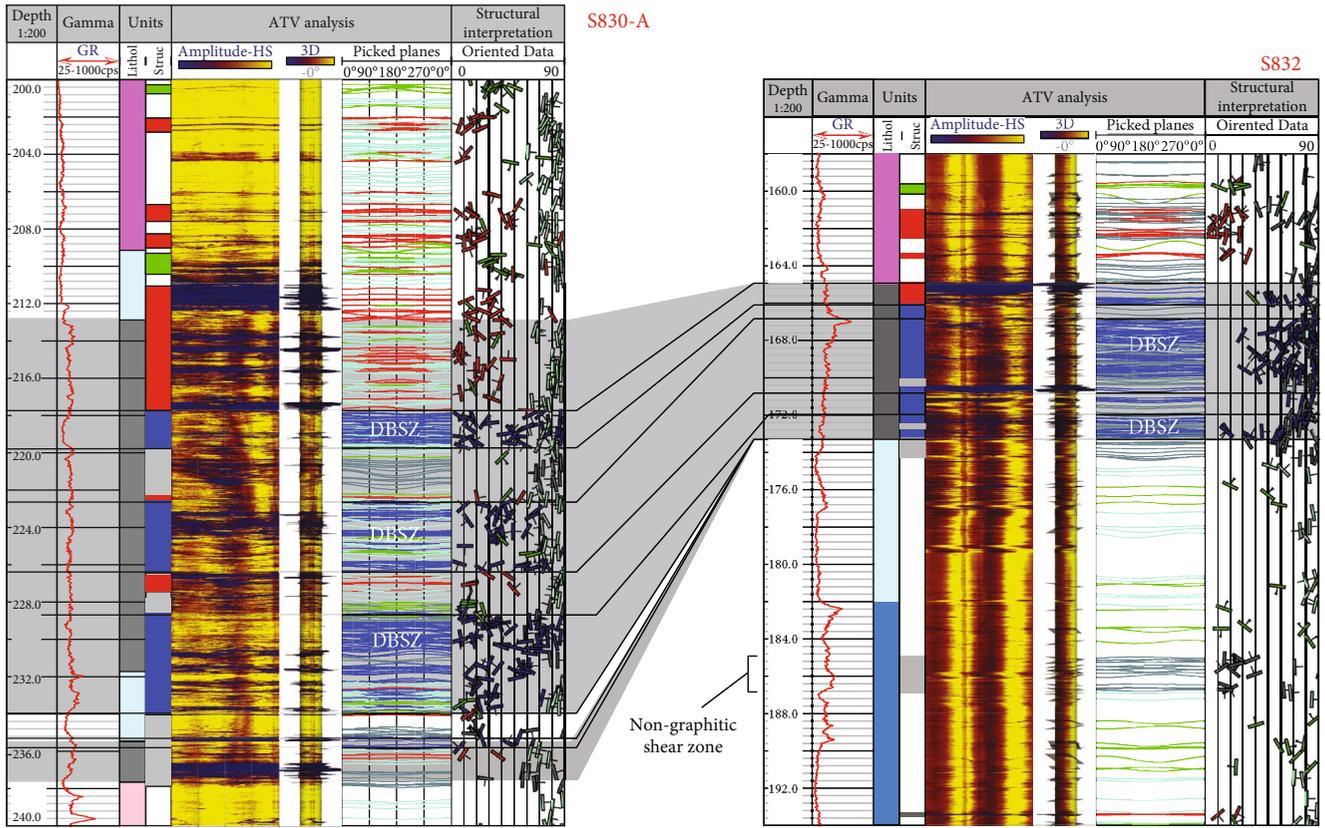
FIGURE 3: (a) Regional framework of the Sue uranium deposits, McClean Project (originally from [18]; modified from [48]). (b) Location of the 2016 drilled exploration holes (Orano document).

commonly situated within the graphitic pelitic gneiss. The unconformity was displaced up to 20 m, and a west-directed reverse displacement has been identified [19]. Two additional post-Athabasca fault sets are observed: a NE-SW-trending set ( $230\text{--}240^\circ$ ) that dips steeply northwest, and a NW-SE-trending set ( $320\text{--}340^\circ$ ) that dips steeply to the northeast [18, 19, 45, 47]. The Sue Trend uranium mineralization is mainly composed of uraninite as massive nodules, shear vein fillings, and crosscutting extensional veinlets [18, 19, 45, 47]. Host-rock hydrothermal clay alteration pervades and surrounds the zones of mineralization, which are also typically desilicified, variably hematized or bleached, and locally tourmalinized [18, 19, 47].

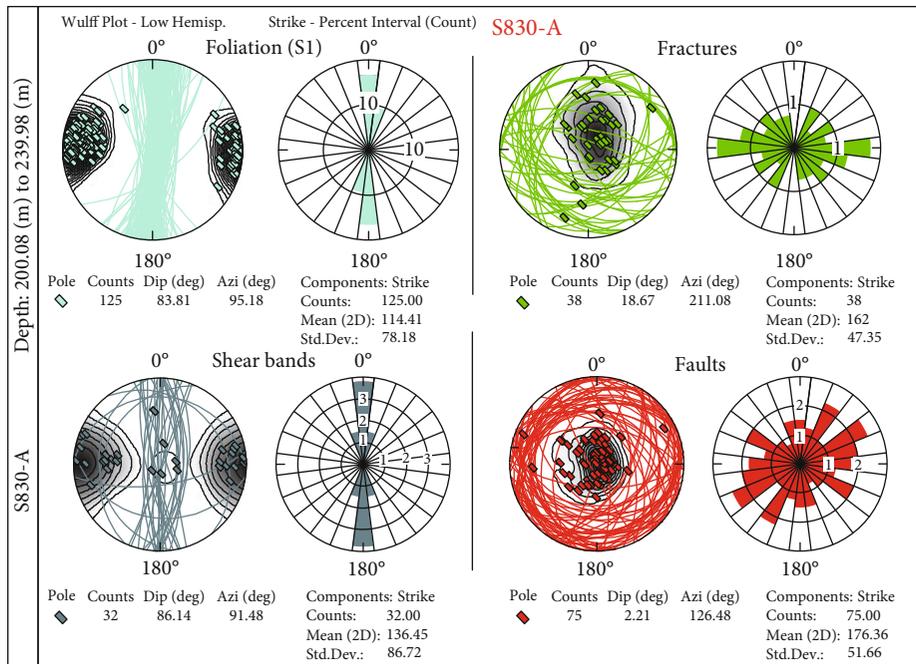
**5.1.1. Structural Analysis and Mineralization Settings.** The structural analysis in this site was performed combining borehole ATV data with fresh drill core observations. Identifi-

fied structures were correlated along sections between drill holes S835-S836, S834-S833A, and S830A-S831-S832.

Drill holes S830A, S831, and S832 were drilled south of the Sue E deposit (Figure 3(b)). They intersected a typical lithological sequence composed of granitic rocks of the Collins Bay dome, graphitic pelitic rocks of the Wollaston Group, and subordinate silicified gneiss, with two major graphite-rich shear zones. None of these holes intersected mineralization. These three drill holes show good structural correlation with well-defined shear zones that steeply dip to the SE and trend N or NNE. Figure 4 shows the correlation of the upper graphite-rich interval (in grey) through drill holes S830A and S832. It also shows the ATV oriented data (right column) and the correlation of the major shear zones observed on drill core. The first significant pattern shown by the ATV oriented data is the homogeneous dip and azimuth of the foliation and shear bands (Figure 4(b)). Foliation



(a)



(b)

FIGURE 4: Continued.

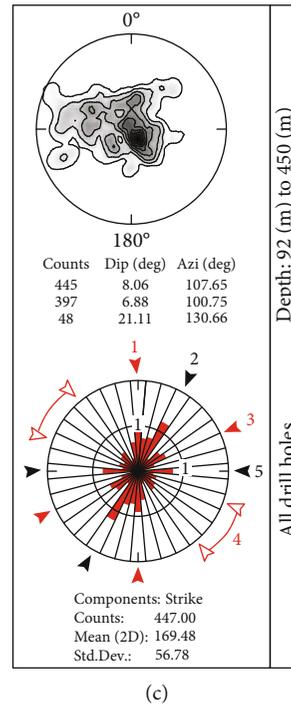


FIGURE 4: (a) Structural correlation of the upper graphite-rich interval (in grey) and DBSZ (in blue) through the drill holes S830A and S832. (b) ATV oriented data and structural interpretation of the correlated interval. (c) ATV oriented data on stereonets and rose plots compiled from all studied drill holes showing the main fault sets with red and black numbered arrows. Legend in Figure 2.

is represented in Figure 4 as bright pale blue picked planes and structural symbols (oriented data). Transposed composite foliation (S1) is dominantly NNE-trending (N000 to N030) and dips subvertical to the east. The homogeneous dip and azimuth are important features that differ in the mineralized intervals of the other drill holes.

Ductile shear zones are preserved, exhibiting deformation patterns as S/C shears and shear bands in the pelitic gneisses and graphitic intervals (i.e., Figure 4(a), S832 at 286 m). Shear zones are of two types. Shear zones that exhibit only ductile deformation patterns as shear bands, S/C shears and elongated elements, and, the most common, shear zones that exhibit brittle deformation patterns as cataclastic breccias and secondary fractures overprinting ductile deformation patterns. These last shear or fault zones are commonly known as ductile-brittle shear zones (DBSZ). DBSZ run parallel or subparallel to the main regional foliation (N000 to N030) and are characterized by graphite bearing mylonites that contain centimeters to decametric intervals of cataclastic breccias with reworked angular clasts of pelitic gneiss. Clasts are millimetric to centimetric in size, and are supported by a graphite-rich matrix. In Figure 4, DBSZ are represented as blue intervals in the structural column that group numerous ductile-brittle features, particularly associated fractures represented as blue picked planes and structural symbols in the structural interpretation column.

Fractures are represented in Figure 4 as green picked planes and structural symbols. In drill holes S830A and S832, fractures distribute regularly along drill holes with a dominant E-W orientation and with various sets of secondary fractures with a wide range of strike and dip

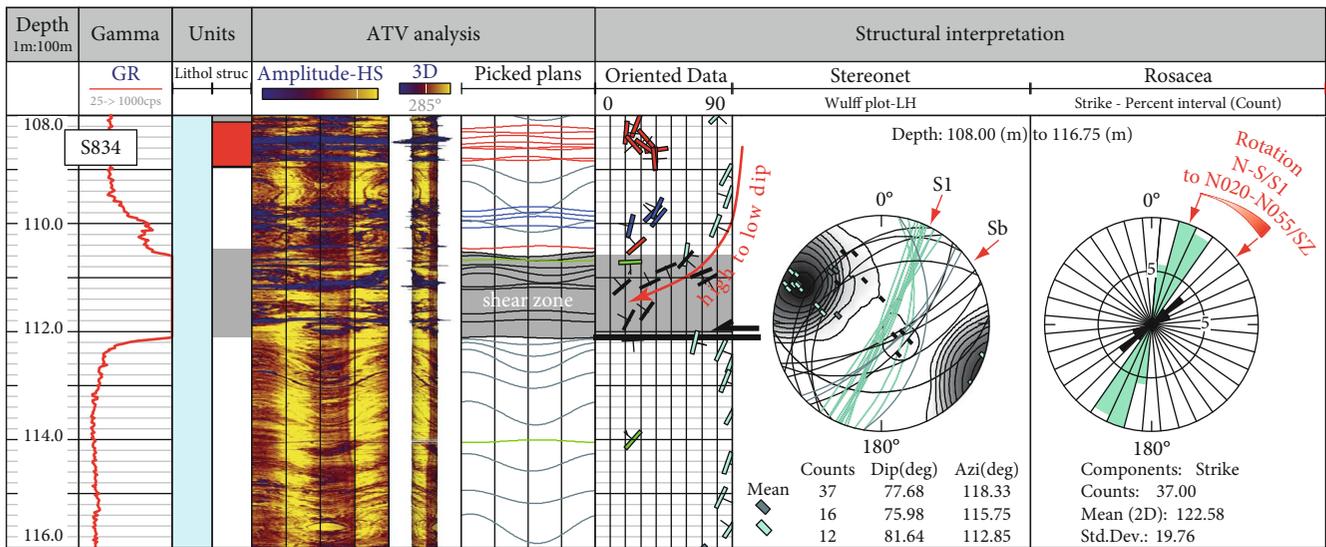
(Figures 4(b) and 4(c)). This arrangement and fracture set distribution are common to all the other studied drill holes.

Faults are represented in red in Figure 4. Faults appear all along the drill holes but they are concentrated immediately above the graphitic intervals, i.e., within the hanging wall of the graphite-rich shear zones (Figure 4(a)).

ATV fault analysis allows for sorting the oriented data into five groups (Figure 4(c)): (i) N-S-trending faults, steeply dipping dominantly to the E, matching the main foliation trend; (ii) NNE-SSW-trending faults, dominantly N025- to N035-trending, highly to moderately (80-50°) dipping to the SE; (iii) ENE-WSW-trending faults, dominantly N045- to N065-trending, moderately to very low (45-10°) dipping both to the north and south; (iv) NW-SE-trending faults, which cover a large range of orientations from N115 to N155-trending; and (v) E-W-trending faults, dominantly N080- to N110-trending, that offset all the others fractures, including the mineralization.

Drill hole S834 was drilled south of the Sue D pit (Figure 3(b)). This drill hole intersected a low-grade occurrence of disseminated mineralization between 110 and 112 m (30 cm@461 ppm U). Mineralization occurs within a shear zone in nongraphitic psammo-pelitic gneiss. Moving downhole, the ATV structural analysis identifies (Figure 5(a)): (i) a progressive rotation in the orientation of S1 of approximately 30° from NNE- to NE-trending and (ii) a progressive lowering of the dip angle through the shear zone from 80° to 20-30° (highlighted by the red arrow). These data indicate that the mineralization occurs in a flat-lying shear zone where the foliation turns

(a)



Complementary legend to previous figures

Oriented structures:

- Bedding in sandstones
- Non mineralized fault
- Mineralized fault
- Non mineralized shear band (Sb)
- Mineralized shear band
- Mineralized fault zone

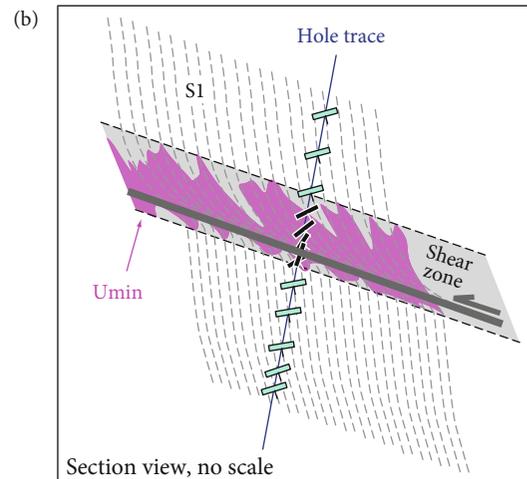


FIGURE 5: ATV structural analysis of drill hole S834. Disseminated mineralization occurs in a nongraphitic shear zone when it turns from NNE to NE and when dips decrease from highly steeply dipping to low angle dipping. The red arrow indicates the progressive decreasing in dip and the azimuth reorientation. Legend in Figure 2.

from NNE to NE and the dip decreases from steeply dipping to shallowly dipping (Figure 5(b)).

Drill holes S835 and S836 were drilled south of the Sue B deposit (Figure 3(b)). Both holes intersected low-grade mineralization or intervals of anomalous radiometry within the basement. Three settings were identified. The first setting corresponds to local intervals with high gamma peaks above the usual background that are related to local pegmatites within highly strained shear zones. The second setting is formed by very low-grade, disseminated, foliation parallel mineralization (>4000 cps ABI GR probe, equivalent to 150 cps SPP $\gamma$  on drill core) spatially related with DBSZ. Mineralization is located at the contact between psammo-pelitic gneiss and graphitic gneiss and coincides with a (reactivated) NNE-trending, steeply dipping DBSZ. The third setting is fracture/vein-related low-grade mineralization (>8250 cps

ABI GR, equivalent to 300 cps SPP $\gamma$  on drill core) within shear zones. Mineralization is visible in core from drill holes S835 and S836. In drill hole S835, mineralization of this setting 3 was intersected at 225 m at the top contact of the graphitic gneiss with the psammo-pelitic gneiss (Figure 6(a)) and at 366 m within silicified psammo-pelitic (nongraphitic) gneiss above the graphitic layer (Figure 6(b)). In this latter case, pitchblende is hosted in oblique, sigmoidal-shaped quartz-vein lenses (fracture-fill), suggesting a crack-seal origin, that typically runs parallel or subparallel to S1 (Figures 7(a) and 7(b)). In detailed view, the pitchblende is located within lenses where the quartz has previously been corroded/dissolved. The crack-seal sigmoidal vein shape and slickensides define NE/60SE reverse dextral kinematics (Figures 7(b) and 7(c)). In the ATV data through the mineralized intervals in drill holes S835 and S836, fractures and S1

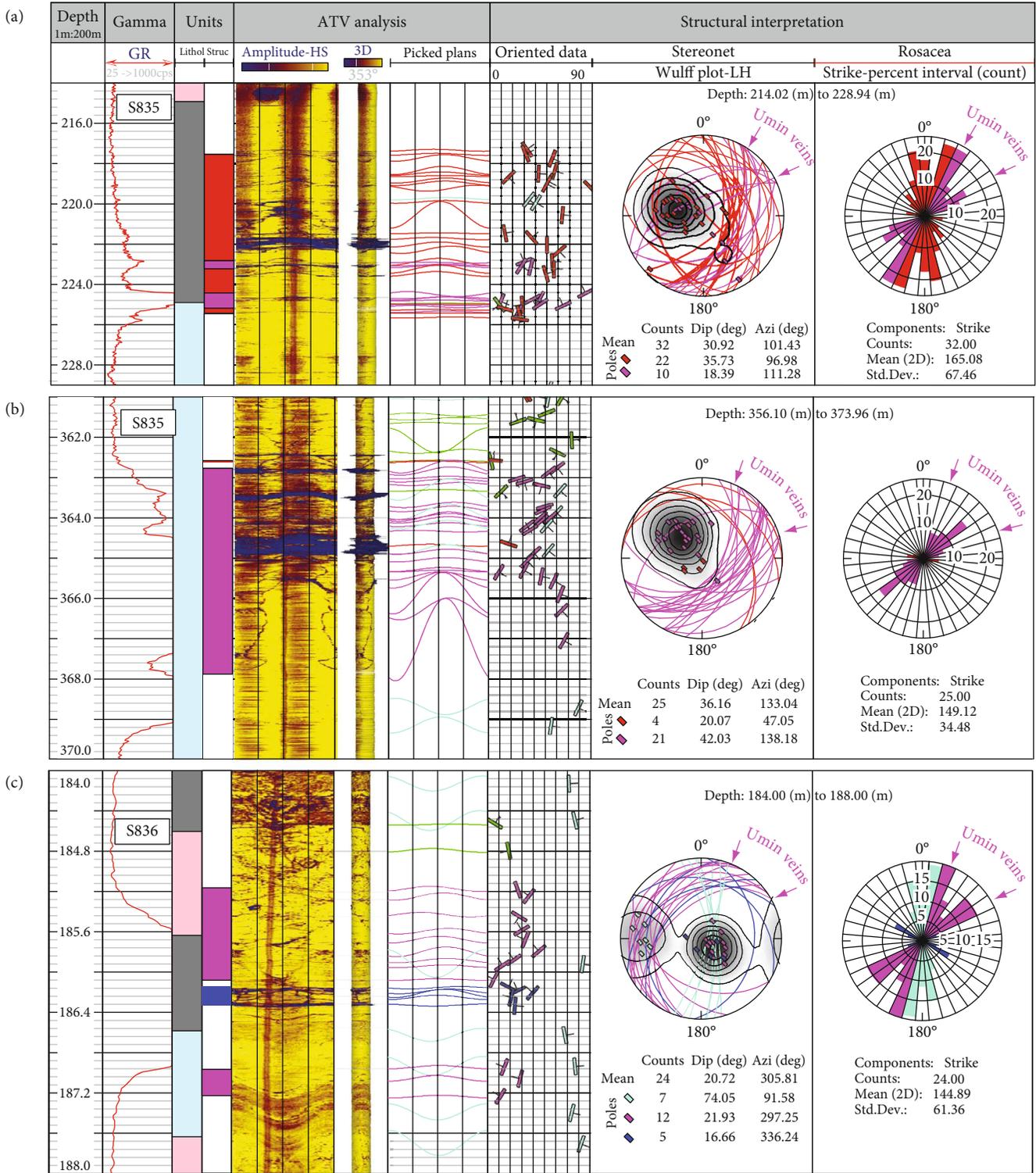


FIGURE 6: ATV structural analysis of the fracture/vein-related mineralization: (a) drill hole S835@225 m, (b) drill hole S835@366 m, and (c) drill hole S836@186 m. Note the bimodal orientation and dip of the mineralized fractures and foliation for all of them. Legend in Figure 2.

display two orientations (Figure 6): NNE (N010-N020) and NE (N045-N060), and shallower dips, the same as observed in drill hole S834 (Figure 5(a)).

The composite foliation observed at the Sue deposits is extensively described in [19, 48]. Although kinematic indicators of reactivation in DBSZ are poor in our observations,

post-Athabasca reverse dextral reactivation has been inferred from local offsets at the unconformity by [18, 19, 48]. Kinematic indicators on NE-SW-trending fractures indicating reversal dextral to sinistral kinematics are described in [18, 49] and [19]. NW- (to NNW-) trending faults show a dominant late normal component [19, 49].

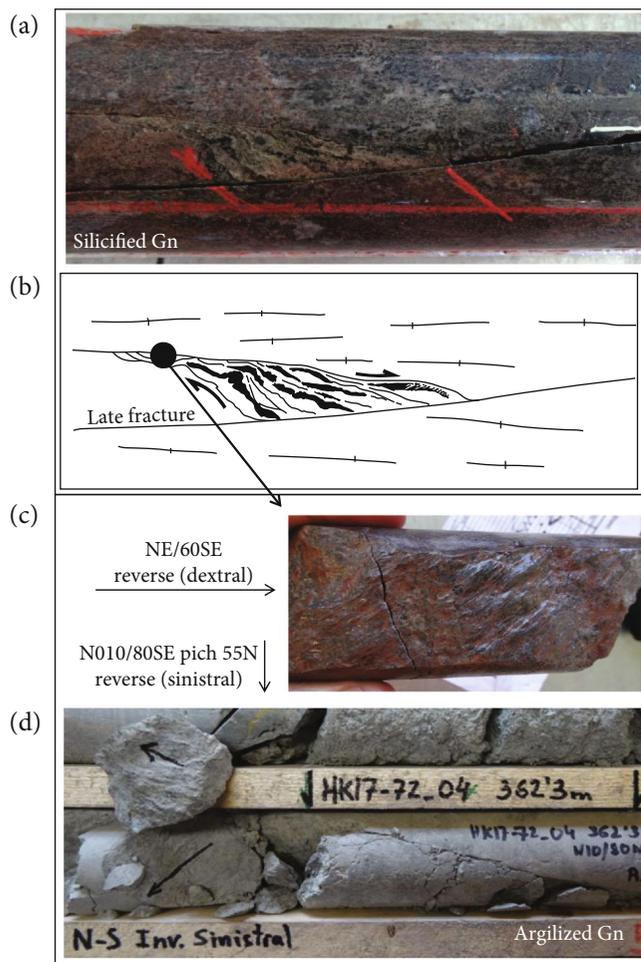


FIGURE 7: Kinematic indicators on drill core samples from Sue (a, b, and c) and Spitfire (d), illustrating (a) crack-seal mineralization in drill hole S835@366 m. (b) Interpretation of (a): pitchblende is hosted in oblique/sigmoidal quartz veins lenses (crack-seal) that run parallel or subparallel to the foliation. (c) Slickensides. Reverse dextral kinematics is deduced from (a) and (c). (d) Slickensides on drill core sample from Hook Lake (HK17-72@362.3 m) indicating reverse sinistral motion.

**5.1.2. Structural Interpretation and Controls on Mineralization.** Nonmineralized intervals in drill holes are characterized by a homogeneous steep dip and a N-S strike of the foliation and DBSZ (i.e., global strike and dip of the Sue trend), with local NNE-striking shears (Figure 4(b)). This is an important feature that differs in the mineralized intervals of the studied drill holes S834 S835 and S836 (Figures 5 and 6). Mineralized intervals are characterized by two types of mineralization: disseminated and fracture/-vein-related. When mineralization occurs, it is associated with foliation and shears that rotate from NNE (N020) to NE (N055) and with a shallowing of the dip from subvertical to moderate/low-angle to the SW and NE (Figure 8(a)). Mineralized veins are associated with intervals within which fractures display a fan of orientations from NNE to ENE, with dominant moderate to low dips to the SE (Figure 8(b)), or a bimodal orientation NNE (N010-N020) and NE (N045-N060) with moderate to low dips to the NE

(Figure 8(c)). Both configurations of mineralized veins exhibit moderate to low-angle dips.

The shallower dip and the bimodal azimuth in the mineralized intervals can be interpreted as the intersection between distinct NNE and NE fracture sets or as Riedel “en-échelon” structures [18, 19, 48]. However, the ATV analysis shows the change from steep to shallow dips and from NNE to NE azimuths both occur progressively (i.e., Figures 5 and 6). As such, changes in both strike and dip are interpreted as related to local bends of shear zones, both laterally and vertically, along the trace of the Sue trend (Figure 8(c)). Reverse brittle reactivation of DBSZ has been argued by [18] and [19]. The reverse motion in the brittle regime on such a fault bends would have produced extensional crack or jogs where dips are shallower (Figure 8(c)). To open such a dilational jog when the azimuth turns from N to NE, reverse motion had to be right-lateral (dextral). Dextral kinematics is coherent with the observed crack-seal sigmoidal vein shape on drill core (Figure 7) and was already observed by [18, 19, 49] on NNE-SSW faults. This correlation strongly supports the genetic relationship between fault bends and the development of dilational jogs in reversal dextral tectonic reactivation as geometric traps for fluids to produce mineralization.

**5.2. Structural Controls in the Tri-Island Trend: Martin Lake Project.** The Martin Lake Project lies in the Wollaston-Mudjatik Transition Zone (Figure 1). Along the Martin Lake graphitic conductor, a mineralized zone was discovered in 2015 and drilled during 2016 and 2018. Mineralization is hosted within the so-called Tri-Island graphite bearing shear zone which is oriented ENE-WSW in the area of the discovery (Figure 9(a)). Postbasin reactivation of the Tri-Island trend is supported by the offset of the unconformity observed ahead of the graphitic shear zone (Figure 9(b)).

Seven drilling fences were explored between 2015 and 2018 with the completion of twenty-five cored drill holes (Figure 9). Sixteen drill holes were studied for this work with the focus on the interpretation of structural controls on mineralization. Oriented data in all holes was collected by the Orano geologists using a goniometer and provided in true azimuth and dip of observed structures. Acoustic Televiwer (ATV) was run along a 240 m thick interval in drill hole ML-140 (Figure 10). Various cross sections and maps were created from drill hole logging (logging from Orano geologists) as well as from structural data by the authors.

**5.2.1. Structural Analysis and Mineralization Settings.** The analysis of ductile patterns on drill core only allowed for the simple differentiation of a dipping penetrative foliation (possibly transposed foliation events), shear zones (including DBSZ as described above in the Sue deposits), and large scale folding of the so-called regional D2/S2 event [50, 51], here noted as undifferentiated D1/S1. Oriented data of the D1/S1 foliation (S1) and inferred transposed shear zones is here used for the structural analysis following [39]. Figure 9(c) presents the oriented data of the foliation (S1) and transposed shear zones from the barren zone to the west moving into the mineralized zone to the east. These oriented data show, from west to east, a noteworthy change in the

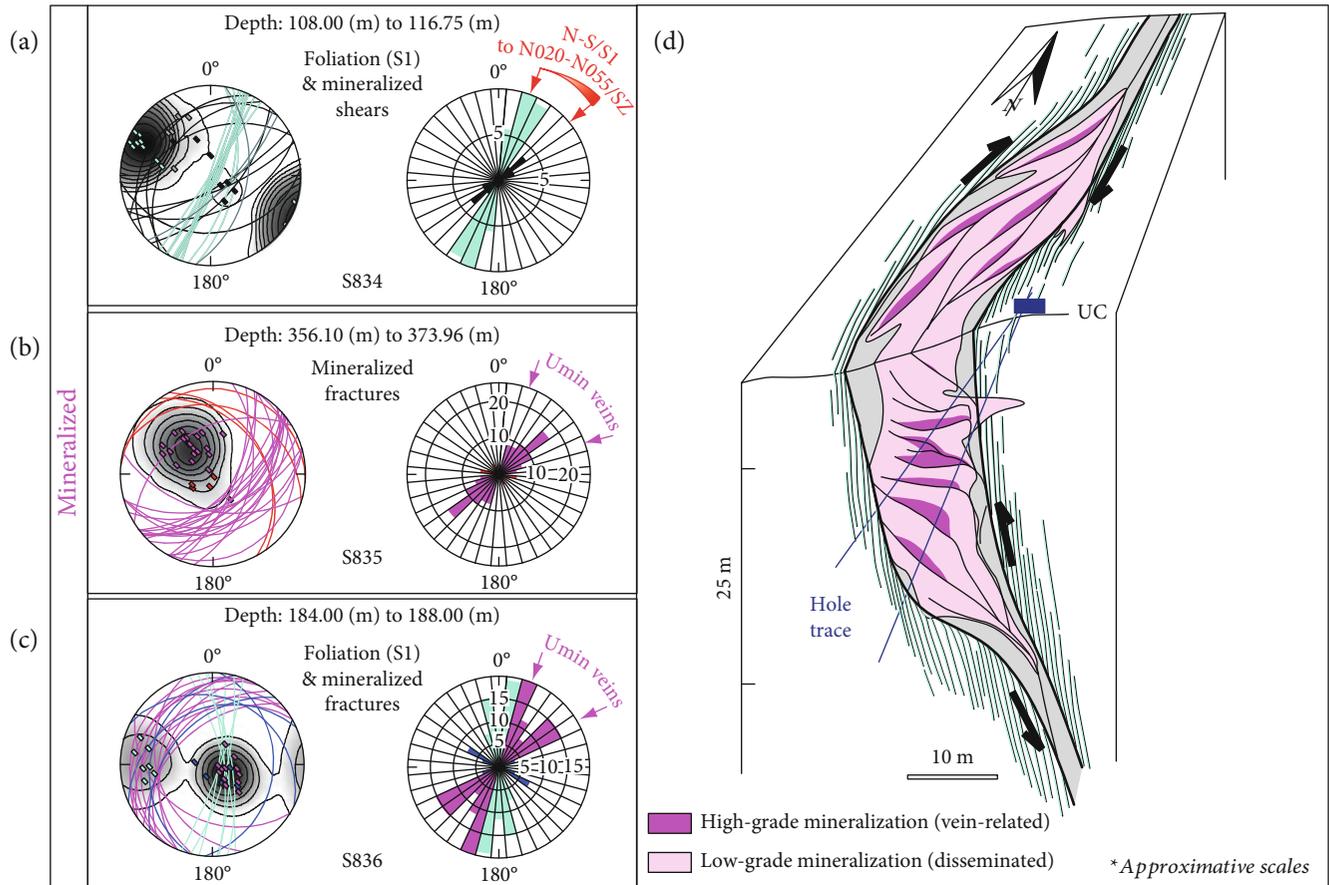


FIGURE 8: (a, b, and c) ATV oriented data analysis from the mineralized intervals in drill holes S834, S835, and S836, respectively, showing the arrangement of foliation and mineralized shears and fractures/veins. (d) Schematic drawing of the structural interpretation for mineralized intervals. Explanation in the text.

S1/shear zone patterns from the same steeply dipping south sense of dip to a progressively conjugate north and south sense dip (synthetic to the south and antithetic to the north). Note that plane poles progressively span from the north to the south in the stereoplots when moving from west to east. The structural analysis of the ATV data from drill hole ML-137 shows the same stereonet configuration (Figure 10); within the shear zone of conjugate, north and south dip sense (synthetic to the south and antithetic to the north) of the foliation/shears is present. Note that plane poles progressively span from the north to the south in the stereonets when moving downhole.

Brittle deformation in the studied drill holes was recorded by: (a) the offset of the unconformity, most often reverse and related to the reactivation of ductile shears. The clearest offset of the unconformity occurs along the contact between the silicified gneiss in the hanging wall and the pelitic/graphitic unit (Figure 9(b)). This faulted contact is defined by strong well-sealed, nonmineralized quartz breccia. (b) The N-S-trending (NNW-SSE to NNE-SSW), right-lateral strike-slip offset of the Tri-Island trend. These strike-slip faults are common high frequency and mapable in the area (Figure 9(a)), systematically offsetting the Tri-Island trend. N-S faults are characterized by cataclastic breccias with strong clay alteration formed by muscovite and proba-

ble illite. (c) Faults that involve both the basement and the basin sandstones with minimal (meter-scale) unconformity offset. These faults are inferred to be reactivated basement shears which propagated upwards into the sandstones. Three main sets of this type of faults were identified: a NW-SE-trending set, a NE-SW-trending set and a main E-W-trending (WNW-ESE to ENE-WSW) set. This last set of E-W faults most often reuses foliation or DBSZ shear zones and is the main mineralized fault set. All fault sets display strong clay alteration which often overprints cataclastic breccias.

Mineralization was intersected in several drill holes. Here below, we synthesize mineralization on the bases of the characteristics it presents in two drill holes in which it is fault-related, ML-134 and ML-141 (location in Figure 9(a), cross section  $b_0$ ).

In drill hole ML-134 the mineralized interval extends from 205.3 to 249.2 m. This interval includes, from top to bottom, (i) disseminated low-grade mineralization (<1.500 cps/SPP $\gamma$ ) with three small intervals of medium-grade mineralization (<25.000 cps/SPP $\gamma$ ) and (ii) a principal interval of high-grade mineralization (>25.000 cps/SPP $\gamma$ ) up to 30% U from probing calculation (Figure 11(a)). The disseminated low-grade mineralization occurs within an interval of graphitic gneiss with strong bleaching and weak to

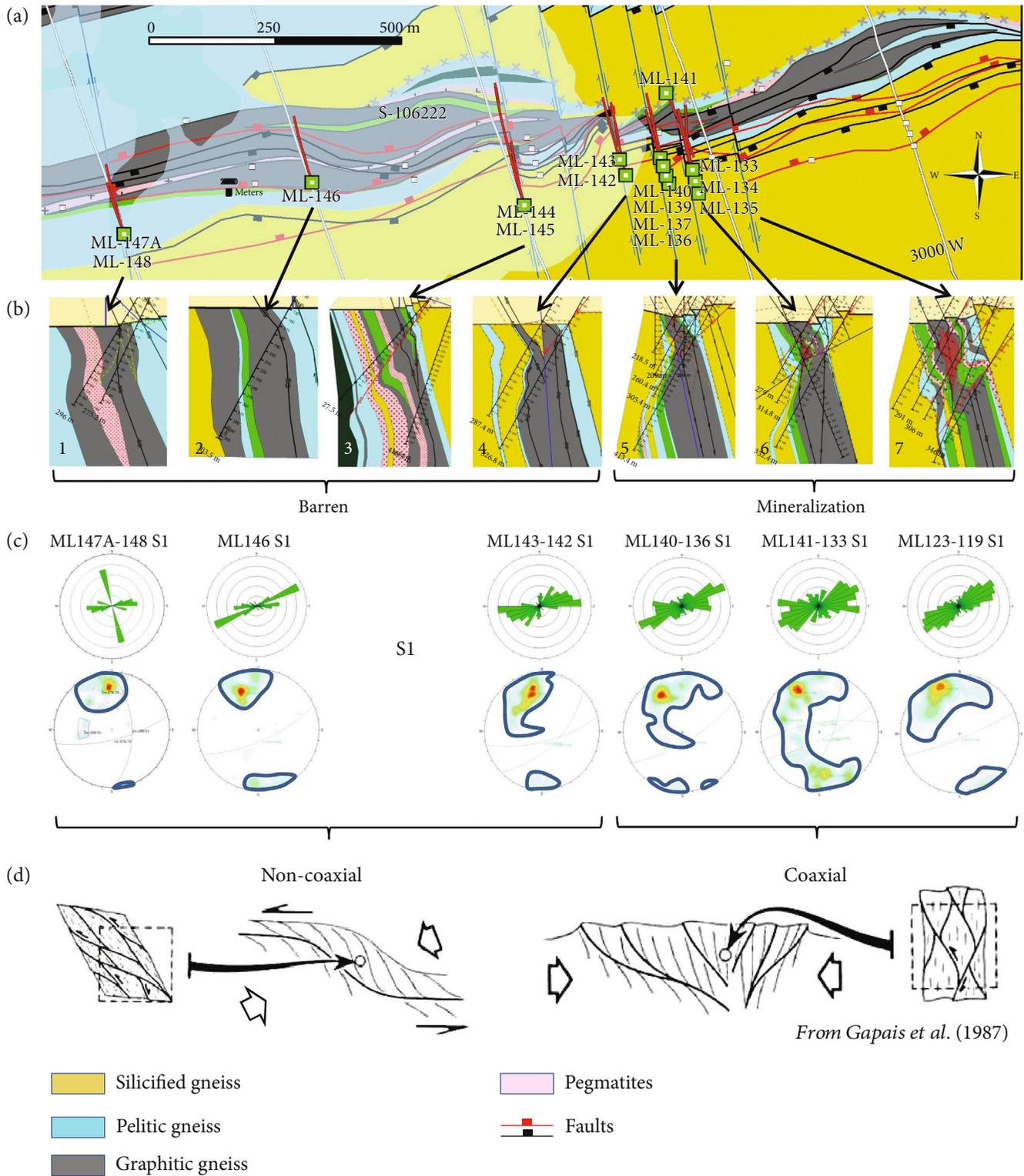


FIGURE 9: Location of the revisited drill holes (a) and sections (b) along the Tri-Island conductor, Martin Lake Project. Orano’s map and sections. (c) Rosacea and plane poles stereoplots (contours) of oriented data of foliation (S1) (Orano’s database) and inferred transposed shear zones from the barren far west moving into the mineralized zone (red) to the East. (d) Cartoons showing the 2D shear zone pattern resulting from noncoaxial versus coaxial deformation.

moderate clay alteration (muscovite/illite). Microfractures filled by secondary graphite (or dark chlorite) are frequent (Figure 11(b)). The uppermost interval of medium-grade

mineralization at 209.8 m appears spatially related with a 15-20 cm thick fault zone (Figure 11(c)). Fault-related fractures are subparallel to foliation and oriented E-W. Uranium

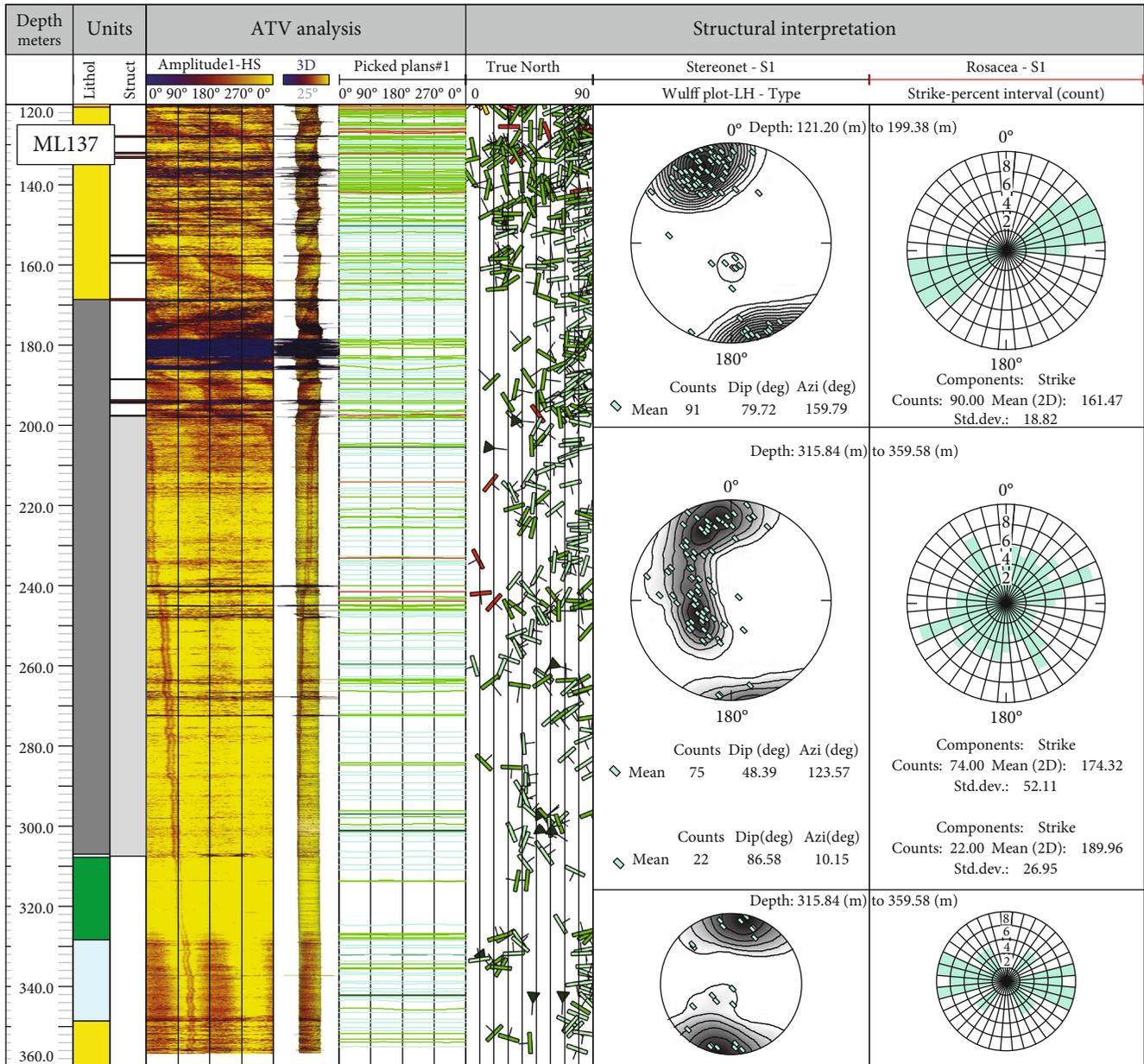
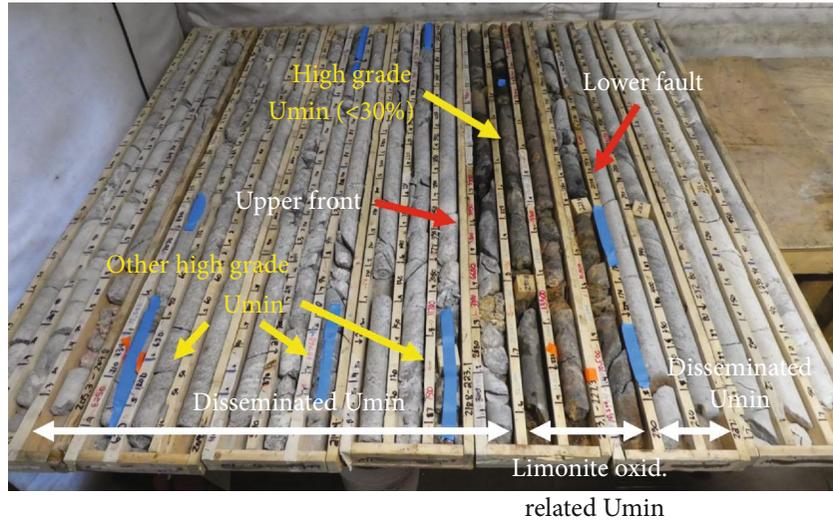


FIGURE 10: ATV data structural analysis from drill hole ML-137 showing the arrangement in conjugate shear zones. Note that, within the shear zone, poles span from the north to the south of the stereonet. Legend in Figure 2.

nodules within the fault zone are rimmed with limonite. The intermediate and lower intervals of medium-grade mineralization (217 to 217.3 m, <21.630 cps; 221.4 to 221.8 m, <11.700 cps) are limonite-related oxidation fronts that seems to infiltrate along foliation (Figures 11(d) and 11(e)). The highest grade and main mineralization interval, between 223.5 m and 227.9 m, is also characterized by limonite oxidation. The mineralization in this last interval evolves down hole from massive to disseminated with a transition zone of dark chlorite (Figures 11(f)). The basal contact is abrupt and interpreted as faulted. The fault occurs between 227.3 and 227.9 m and shows the highest radiometry with up to 17.000 cps in this drill hole (Figure 11(g)). Two other satellite faults with clay alteration and mineralization are also visible (i.e., at 222.4 m, Figure 10(h)). In both faults, clay alteration

is associated with bleaching which overprints and postdates mineralization.

Drill hole ML-141 intersected the bottom of the mineralized body less than 2 m apart from drill hole ML-134 between 216 and 221 m. Mineralization is high-grade, dark grey, and fracture-related and preserved from any oxidation. Mineralization at 216 m is related to strong clay alteration (sericite flakes within a probable illite matrix) and consists of two massive centimeter-scale pitchblende veins; one is parallel to foliation (Figure 12(a)) while the other crosscuts foliation obliquely (Figure 12(b)). Both veins are associated with a halo of mineralization invading the host rock. Mineralization at 220 m is high-grade, vein-related (Figure 12(c)) and associated with a cataclastic-corrosion wear breccia facies (Figure 12(d)). This breccia is formed by chaotic, subangular



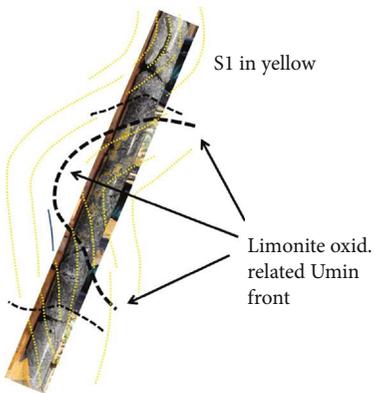
(a)



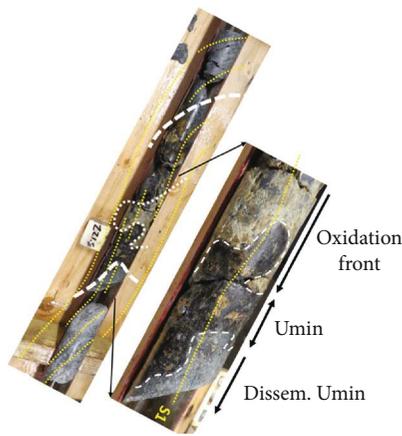
(b)



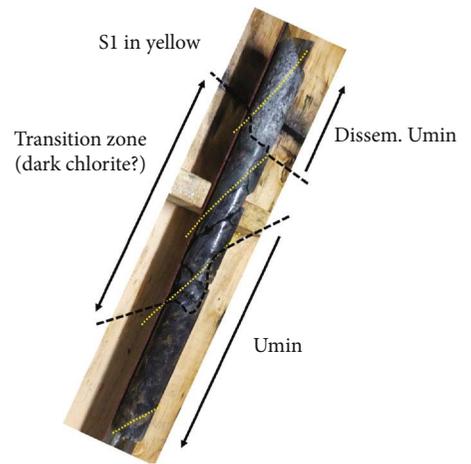
(c)



(d)



(e)



(f)

FIGURE 11: Continued.

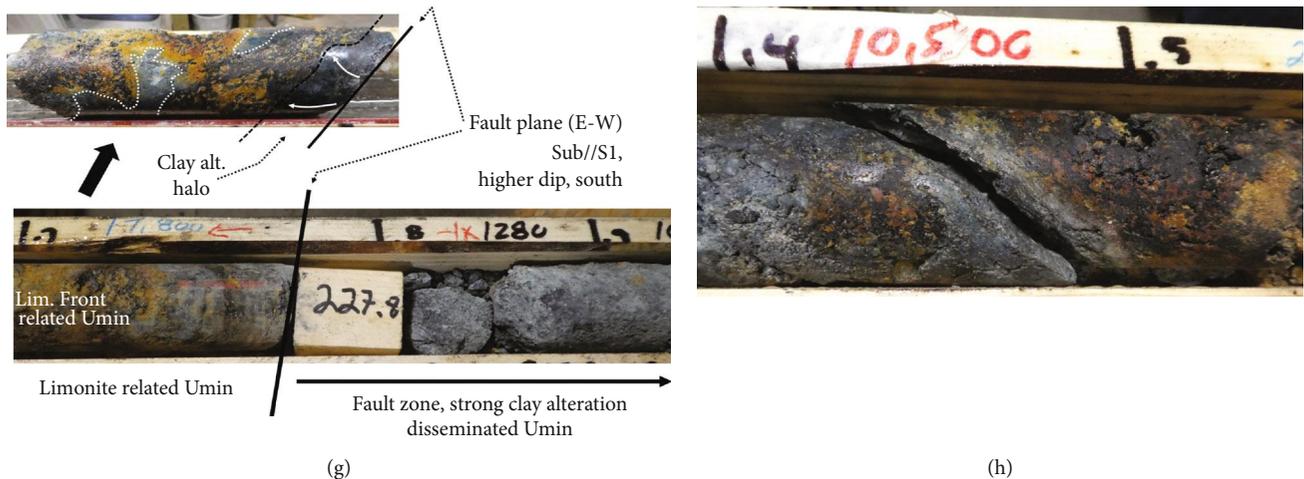


FIGURE 11: Drill hole ML-134. (a) General overview of the mineralized interval @205.3-249.2 m. (b) Microfractures filled with secondary graphite or dark chlorite @210.4 m, <830 cps. (c) Fracture and quartz-feldspar segregation-related mineralization @209.8 m, <15.340 cps. (d) Limonite oxidation front-related mineralization @217-217.3 m, <21.630 cps. The sketch shows the geometric relationship between the front, the foliation, and the fold. (e) Oxidation front-related mineralization @221.4 to 221.8 m, <11.700 cps. The sketch shows the geometric relationship between the front and the foliation. (f) Upper contact of principal mineralization @223.5 m. (g) Lower faulted contact of principal mineralization @227.8 m. (h) Clay fault @227.4 m, 10.500 cps.

to rounded, mm to cm scale, clasts of pale green to grey chloritized pelitic gneiss cemented with green dark to black chlorite with disseminated mineralization. The edge of the clasts exhibits corrosion patterns (dissolution gulfs).

**5.2.2. Structural Interpretation and Controls on Mineralization.** The ductile patterns identified, noted as undifferentiated D1/S1 foliation (including shear zones, DBSZ and large folding), correspond to the main pre-Athabasca shortening event synchronous of the high temperature metamorphism with lit-par-lit melting of the paragneiss and anatectic sweats (regional D2/S2 event [50, 51]). All previous deformation and foliation events are transposed to this event. D2/S2 is characterized by vertical open folds associated with a gentle shortening event. No well-developed foliation associated with D2/S2 is apparent.

The noteworthy change in the S1/shear zone pattern noted when moving from the periphery to the mineralized zone (from W to E), from the same steeply dipping south sense of dip to a progressively conjugate north and south sense dip, with the plane poles progressively spanning from the north to the south in the stereoplots, is interpreted to reflect a conjugate shear pattern. This lateral evolution is visible on the drill sections as well (Figure 9(b)) and supports (i) the conjugate arrangement of S1/shear zones and (ii) the role of the antithetic shear bands favouring brittle reactivation and mineralization. The ATV oriented data from drill hole ML-137 supports the same structural interpretation of conjugate shears. This is presented in the synthetic cross section through the mineralized ore body in Figure 13(a). The 2D pattern of the shear zones in the barren western trend can be associated with noncoaxial deformation resulting in an asymmetric shear zone pattern with the same dominant dip to the south, while in the mineralized zone, the symmetric conjugated shear zone pattern indicates coaxial deformation ([52]) (Figures 9(d) and 13(b)).

Mineralization in Tri-Island is disseminated and fracture-related hosted within foliation and shears reactivated as breccia faults or veins. Most of the mineralized fractures are E-W, following the E-W orientation of the inherited, inferred conjugate, ductile fabric, and secondarily in NW-SE and NE-SW fractures. Although the uranium ore body is conformable with the inherited conjugate pattern, mineralization is inferred to be the result of post-Athabasca faulting reactivating the inherited ductile structures [5, 12]. Post-Athabasca faulting in Martin Lake was recorded by the offset of the unconformity, the recurrent right-lateral strike-slip offset of the Tri-Island trend by globally N-S-trending faults and the E-W faults that reactivated basement shears and propagated upwards into the sandstones. These types of faults resulted in minimal metric-scale unconformity offset but their role is inferred as critical in driving mineralizing fluids from the basement into the sandstones (i.e., Cigar Lake deposit, CL in Figure 1, [12, 53]). The cataclastic-corrosion wear breccia facies observed in drill hole ML-141, interpreted as mineralized fault breccias resulting from the combination of tectonic (oriented fracture network) and hydrothermal (chaotic breccia with “corrosive wear” texture) features. The increase of the number of faults when moving from the barren synthetic shear zone (west) into the mineralized conjugated shear zone (east) indicates favourable conditions to enhance brittle reactivation of conjugate shears allowing for the circulation of important amounts of fluid flow.

**5.3. Structural Controls in the Spitfire Prospect: Hook Lake Project.** The Spitfire uranium prospect is located at the southern boundary of the Hook Lake Project, along the Patterson Uranium District in the southwest Athabasca Basin (Figures 1 and 14). The Patterson Lake trend is a structural corridor (also called the Patterson Lake corridor) that hosts one of the world’s largest high-grade uranium systems which

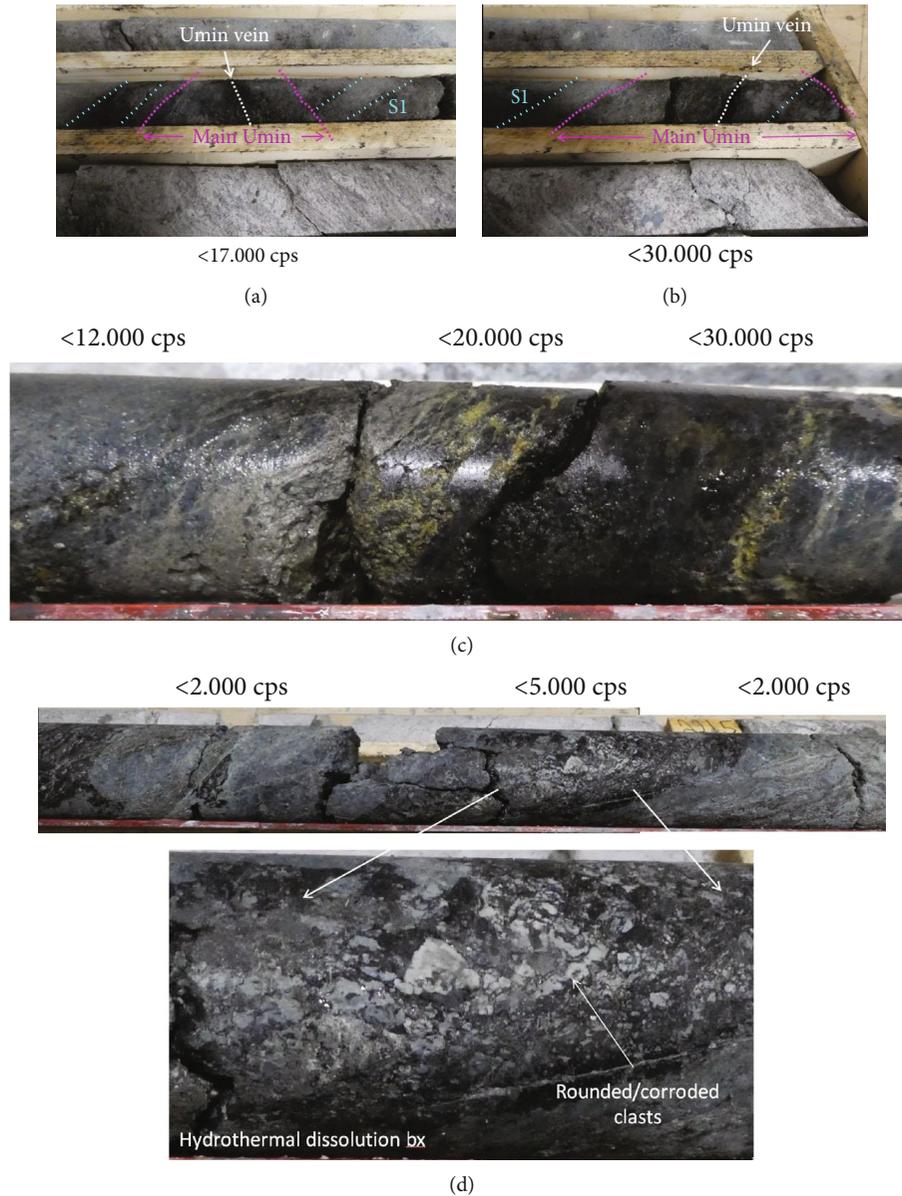


FIGURE 12: Drill hole ML-141. (a, b) Vein-related mineralization @216 m. (c) Vein-related mineralization @220 m. (d) Cataclastic-corrosion wear mineralized breccia @220 m.

includes Fission Uranium Corp.’s Triple R Deposit and NexGen Energy Ltd.’s Arrow deposit located several kilometers southwest of Spitfire (<https://purepoint.ca/projects/hook-lake/>). The Patterson Lake corridor is a crustal-scale zone of heterogeneous high strain with a strike length of over 50 km and a width of 5 to 10 km, hosted in Paleoproterozoic crystalline rocks of the Taltson Domain, which is part of the southwest Rae Province [22]. In the Hook Lake Project, three major basement lithologies are identified: orthogneiss derived from quartz monzodioritic and dioritic protoliths, a suite of mafic to ultramafic rocks that intruded the orthogneiss [54, 55], and pelitic gneiss or pseudoplates [33]. The Patterson Lake corridor also hosts ultrabasic intrusive rocks, carbonatite dykes, and voluminous hydrothermal-metasomatic rocks, accommodated deformation episodes in both the ductile

and brittle regimes [22]. A subvertical fault system extending NE-SW at Arrow (Figure 1) has been interpreted as a chloritic-graphitic strike-slip dominated fault system of complex left-lateral Riedel-style geometry, where multiple brittle reactivations of primary shear fractures have occurred, allowing for migration of hydrothermal fluids, alteration of host rocks, and precipitation of uranium mineralization [20].

The high-grade Spitfire mineralization (Figure 14) was discovered in 2015. The mineralization is basement hosted below less than 150 m of Athabasca sandstone basin infill and expands southwest to join the Harpoon prospect (NexGen Energy Ltd.). The mineralization is hosted within a NE-trending, moderate to steeply SE-dipping graphite-rich shear zone (Figure 14) (<https://purepoint.ca/projects/hook-lake/>).

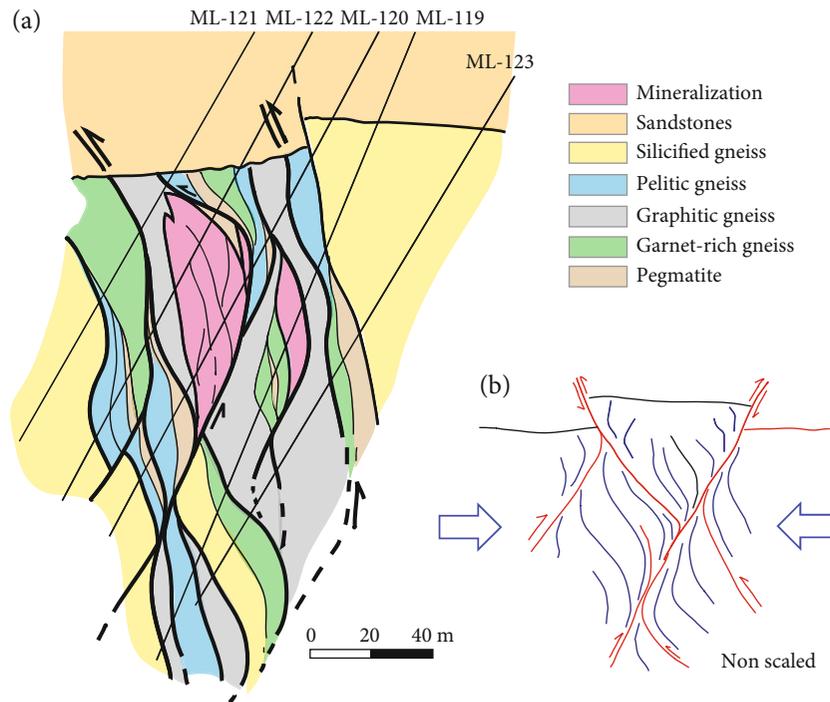


FIGURE 13: Cross section b<sub>7</sub> (Figure 9(b)) through holes ML-121 to ML-123 revisited taking into account the conjugated symmetric shear zone pattern attributed to coaxial deformation.

This section presents the 2016, 2017, and 2018 structural studies completed on the Spitfire prospect (Figure 14). It is based on observations on mineralized core, structural analysis of oriented fresh drill core (holes HK16-34, HK16-37, HK16-39, HK16-43, HK16-47, HK17-43, KH17-56, HK17-60, HK17-61, HK17-62, HK17-79, HK17-80, and HK18-82), and of ATV data. The ATV was run and processed by DGI Geoscience Inc., and interpreted by the authors. Additional observations of the mineralized intervals were performed in the revisited holes HK14-9, KH14-17, HK15-25, and HK15-21.

**5.3.1. Hosting Rocks and General Geometry of the Composite Ore Body.** Observations of fresh rocks from drill holes allowed identifying the following lithologic sequence, from top to bottom: (1) orthogneiss with granitic composition (i.e., granodiorite), with preserved feldspars phenocrysts and with different degrees of hydrothermal quartz silicification. These are partially hematized below the unconformity due to pre-Athabasca basin paleoweathering and strongly silicified at the contact with the underlying graphite-rich mylonite zone (see below). (2) Mafic rocks that intrude through the contact between the felsic orthogneiss and the underlying graphitic gneiss (mylonite zone). This intrusive is pale green, strongly chloritized and argillized. (3) Mylonite or shear zone (>50 m thick) which contains (3.1) garnet-rich granitic gneiss. Fresh garnets out of the mylonite zone evolve to chlorite-rimmed at the edges and completely chloritized within the mylonite core. The garnets are progressively stretched and rotated indicating a stage of high temperature deformation (>600-800°C); (3.2) very fine-grained mafic rocks with local millimeter-scale but very abundant garnets.

These mafic rocks vary in location from above to below the graphitic pelite. Fresh examples of these mafic rocks contain disseminated sulfides; (3.3) graphitic-rich pelitic gneiss, pyrite-rich at the top, within the mylonite core (ultramylonite). (4) Pyroxene-garnet-rich mafic rocks with pyrite as disseminated grains or in veinlets, and magnetite in veinlets. Hydrothermal quartz is abundant locally modifying the pelitic gneiss fabric and imparting a gneissic fabric. Preliminary geochemical and multielement analysis currently in progress show patterns suggesting that the granitoids and associated rocks belong to four distinct groups: TTG (tonalite, trondhjemite, and granodiorite), sanukitoids, BADR (basalt, andesite, dacite, and rhyolite), and boninites. The entire package of rocks is affected by different degrees of silicification, chloritization, and clay alteration. However, the presence of silicified granitic gneiss and the occurrence of chlorite-altered, mafic intrusives at the interface between the graphitic gneiss (mylonite zone) and the overlying granodiorite is a characteristic of the Spitfire prospect. Most of the mineralization is hosted following this mechanical discontinuity [33]. Below the graphitic mylonite zone, the rocks are relatively fresh.

The ore body, depicted within a 500 ppm cut-off envelope, strikes NE, is approximately 350 m in strike-length with a thickness up to 30 m (Figure 14). In the NE, the ore body extends down at least 120 m, from 320 m to 225mASL (Figure 14). Figure 15 displays a 3D cartoon of the southwestern half of the ore body (Figure 15(a)). For simplicity, we term the horizontal parts of the ore body “wings” and the vertical extension “root”. Figure 15 also shows the location of the representative mineralized samples and main structural observations from the root and the wing (Figures 15(b)–15(f)). The root contains the high-grade mineralization in

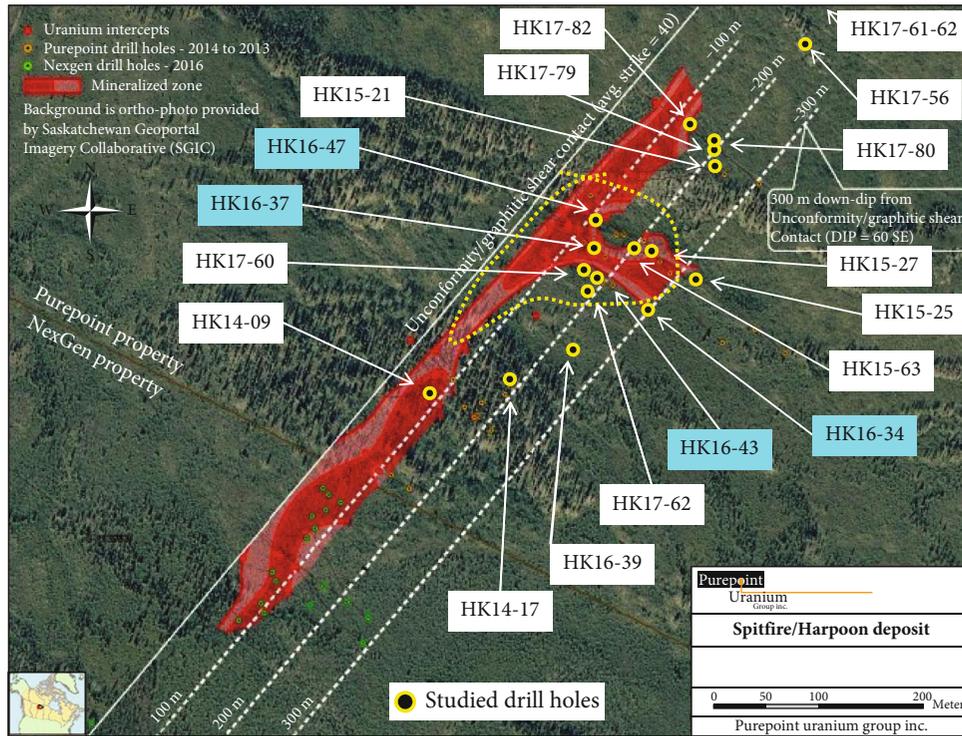


FIGURE 14: Ore body footprint and collar location of the studied inclined drill holes (map from Purepoint Uranium Group, 2016. Drill holes provided with ATV are framed in blue. Yellow dotted line circles the area represented in the 3D sketch of Figure 15. Modified from Purepoint’s web page (<https://purepoint.ca/projects/hook-lake/>).

its deeper part, associated with pyrite-filled veins (Figure 15(f)) and breccias with corrosion wear textures. Breccia clasts are remnants of the pale-green mafic intrusive. The pseudobreccia cement is formed by grey microcrystalline chlorite that fills spaces left by dissolution and hosts the mineralization which coats grain surfaces, fills intragrain porosity, forms microveins in quartz, and replaces micropyrates and parts of large pyrite grains [33]. Mineralized veins are observed at the upper part of the root and occur parallel-to-oblique to S1 (Figures 15(d) and 15(e)). Proximal to the root zones, the wings are characterized by mineralization filling veins parallel to S1 or as disseminations in reduced zones in both the graphitic gneiss and the overlying mafic rocks (Figure 15(c)). The distal zones of the wings are characterized by foliation-controlled disseminated mineralization (Figure 15(b)) and secondary, remobilized mineralization at redox fronts associated with limonite. Hematite and limonite oxidation are characteristics of the wings and generally of the upper part of the ore body. Hematization disappears at depth, with no oxidation present along the root at depth. Corrosion wear textures are also observed locally in the wings.

**5.3.2. Structural Analysis and Mineralization Settings.** Five drill holes had both good core recovery and acoustic televiewer data collected. The study of four of them is presented hereafter (see location in Figure 14).

Drill hole HK16-34 did not intersect any mineralization; rocks are quite fresh and show little deformation. This hole makes part of the nonmineralized holes that were studied

as reference for the comparison of shear/fault zone arrangement between nonmineralized and mineralized holes. Foliation (S1) homogeneously trends NE and steeply dips SE, with rare local changes in dip or azimuth to NNE or WNW. The graphitic gneiss unit (357.4 to 378 m) shows high strain, but only the top contact above the pyrite bearing graphitic gneiss appears as an unambiguous major shear zone transposed to the general S1. Local and discrete ductile shears and cataclastic shears were interpreted as NE-trending reverse shears. Local minor to medium scale fractures and faults crosscut foliation. Most of the time, faults are recognizable by the presence of centimeter-scale clay gouges. Their orientations and types are (i) E-W-trending faults often displaying right-lateral reverse strike-slip kinematic indicators, (ii) NW-SE-trending fracture or fault corridors, and (iii) rare N-S- and NE-SW-trending single fractures or faults.

Drill hole HK16-47 intersected three mineralized intervals (Figure 16). (i) The upper mineralization is patchy, occurring over an approximately 7 m thick interval. It contains relatively low grades (ex. 0.06%  $eU_3O_8$  over 1.7 meters, from gamma probe (gp)) and exhibits fracture/vein-related oblique and parallel to foliation mineralization from 178 to 185 m (Figure 16(a)). Mineralization is hosted within granitic gneiss. Both mineralized foliation and fractures are very similar in orientation occurring between N020 and N040, and dipping most often from low ( $40^\circ$ ) to moderate ( $70^\circ$ ) to the east (Figure 16(a)). (ii) The intermediate mineralization is approximately 15 m thick, relatively low- to medium-grade (ex. 10.3 meters of 0.18%  $eU_3O_8$ , gp) within a ductile shear zone at the contact between the pelitic graphitic gneiss and

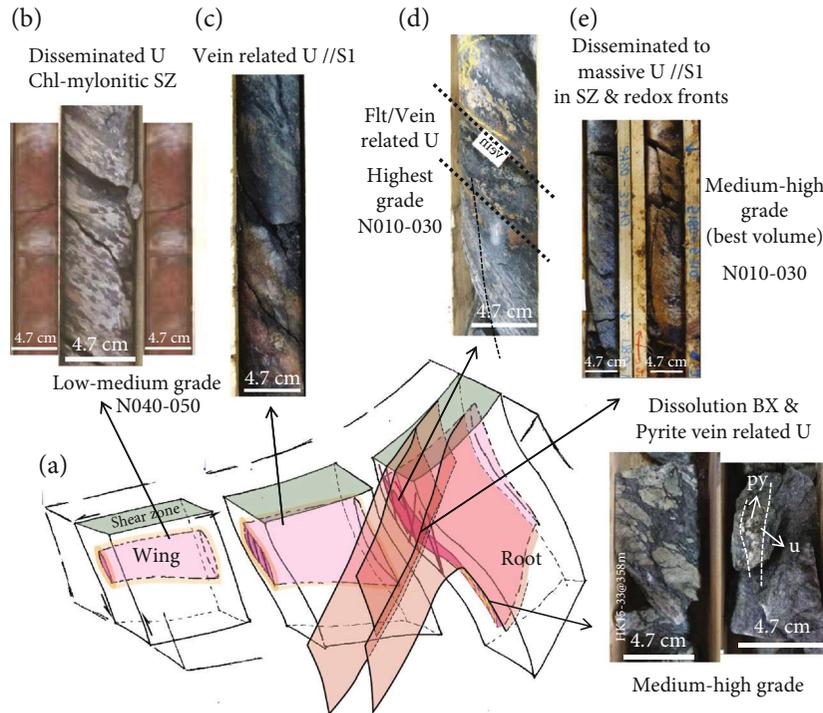


FIGURE 15: Synthetic 3D sketch of the Spitfire with a representative sample of mineralized drill core. Chl: chlorite; SZ: shear zone; U//S1: uranium vein parallel to foliation; BX: breccia; Py: pyrite; U: uranium.

the granodioritic/silicified gneiss (Figure 16(b)). Mineralization is dominantly parallel to S1 with fracture-related mineralization also visible subparallel and gently crosscutting the foliation. Both mineralized shears/foliation and mineralized fractures strike within N015 and N025 (Figure 16(b)). (iii) The lower mineralization is the main ore zone in this hole with 20.1 m of 0.88%  $eU_3O_8$ , gp (Figure 16(c)). This lower ore body is divided into two parts: (a) the upper part, 216–226 m, contains the highest grade mineralization in this hole which is oxidized massive and botryoidal mineralization parallel to S1; (b) the lower part is formed by disseminated low-grade mineralization in a grey chlorite-clay sheared and altered zone. The shear zone is structurally characterized by two sets of mineralized shears striking N020 and N110 (Figure 16(c)). Nonmineralized faults in drill hole HK16-47 group in two main sets E-W (generally moving from WNW-ESE and WSW-ENE, Figure 16(a)) and NW-SE (Figure 16(b)). These faults clearly offset mineralized settings and locally juxtapose different lithological units. They are often highlighted by clay-gouges or clay breccias.

Drill hole HK16-43 shows a low- to medium-grade mineralization interval between 215 and 263 m (7.4 meters of 0.24%  $eU_3O_8$ , gp, Figure 17), hosted in a shear zone involving granitic and graphitic gneiss, respectively. The main orientation of this shear zone is NNE (N010-030), with (a) dominant mineralization foliation and shears parallel, massive, or botryoidal and (b) fault/vein-related mineralization common through the mineralized interval (Figures 18(a) and 18(b)). The mineralization is disseminated in cataclastic gouges or is massive as vein cement (Figures 18(c) and 18(d)). Vein-related mineralization is often visible leaking from the vein into the foliation within fracture damage zones

(Figure 18(b)). Mineralized fractures are subparallel to the shear zone. The NNE orientation of both foliation and mineralized shears and veins is a remarkable feature that contrasts with the NE (N040-N050) orientation of foliation patterns along the nonmineralized interval above 215 m (Figure 17). Nonmineralized fractures and faults arrange in three main sets: (i) a dominant WNW-ESE-trending set, dipping in a wide range from low angle ( $20^\circ$ ) to steeply dipping ( $70^\circ$ ). The reason for this wide range in dips may be related to several episodes of reactivation; (ii) a NE-SW set. This set crosscuts foliation with a very narrow angle; dips are generally steep ( $70^\circ$ ); and (iii) an E-W- (or ENE-WSW-) trending set of low to moderate dip to the south. All these fault sets offset shear zones and mineralized settings.

Drill hole HK16-37 intersected one mineralized interval consisting of relatively high-grade mineralization from 269.6 to 275.0 m (5.4 meters of 1.21%  $eU_3O_8$ ) (Figure 18(e)). The high-grade mineralization is hosted within a N045-striking shear zone and is formed by dominant massive and/or disseminated pitchblende with pyrite along foliation, disseminated mineralization within a chlorite/pyrite cement of a quartz breccia showing corrosion wear textures, and two mm thin veins infilled by relicts of white quartz and black material (probably pitchblende and dark chlorite). These latter veins strike N015-020, dip between  $50$  and  $60^\circ$  to the SE, and branch into the chlorite/pyrite shear zone and quartz breccia.

Table 1 presents the synthesis of the most common and frequent structures observed both on core and from ATV data.

5.3.3. *Structural Interpretation and Controls on Mineralization.* The comparison of the oriented data from

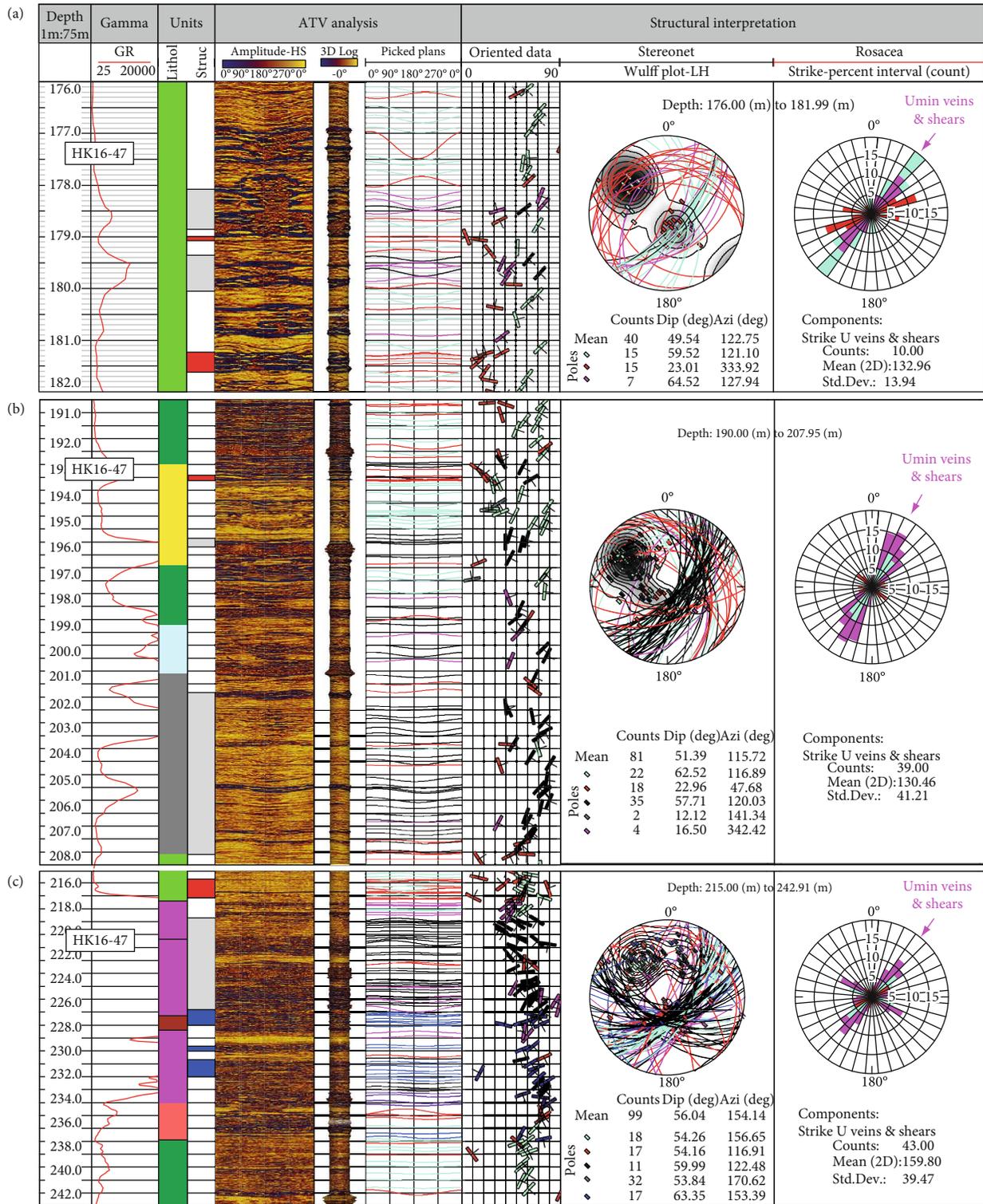


FIGURE 16: ATV data structural analysis from drill hole HK16-47. Zoom in on oriented data of (a) the upper mineralized zone 1, (b) the intermediate mineralized zone, and (c) the lower mineralized zone. Mineralized shears are in this figure in black. Umin: uranium mineralization. Legend in Figure 2.

ATV between nonmineralized (i.e., drill holes HK16-34 and HK17-70) and mineralized intervals (i.e., drill holes HK16-47, 43 and 37) reveals a noteworthy change in both (i) the strike of the S1/shear zone pattern from NE-SW ( $\approx$  N040-

050) to NNE-SSW ( $\approx$  N010-030) (Figures 19(a) and 19(b)) and (ii) the dip from steeply dipping higher than  $70^\circ$  to the SE of the nonmineralized intervals to a shallower dip ranging less than  $65^\circ$  to the SE of the mineralized intervals

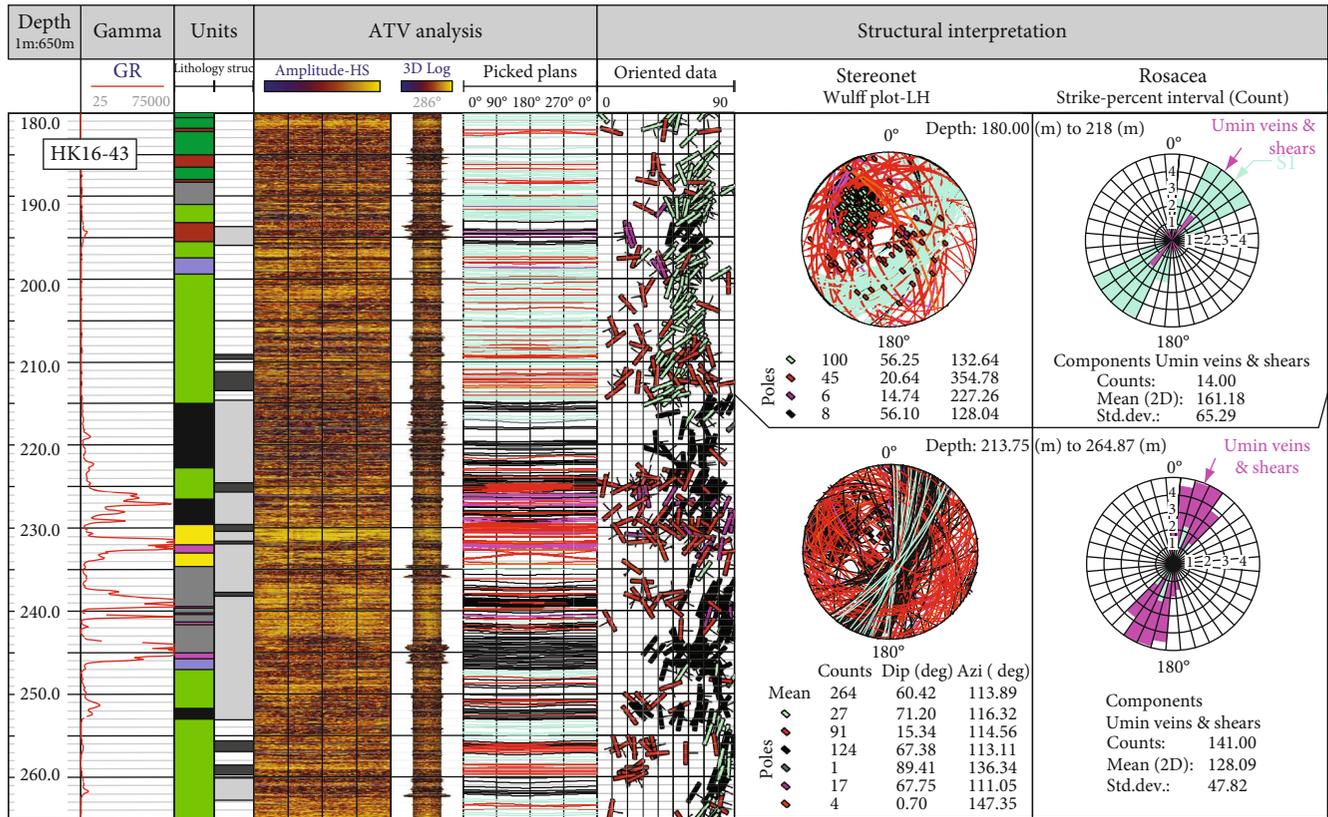


FIGURE 17: ATV data structural analysis from drill HK16-43 ATC and structural interpretation. Note the rotation of the nonmineralized (blue, upper interval) to the mineralized (black, lower interval) shears from NE to NNE. Umin: uranium mineralization.

(Figure 19(c)). This change in both strike and dip is interpreted as related to local bends, both laterally and vertically, along the trace of the graphitic shear zone favourable for the formation of dilational jog zones during inferred late reactivation of the graphitic shear zone where mineralization was trapped (Figure 19(d)). Few kinematic indicators could be collected from drill core; however, those that were obtained support this interpretation. Slickensides are commonly observed along graphitic planes and in some secondary faults (Figure 7(d)). Unfortunately, most are ambiguous without a clear sense of displacement or indicating various episodes of reactivation. Few good slickensides could be observed on N-S/NNE-striking faults parallel to the main foliation within shear zone recording unambiguous left-lateral reverse strike-slip kinematics (i.e., in drill hole HK17-72, Figures 7(d) and 19(d)). These data attest for at least one episode of N-S shortening. An episode of N-S compression could explain the opening as 3D dilational jogs along NE to NNE bends along the major shear zone favouring the development of N-S/NNE-striking mineralized veins. Although this is our preferred interpretation it does not negate the hypothesis that mineralization developed at the intersection between a NNE-trending fault with the NE-trending graphitic shear zone (Figure 15(a)). This alternative hypothesis would imply a very different kinematic context than that suggested herein.

## 6. Structural Controls and Mechanisms of Fluid-Rock Interaction

The structural analysis of the Sue and Spitfire sites highlights the same type of geometrical trap in the form of fault bends inducing the formation of dilational jog structures to which the main mineralization is correlated. Fault bends have 3D geometries and occur when the NE-trending major shear/fault zone changes orientation from NE to NNE and dips shallow from 70° to 40°. In such a fault bends, dilational jog zones opened when brittle left-lateral reverse strike-slip reactivation occurred. In such a configuration, foliation was opened as a “mille-feuille cake”, veins opened parallel or oblique to foliation (mode I or crack veins NNE-striking), and local cataclasites formed. In such a structural and geometrical trap (jogs), mineralization occurred disseminated along foliation planes (Figures 20(a) and 20(b)), sealing veins (Figure 20(c)), sometimes sealing local cataclasites (Figures 12(d) and 20(d)), and penetrating into the host rock from both foliation planes and veins (Figure 20(e)). One of the common and spectacular textures observed in all studied sites associated with or surrounding uranium mineralization is the cataclastic-corrosion wear breccia facies described above (Figures 12(d) and 20(d)). This breccia formed by chaotic, subangular to rounded, heterometric clasts with in some cases the disseminated or botryoidal mineralization within

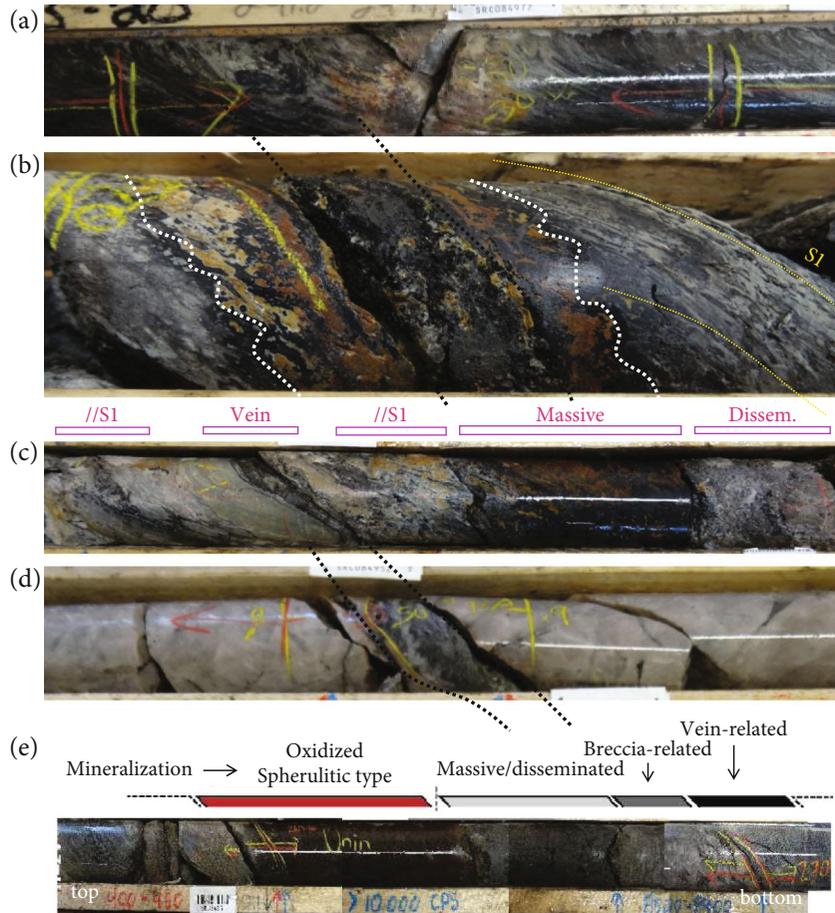


FIGURE 18: Uranium mineralization in drill hole HK16-43: (a) parallel to foliation mineralization, (b) vein-related mineralization crosscutting foliation, (c) disseminated in cataclastic gouges to massive as vein cement, (d) mineralized vein through a quartz vein, and (e) high-grade mineralized interval in drill hole HK16-37.

the chloritized matrix, exhibits pitting or subsurface attack of the edges of clasts (dissolution gulfs) indicating strong corrosion or dissolution. Detailed observation of less developed cataclastic-corrosion breccias (protobreccias) still allows for the observation of the initial microfractures through which fluids flowed (Figures 20(e) and 20(f)) and from by which dissolution fluids leaked and pervasively invaded the host rock (Figure 20(g)). In well-developed breccias, initial microfractures are completely obliterated suggesting that the chemical mechanism of dissolution takes over the mechanical mechanism of fracturing. Disseminated and parallel to foliation mineralized veins are more abundant in pelitic gneisses. In these cases, vein walls appear as planar with patterns of dissolution slightly visible with the naked eye but visible on thin sections (Figures 20(b) and 20(c)). Fracture-related corrosion wear textures or cataclastic-corrosion breccias are much better developed in (granular) orthogneisses because microfractures often reuse intergrain boundaries (Figure 20(e)). Corrosion/dissolution patterns attest for high amounts of hydrothermal fluid flow and enhanced fluid-rock interaction in dilational jog zones. When the dissolution mechanism takes over the fracture mechanisms, fluids can move far from jog zones and form ore bodies bigger than the size of jogs structural traps,

hiding the original link to the structural trap. Cataclastic-corrosion breccias or similar dissolution patterns have been observed in other deposits as for example in Sue [45], Shea Creek [56], Midwest (Figure 20(h)), or Caribou (McClean Project), often described as “wormy” facies (Figure 20(f)) (i.e., [57]).

The structural analysis of the Tri-Island showing reveals that mineralization occurs at the same location of a noteworthy change in the S1/shear zone pattern from west to east along with a change in dip from a steeply dipping south sense of dip to a progressively conjugate north and south sense of dip (synthetic to the south and antithetic to the north). This lateral evolution supports two ideas: (a) the conjugate arrangement of S1/shear zones and (b) the role of the inherited antithetic shear bands favouring brittle reactivation and mineralization in the basement revealed by the increasing number of faults when moving from the barren synthetic shear zone (west) into the mineralized conjugated shear zone (east). A similar conjugated shear arrangement has been recently observed by Orano’s geologists within the basement of the giant Cigar Lake deposit (Figure 1) and is used to explain the bump at the unconformity associated with the deposit, as well as the conjugated deformation bands observed within the overlying sandstones (O. Gerbeaud,

TABLE 1: Most common and frequent structures observed both on core and from ATV data from Spitfire drill holes. Although the uranium mineralization is hosted within ductile shear zones (red cells), mineralization is inferred to be the result of post-Athabasca faulting reactivating the inherited ductile structures.

Structure type	Chronology	Orientation	Dominant kinematics						Infill and/or associated alteration									
			Reverse	Normal	RL SS	LL SS	Umin	Clay alt	Desilicif	Mafic (?)	Chl	Qtz	Hem	CaCO <sub>3</sub>	Py	Drav	Carb	Pegm
Ductile shear zones	1	N040 (NE-SW)	X			X	X					X						X
	1	N015 (NNE)	X			X	X											X
	1	E-W			X	X												X
Fault zones/isolated faults/fracture corridors	2	E-W	X			X	X					X						
	3	NW-SE									X							X
	4	N-S (NNW to NNE)	X	X		X	X				X	X	X					X
	?	NE-SW					X				X							X
	?	N-S low angle dip																X
	?	E-W low angle dip																X
	?	NE-SW low angle dip												X				X

RL SS: right-lateral strike-slip; LL SS: left-lateral strike-slip; Umin: uranium mineralization; Clay alt: clay alteration; Desilicif: desilicification; Chl: chlorite; Qtz: quartz; Hem: hematite; CaCO<sub>3</sub>: calcite; Py: pyrite; Drav: dravite; carb: undetermined carbonates; Pegm: pegmatite.

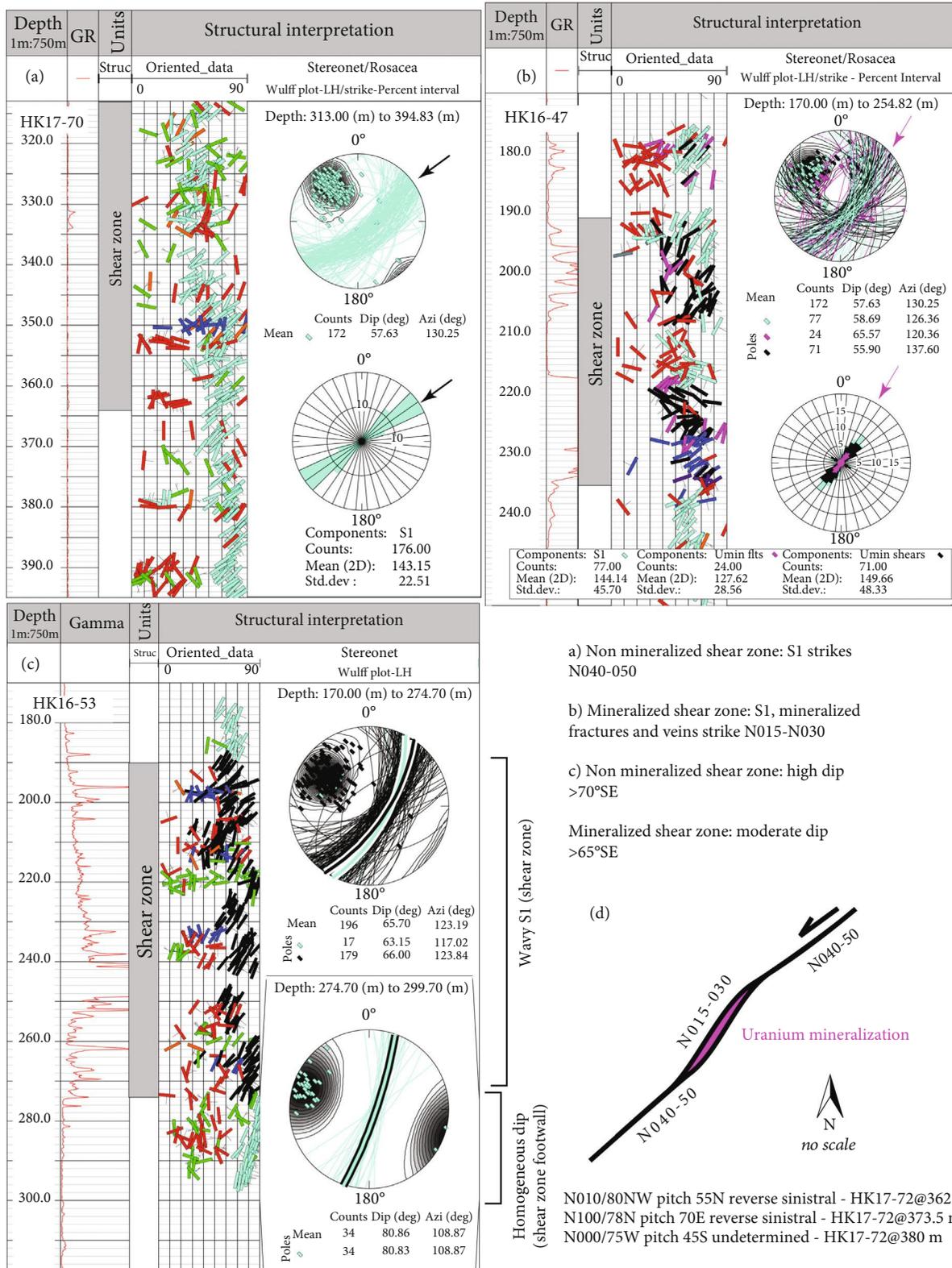


FIGURE 19: Comparison of the oriented data from ATV between nonmineralized and mineralized drill hole intervals in Spitfire. (a) Oriented data from the nonmineralized drill hole HK17-70. (b) Oriented data from the mineralized drill hole HK16-47. Note the change in orientation of the shear zone indicated by the arrows. (c) Oriented data from mineralized drill hole HK16-53. Note the change of the dip from the shear zone to the footwall. (d) Sketch showing the structural interpretation as a dilational jog opening within which the mineralization is trapped. Oriented data from drill hole HK17-72 is given.

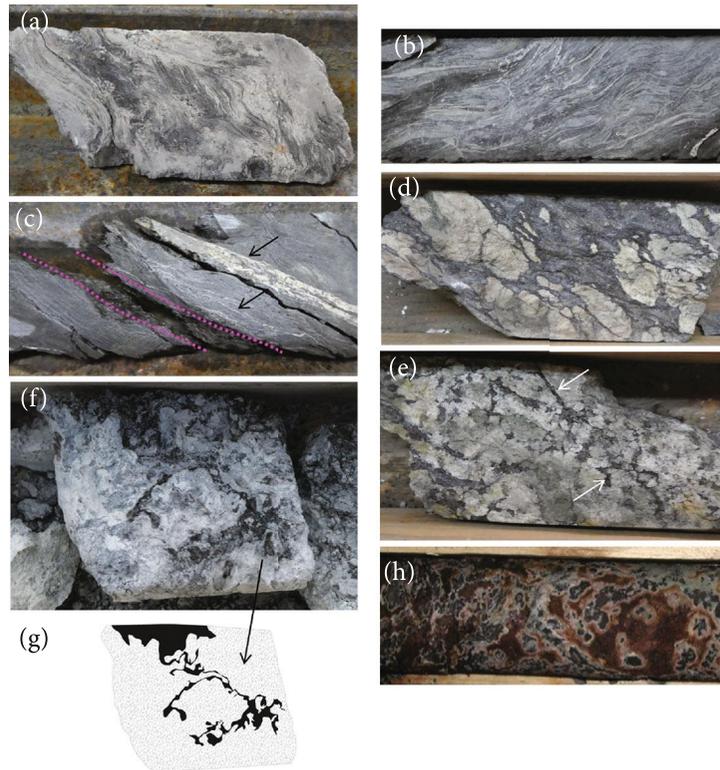


FIGURE 20: Deformation patterns and textures observed in mineralized dilation jog zones. (a, b) Reopened foliation with disseminated mineralization in a graphite-rich shear zone (HK18-82@263.9 m, 3800 cps; HK17-80@261.2 m, 5500 cps, respectively). Reopened foliation is underlined by pale grey clay (a) and white clay-carbonate (b) sealed veins. (c) Mineralized vein (pink) with parallel white clay-carbonate and quartz veins (arrows) reopening foliation (HK17-79@278.3 m, >10.000 cps). (d) Well-developed cataclastic corrosion/dissolution breccia (HK15-33@358 m). (e) Protocataclastic-corrosion/dissolution breccia still showing the initial microfractures from which fluids leaked into the host rock (HK15-33@357 m). (f) Protocataclastic corrosion/dissolution breccia from Midwest deposit (MW-855A, 500 cps). (g) Sketch of (f) showing the corrosion/dissolution pattern. (h) « Wormy » texture with mineralization from McClean Project (Caribou). Precise location unavailable (see [57]). Scale: diameter of the drill core of all pictures is 8.5 cm.

Orano's geologist, pers. comm.). Cataclastic-corrosion breccias are also observed in such type of conjugated structures (Figure 12(d)).

The structural analysis of the Sue and Spitfire sites and observations on drill core also indicate that the reactivation or reuse of the inherited ductile fabric for fluid flow and trapping was enhanced along strong lithology contrasts. At the Sue deposits, the correlation between drill holes indicates that mineralization follows the regional NNE graphitic shear zone which constitutes the main mechanical discontinuity between the Collins Bay orthogneiss dome in the east and the silicified metasedimentary rocks in the west. This contrast in competency likely served as a conduit which enhanced fluid flow and fluid-rock interaction. Abdelrazek et al. [33] show that in Spitfire, most of the mineralization is hosted following the mechanical discontinuities between the silicified felsic gneiss and the chlorite altered mafic rocks at the interface between the graphite-rich gneiss (shear zone) and the overlying granodiorite. Abdelrazek et al. [33] suggest that the permeability through the shear zones was first enhanced by mineralogical changes during metamorphic-retromorphic evolution and hydrothermal alteration that modified the rheology of the graphite-rich gneiss increasing

the competence contrast with the surrounding lithologies and favouring brittle reactivation by combination of physico-chemical mechanisms (brecciation and dissolution/corrosion) in shear zone bends (jogs) and conjugate shear zones as determined in this work.

## 7. Implications on the Tectonic Regime

The two different arrangements of mineralization traps described above, dilational jogs and conjugate shears, may respond to the two major orientations of shear zones that have been classically observed within the basement by systematic structural measurement and correlated at the regional scale by derived structural maps from the magnetic field: main N- to NE-SW- and E-W-trending [5, 50]. Jeaneret et al. [50] attribute the formation of the E-W-trending shears to the earlier  $D_1/S_1$  ductile deformation episode of N-S compression [50]. These authors attribute the  $D_2/S_2$  ductile event to the formation of the NE-trending major shear zones with left-lateral strike-slip motion under the same NNE major strain. The Sue deposits and the Spitfire prospect are located on an N-S- to NE-SW-trending shear zone, while the Tri-Island showing and the Cigar Lake

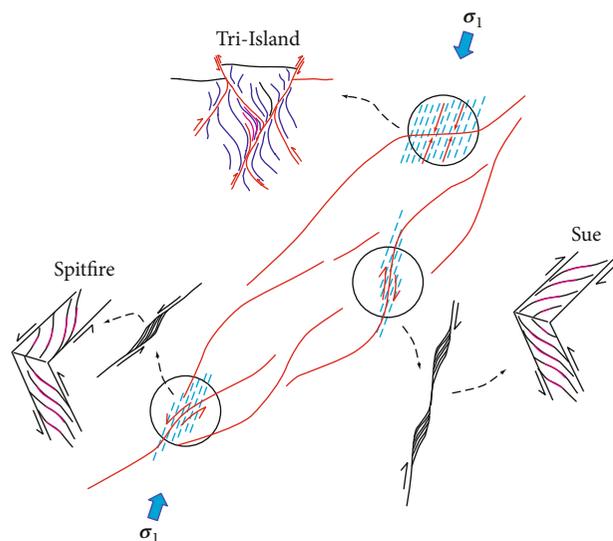


FIGURE 21: Sketch representing the reactivation of shear zones and the formation of dilational jogs and conjugated faults depending on their orientation respect to a NNE  $\sigma_1$ : reverse left-lateral in Spitfire, reverse right-lateral in Sue, and conjugated in Tri-Island. Mineralization is in pink.

deposits are both located on E-W-trending structures. Post-Athabasca brittle reactivation under N to NNE oriented  $\sigma_1$  as deduced from this work and supported from fracture analysis in the Sue B open pit before its remediation by [49] would explain left-lateral reverse strike-slip reactivation along the preexisting NE-trending ductile shear zones, while symmetric conjugated shear zones in E-W structures would have been reactivated as conjugated faults. Two implications arise from these statements. (i) The first implication is the strong control of the inherited ductile shear patterns. NE-trending shear zones would be characterized by asymmetric shear patterns resulting from noncoaxial N-S shortening (Figure 9(b)). E-W structures were characterized, at least locally, by symmetric conjugated shear patterns as the result of N-S coaxial shortening (Figure 13(b)). Brittle reactivation under a NNE  $\sigma_1$  would have induced (a) local dextral-reverse strike-slip on shear segments oriented N-S with the opening of dilational jogs on shear bends from N-S to NE, like in the Sue area (Figure 21); (b) left-lateral reverse strike-slip on shear segments oriented NE with the opening of dilational jogs on shear bends from NE-SW- to NNE-trending, like in the Spitfire area (Figure 21); and (c) reactivation of conjugated shears along E-W structures as reverse faults like at Tri-Island (Figure 21). (ii) The second implication is that, under such a scenario, the tectonic regime into which uranium mineralization traps formed through the whole Athabasca Basin could be homogeneous and compressive. Whether the compressional phase was unique and homogeneous NNE- $\sigma_1$  or with various tectonic phases with variable orientation of  $\sigma_1$  is unknown. Regardless, mineralization occurred in dilation geometrical traps that could all develop by the reactivation of shear zone bends and conjugate shear zones in a compressional regime.

## 8. Conclusions

The structural analysis performed at the Sue, Tri-Island, and Spitfire sites brings new insights about (i) the mesoscale structural controls and fracture-related traps to which basement-hosted uranium deposits are associated in the Athabasca Basin, (ii) the role the inherited ductile fabric has on the mode of brittle reactivation and the development of efficient traps for mineralization at the mesoscale, and (iii) the tectonic regime to which unconformity-related uranium deposits of the Athabasca Basin may be related.

Common mesoscale structural controls to various basement-hosted uranium deposits of the Athabasca Basin are (i) 3D dilational jog zones that form when NE-trending shear zones turn to NNE and dip lows from steeply to moderate or low (i.e., Sue deposits and Spitfire prospect) and (ii) reactivated conjugated shears along E-trending trends (i.e., Tri-Island showing).

In such, a mesoscale structural control foliation was opened forming veins parallel or oblique to foliation and local cataclasites formed. Microfracturing and corrosion/dissolution acted together as mechanisms that enhanced permeability and favoured migration of hydrothermal fluids and the formation of uranium mineralization.

The opening of dilational jog zones along NE-trending shear and the reactivation of conjugate shears along E-trending structural trends implies an N to NNE oriented compressional strain ( $\sigma_1$ ) during mineralization trap formation which is coherent with observed reverse left-lateral kinematic indicators. The present work and structural interpretations highlight the importance of the inherited ductile fabric as bends along NNE- to NE-trending shear zones and conjugate shear bands along E-W shear zones that were favourable for the localization of the brittle strain and the development of dilational jogs and fractures, thus enhancing fracture-related permeability, fluid flow, fault/fluid/rock interaction, and uranium mineralization in the unconformity-related uranium deposits of the Athabasca Basin.

## Data Availability

Oriented data used to support the findings of this study are included in the figures within the article.

## Conflicts of Interest

The authors declare that there is no conflict of interest regarding the publication of this paper.

## Acknowledgments

Special thanks are due to Ryan Zerff and Odile Maufrais-Smith (project geologists from Orano Canada), Scott Frostad (Vice President Exploration from Purepoint Uranium Group), and Darren Slugoski (project geologist from Purepoint Uranium Group) who facilitated access to the exploration sites and provided databases, as well as helpful information about their respective sites geology. We also thank Grant Harrison and Brandon Eccles (geophysicist/geotechnician from Orano

Canada) for their help with the acoustic televiewer processing. We are grateful to Craig Cuts, John Robbins, and Remy Chemillac from Orano Canada, for the critical reading of the manuscript bringing on it their long experience. Thanks are due to Orano, Cameco, Denison, OURD, and Purepoint for allowing publishing these data and work. Research and publication of this article was funded by Orano and supported by the CNRS UMR 8148 GEOPS of the Université Paris-Saclay.

## References

- [1] B. N. Eisenlohr, D. Groves, and G. A. Partington, “Crustal-scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in Western Australia,” *Mineralium Deposita*, vol. 24, pp. 1–8, 1989.
- [2] F. Robert, K. H. Poulsen, K. F. Cassidy, and C. J. Hodgson, “Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons,” *Economic Geology*, vol. 100, pp. 1001–1033, 2005.
- [3] S. Micklethwaite, H. A. Sheldon, and T. Baker, “Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery,” *Journal of Structural Geology*, vol. 32, no. 2, pp. 151–165, 2010.
- [4] Y. Zhang, J. Robinson, and P. M. Schaubs, “Numerical modeling of structural controls on fluid flow and mineralization,” *Geoscience Frontiers*, vol. 2, no. 3, pp. 449–461, 2011.
- [5] C. W. Jefferson, D. J. Thomas, S. S. Gandhi et al., “Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta,” in *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types*, W. D. Goodfellow, Ed., pp. 273–305, District Metallogeny, The Evolution Of Geological Provinces, And Exploration Methods, Geological Association of Canada, Special Publication 5, 2007.
- [6] A. Anand and C. W. Jefferson, “Reactivated fault systems and their effects on outcrop patterns of thin-skinned early thrust imbrications in the Kiggavik uranium camp, Nunavut,” in *Geological Survey of Canada*, 9 pages, Natural Resources Canada, 2017.
- [7] A. Grare, A. Benedicto, O. Lacombe et al., “The contact uranium prospect, Kiggavik project, Nunavut (Canada): tectonic history, structural constraints and timing of mineralization,” *Ore Geology Reviews*, vol. 93, pp. 141–167, 2018.
- [8] A. Grare, A. Benedicto, J. Mercadier et al., “Structural controls and metallogenic model of polyphase uranium mineralization in the Kiggavik area, Nunavut, Canada,” *Mineralium Deposita*, 2020.
- [9] C. T. Harper, “The geology of the Cluff Lake uranium deposits,” *CIM Bulletin*, vol. 71, no. 800, 1978.
- [10] G. Tourigny, S. Wilson, G. Breton, and P. Portella, “Structural control and emplacement of uranium mineralization at the Sue C deposit, McClean Lake operation, northern Saskatchewan,” in *Summary of Investigations*, vol. 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Energy Mines, Misc. Rep, 2001.
- [11] Z. Li, G. Chi, K. M. Bethune, D. Thomas, and G. Zaluski, “Structural controls on fluid flow during compressional reactivation of basement faults: insights from numerical modeling for the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada,” *Economic Geology*, vol. 112, no. 2, pp. 451–466, 2017.
- [12] P. Martz, J. Mercadier, M. Cathelineau et al., “Formation of U-rich mineralizing fluids through basinal brine migration within basement-hosted shear zones: a large-scale study of the fluid chemistry around the unconformity-related Cigar Lake U deposit (Saskatchewan, Canada),” *Chemical Geology*, vol. 508, pp. 116–143, 2019.
- [13] J. Mercadier, A. Richard, M. C. Boiron, M. Cathelineau, and M. Cuney, “Migration of brines in the basement rocks of the Athabasca Basin through microfracture networks (P-Patch U deposit, Canada),” *Lithos*, vol. 115, no. 1–4, pp. 121–136, 2010.
- [14] T. Cui, J. W. Yang, and I. M. Samson, “Tectonic deformation and fluid flow: implications for the formation of unconformity related uranium deposits,” *Economic Geology*, vol. 107, no. 1, pp. 147–163, 2012.
- [15] Z. Li, G. Chi, K. M. Bethune et al., “Synchronous egress and ingress fluid flow related to compressional reactivation of basement faults: the Phoenix and Gryphon uranium deposits, southeastern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada,” *Mineralium Deposita*, vol. 53, no. 2, pp. 277–292, 2018.
- [16] Z. Li, G. Chi, K. M. Bethune et al., “Numerical simulation of strain localization and its relationship to formation of the Sue unconformity-related uranium deposits, eastern Athabasca Basin, Canada,” *Ore Geology Reviews*, vol. 101, pp. 17–31, 2018.
- [17] Y. B. Aghbelagh and J. Yang, “Effect of graphite zone in the formation of unconformity-related uranium deposits: insights from reactive mass transport modeling,” *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 144, pp. 12–27, 2014.
- [18] D. Baudemont, J. P. Piquard, F. Ey, and J. Zimmerman, “The Sue uranium deposits, Saskatchewan, Canada,” *Exploration Mining Geology*, vol. 2, no. 3, article 179-22, 1993.
- [19] C. Sheahan, M. Fayek, D. Quirt, and C. W. Jefferson, “A combined ingress-egress model for the Kianna unconformity-related uranium deposit, Shea Creek project, Athabasca Basin, Canada,” *Economic Geology*, vol. 111, no. 1, pp. 225–257, 2016.
- [20] S. Hillacre, K. Ansdell, B. McEwan, and M. Namara, “Structural analysis, paragenesis, and preliminary geochronology of the Arrow uranium deposit, Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada: implications for controls on mineralization,” in *SGA Proceedings, Vol. 2*, p. 743, Quebec, 2017.
- [21] S. A. Bosman and P. Ramaekers, “Athabasca Group + Martin Group = Athabasca Supergroup? Athabasca Basin multi-parameter drill log compilation and interpretation, with updated geological map,” in *Summary of Investigations 2015, Volume 2*, p. 13, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of the Economy, Miscellaneous Report 2015-4.2, Paper A-5, 2015.
- [22] C. D. Card, “Distribution and significance of crystalline rocks in the Patterson Lake uranium exploration corridor of northwest Saskatchewan,” in *Summary of Investigations 2017, Volume 2*, p. 18, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of the Economy, Miscellaneous Report 2017-4.2, Paper A-11, 2017.
- [23] P. F. Hoffman, “United plates of America, the birth of a craton—early Proterozoic assembly and growth of Laurentia,” *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 16, no. 1, pp. 543–603, 1988.
- [24] P. Ramaekers, C. W. Jefferson, G. M. Yeo et al., “Revised geological map and stratigraphy of the Athabasca Group, Saskatchewan and Alberta,” in *EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta: Geological Survey of Canada, Bulletin 588, (also Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 4; Saskatchewan Geological Society, Special Publication 18)*, C. W. Jefferson and

- G. Delaney, Eds., pp. 155–192, Geological Survey of Canada, 2007.
- [25] N. Saracoglu, R. H. Wallis, J. J. Brummer, and J. P. Golightly, “The McClean uranium deposits, northern Saskatchewan discovery,” *CIM Bulletin*, vol. 76, no. 825, pp. 63–79, 1993.
- [26] G. Chi, Z. Li, H. Chu et al., “A shallow-burial mineralization model for the unconformity-related uranium deposits in the Athabasca basin,” *Economic Geology*, vol. 113, no. 5, pp. 1209–1217, 2018.
- [27] J. F. Lewry, T. I. I. Sibbald, and C. J. Rees, “Metamorphic patterns and their relation to tectonism and plutonism in the Churchill Province of Northern Saskatchewan,” *Metamorphism in the Canadian Shield, Geological Survey of Canada paper*, vol. 78-10, pp. 139–154, 1978.
- [28] G. E. Ray, “The geology of the High Rock-Key Lake vicinity,” in *Saskatchewan Geological Survey, Report*, vol. 197, Geological Survey of Canada, 1977.
- [29] G. M. Yeo and G. Delaney, “The Wollaston supergroup, stratigraphy and metallogeny of a Paleoproterozoic Wilson cycle in the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan,” *Bull. Geol. Survey of Canada*, 2007.
- [30] C. D. Card, D. Pana, P. Portella, D. J. Thomas, and I. R. Annesley, “Basement rocks to the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta,” in *EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHNOlogy of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta: Geological Survey of Canada, Bulletin 588*, (also Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 4; Saskatchewan Geological Society, Special Publication 18), C. W. Jefferson and G. Delaney, Eds., pp. 69–87, Geological Survey of Canada, 2007.
- [31] C. D. Card, B. McEwan, and S. A. Bosman, “The Cree Lake South Project 2008: regional implications of bedrock mapping along the Virgin River transect,” in *Summary of Investigations 2008, Vol. 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask*, p. 23, Ministry of Energy and Resources, Misc. rep. 2008-4.2, 2008.
- [32] C. D. Card, D. Pana, R. A. Stern, and N. Rayner, “New insights into the geological history of the basement rocks to the southwestern Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta,” in *EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration Technology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*, C. W. Jefferson and G. Delaney, Eds., vol. 588, pp. 119–133, Geological Survey of Canada, Bull. 2007.
- [33] M. Abdelrazek, A. Benedicto, M. Fayek et al., “Permeability network, alteration and mineralization of the Spitfire basement-hosted uranium prospect, Western Athabasca, Canada,” in *SGA 2019 Extended Abstracts*, Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 2019.
- [34] P. Alexandre, K. Kyser, D. Thomas, P. Polito, and J. Marlat, “Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and their integration in the evolution of the basin,” *Mineralium Deposita*, vol. 44, no. 1, pp. 41–59, 2009.
- [35] J. Cloutier, K. Kyser, G. R. Olivo, and D. Brisbin, “Geochemical, isotopic, and geochronologic constraints on the formation of the Eagle Point basement-hosted uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and recent remobilization of primary uraninite in secondary structures,” *Mineralium Deposita*, vol. 46, no. 1, pp. 35–56, 2011.
- [36] G. L. Cumming and D. Krstic, “The age of unconformity-related uranium mineralization in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan,” *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, no. 8, pp. 1623–1639, 1992.
- [37] T. I. I. Sibbald, “Geology and genesis of the Athabasca Basin uranium deposits,” in *Summary of Investigations, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Energy and Mines, Miscellaneous Report 85-4*, 1985.
- [38] S. Ureel, M. Momayez, and Z. Oberling, “Rock core orientation for mapping discontinuities and slope stability analysis,” *IJRET International Journal of Research in Engineering and Technology*, vol. 2, no. 7, 2013.
- [39] A. Benedicto, G. Harrison, B. Eccles, and P. Ledru, “Advanced use of borehole acoustic televiewer (ATV) for structural interpretation of unconformity-related uranium deposits,” *Economic Geology*, 2021, in press.
- [40] S. Hunze and T. Wonik, “Lithological and structural characteristics of the Lake Bosumtwi impact crater, Ghana: interpretation of acoustic televiewer images,” *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 42, no. 4-5, pp. 779–792, 2007.
- [41] D. Moos, R. D. Jarrard, T. S. Paulsen, E. Scholz, and T. J. Wilson, “Acoustic borehole televiewer results from CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica,” *Terra Antarctica*, vol. 7, pp. 279–286, 2000.
- [42] M. Rider, “The geological interpretation of well logs,” Whittles Publishing, London, 1996.
- [43] J. Zemanek, E. E. Glenn, L. Norton, and T. L. Caldwell, “Formation Evaluation by inspection with the borehole televiewer,” *Geophysics*, vol. 35, no. 2, pp. 254–269, 1970.
- [44] F. L. Paillet, W. S. Keys, and A. Hess, “Effects of lithology on televiewer-log quality and fracture interpretation,” in *Proceedings, 27th Annual Logging Symposium, Society of Professional Well Log Analysts*, pp. 1–31, Texas, 1985.
- [45] G. Lorilleux, M. Cuney, M. Jébrak, J. C. Rippert, and P. Portella, “Chemical brecciation processes in the Sue unconformity-type uranium deposits, Eastern Athabasca Basin (Canada),” *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 80, no. 2-3, pp. 241–258, 2003.
- [46] R. H. Wallis, N. Saracoglu, J. J. Brummer, and J. P. Golightly, “The geology of the McClean uranium deposits, northern Saskatchewan,” *CIM Bulletin*, vol. 76, no. 825, pp. 102–131, 1993.
- [47] D. H. Quirt, G. Gudmundson, C. Cutts, and C. Demange, “Sue D uranium deposit, McClean Lake property, northern mining district Saskatchewan, NTS Map Area 64L/5: 2012 mineral resource technical report (effective February 21, 2012),” AREVA Resources Canada Inc., internal report, number 12-CND-99-02, 2012.
- [48] G. Tourigny, D. Quirt, N. S. F. Wilson, S. Wilson, G. Breton, and P. Portella, “Geological and structural features of the Sue C uranium deposit, McClean Lake area, Saskatchewan,” in *EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration TECHNOlogy of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*, C. W. Jefferson and G. Delaney, Eds., vol. 588, pp. 229–247, Geological Survey of Canada, Bulletin, 2007.
- [49] N. Flotté and J. L. Feybesse, “Structural geology of the Sue B deposit,” AREVA internal report, N. BUM/DGS RT 08/069, 2008.
- [50] P. Jeanneret, P. Goncalves, C. Durand et al., “Tectono-metamorphic evolution of the pre-Athabasca basement within the Wollaston-Mudjatik Transition Zone, Saskatchewan,” *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 53, no. 3, pp. 231–259, 2016.
- [51] P. Jeanneret, P. Goncalves, C. Durand et al., “Geochronological constraints on the trans-Hudsonian tectono-metamorphic evolution of the pre-Athabasca basement

- within the Wollaston-Mudjatik Transition Zone, Saskatchewan,” *Precambrian Research*, vol. 301, pp. 152–178, 2017.
- [52] D. Gapais, P. Bale, P. Choukroune, P. R. Cobbold, Y. Mahjoub, and D. Marquer, “Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples,” *Journal of Structural Geology*, vol. 9, no. 5-6, pp. 635–646, 1987.
- [53] P. Martz, M. Cathelineau, J. Mercadier et al., “C-O-H-N fluids circulations and graphite precipitation in reactivated Hudsonian shear zones during basement uplift of the Wollaston-Mudjatik Transition Zone: example of the Cigar Lake U deposit,” *Lithos*, vol. 294-295, pp. 222–245, 2017.
- [54] A. Benedicto, C. MacKay, S. Frostad, D. Slugoski, and P. Ledru, *Uranium Mineralization and Structural Controls in the Spitfire Prospect, Hook Lake Project, Patterson Lake Trend, Canada*, Orano, Quebec City, 2017.
- [55] C. D. Card and J. Noll, “Host-rock protoliths, pre-ore metasomatic mineral assemblages and textures, and exotic rocks in the Western Athabasca Basin: ore-system controls and implications for the unconformity-related uranium model,” in *Summary of Investigations 2016, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey*, p. 19, Saskatchewan Ministry of the Economy, Miscellaneous Report 2016-4.2, Paper A-8, 2016.
- [56] G. Lorilleux, M. Jébrak, M. Cuney, and D. Baudemont, “Poly-phase hydrothermal breccias associated with unconformity-related uranium mineralization (Canada): from fractal analysis to structural significance,” *Journal of Structural Geology*, vol. 24, no. 2, pp. 323–338, 2002.
- [57] G. Breton, R. Campbell, P. Portella, and D. Bingham, “McClellan Lake project, 2003 activities and results,” *vol I to IV. Cogema (actually Orano) internal report*, 2003.





# **Proposition d'un protocole d'analyse pour la reconnaissance des signatures structurales favorables à la minéralisation d'uranium**

La caractérisation de la signature structurale des gisements de socle présentée dans cette thèse est le résultat d'une méthodologie d'étude des structures à différentes échelles basée sur un travail de terrain et en laboratoire. Le protocole appliqué pour l'étude des minéralisations d'Hook Lake et de Martin Lake permet de mieux caractériser des structures à haut potentiel pour la formation de gisements d'uranium de socle en partant des données de sondages carottés. Il a été démontré que des réseaux de micro-fractures, qui ne peuvent être correctement caractérisés qu'à l'échelle de la lame mince, pouvaient contrôler des minéralisations d'uranium. Le développement d'outils destinés à l'évaluation du potentiel structural d'une zone est important. Les paragraphes suivants détaillent un protocole qui peut être appliqué pour l'étude structurale du socle en Athabasca. Se basant en partie sur des méthodes déjà en cours (dont pour certaines effectuées en routine en exploration, d'autres réalisées plus ponctuellement et nécessitant une révision : échantillonnage, pétrographie...) (Tableau 4), le protocole ici proposé met en avant **la connexion entre les différents travaux** décrits dans le tableau 4 ainsi que de la **fluidité dans le changement d'échelle**.

## **1. Caractérisation des intervalles structuraux sur les sondages**

**La caractérisation des structures doit conduire à la définition d'intervalles structuraux.**

Un intervalle structural est défini par l'étendue d'une famille de structure identique le long d'un intervalle continue. Il faut décrire et caractériser la nature de ces structures cassantes afin de définir celles exprimant la présence d'un cœur de faille et celles d'une zone de dommage ou fracturation. Le même travail est à effectuer sur les structures ductiles pour lesquelles les textures mylonitiques, les zones d'inversion ou de forte variabilité de pendage de la foliation et les structures de cisaillement tels que boudinage ou sigmoïdes sont à relever. Le regroupement de ces structures définis les intervalles structuraux qui peuvent être reportés sur la coupe afin de visualiser leurs étendus et les potentiels recoupements.

Dans le cas où aucune structure de faille n'est visible, l'identification des structures ductiles héritées est d'autant plus importante, par exemple les intervalles de déformation ductile montrant

des évidences de circulations fluides (altération pervasive, veines, présence locale d'oxydation, textures de dissolution...) pourraient être associés à la présence de micro-fracturation.

La qualité des résultats obtenus dépend fortement de l'état de la carotte. Le stockage des carottes en Athabasca se fait la plupart du temps en extérieur, les rendant très vulnérables aux intempéries et surtout aux changements de température. Il n'est pas surprenant de ne pas reconnaître les carottes d'une saison à l'autre tellement les dégâts peuvent être importants. De plus, la manipulation des carottes lors de la phase de log peut aussi porter préjudice à l'intégrité des structures les plus fragiles. Afin d'obtenir les meilleurs résultats, il est recommandé de procéder à l'étude structurale sur du matériel frais en limitant au maximum les manipulations antérieures. Pour cela, il est recommandé de préserver les zones de failles dans l'attente d'une analyse détaillée sur carotte et d'adapter la méthode et le pas d'échantillonnage pour préserver au maximum les structures. La préservation pérenne des intervalles faillés non échantillonnés peut être améliorée en couvrant les boîtes lors du stockage. Il peut même, dans le cas de zones de failles complexes et étendues être possible de transporter tout un intervalle jusqu'à Saskatoon pour de plus amples études.

Dans le cadre d'une zone où aucune minéralisation n'a été intersectée, les éléments à chercher sur les sondages afin d'estimer le potentiel du terrain sont :

- La présence et l'étendue de zone de cisaillement qui s'exprime par la présence de mylonites, de variations rapides des pendages de la foliation, ainsi que par la présence de plis.
- La présence de zones de failles (couloirs de fracturation dense, brèches, cataclasite...), mais aussi à plus petite échelle les indices montrant des signes de réactivation de la foliation (altération le long des plans de foliation, ouverture, remplissage par des phyllosilicates, veines parallèles à la foliation, etc...) indiquant une réactivation cassante ;
- Les indices de dissolution (brèches hydrothermales, vugs dans les quartz...)
- Une forte altération argileuse à chlorite et micas blancs et/ou altération hydrothermale (silicification, veines de chlorite, graphite, pyrite...)

Les zones de plus forts potentiels seront les zones de cisaillement combinant ces différents éléments. A l'échelle du sondage, un réseau de fracturation n'est pas toujours évident à voir. C'est pour cela qu'une zone de cisaillement regroupant diverses indications de circulation de fluide et

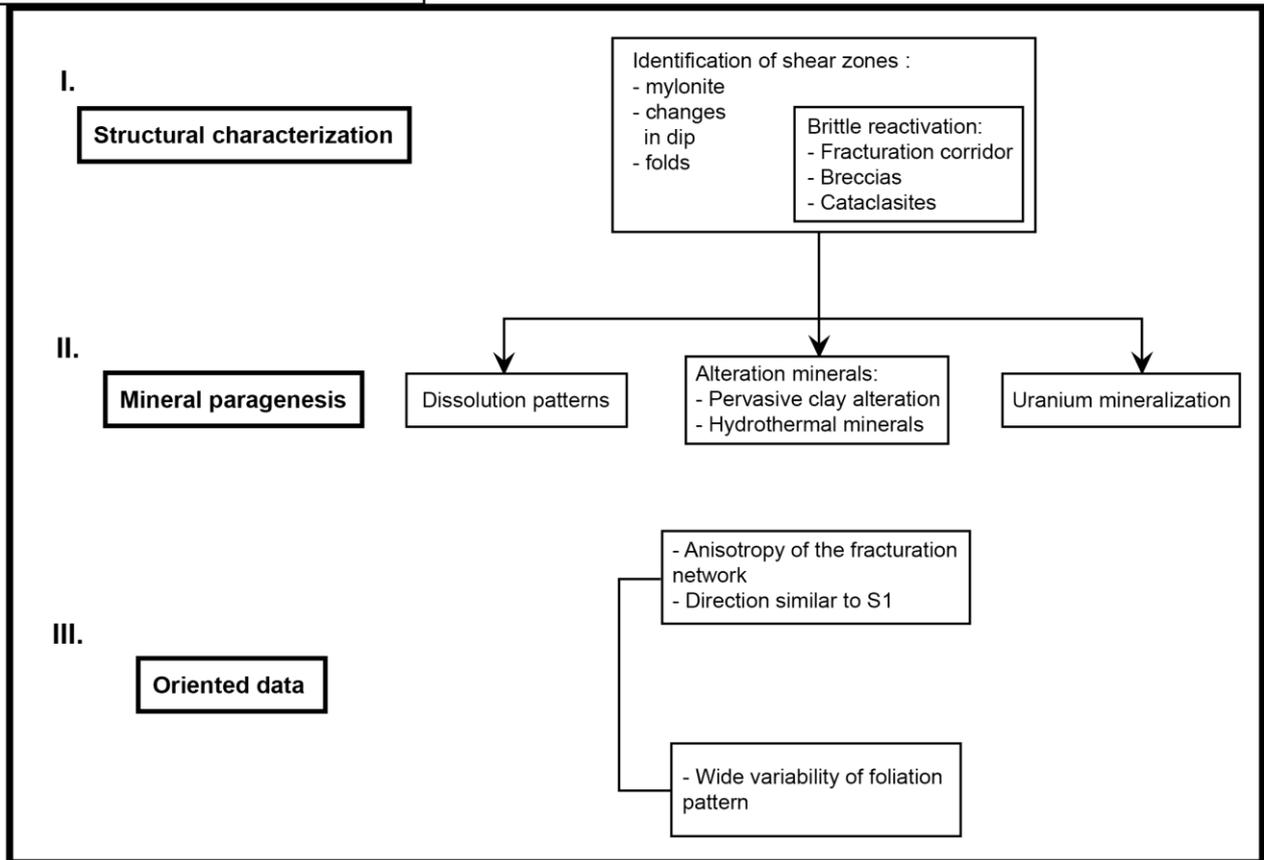
d'altération pourra être échantillonnée afin d'observer si des microstructures ont pu se développer.

## **2. Les données orientées**

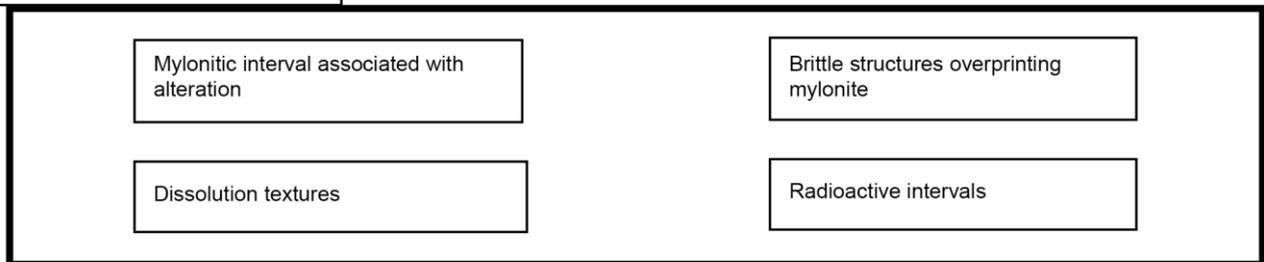
### **a. Acquisition de la donnée**

Les données orientées représentent les informations de direction et de pendage des différentes structures rencontrées dans les sondages : stratigraphie, foliation, contact lithologique, fracture, faille, etc... Lors de ces travaux de thèse, les données orientées provenaient de deux sources : l'acquisition manuelle au goniomètre sur les sondages et les données de diagraphe de l'ATV.

## STEP 1: DRILLHOLE ANALYSIS



## STEP 2: SAMPLING



## STEP 3: MICROSCOPY

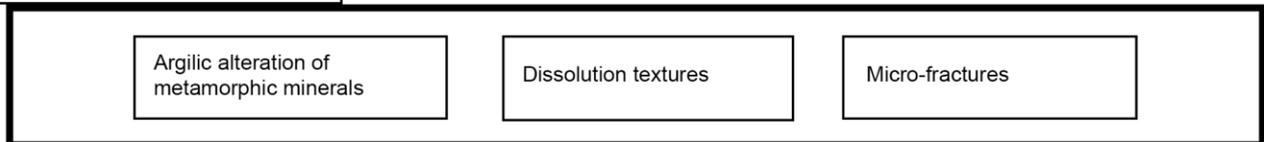


Tableau 4 : Tableau représentant le workflow proposé pour l'étude et l'évaluation du potentiel des structures du socle dans un contexte de minéralisations uranifères de socle et les indices structuraux et liés aux altérations à rechercher sur sondage pour chacune des étapes.

L'utilisation de l'ATV sur ces deux projets a eu un apport considérable sur la compréhension de l'organisation des structures à l'échelle des sondages. L'acquisition permet un relevé des données de manière systématique et exhaustive tout en demandant un temps de traitement court

pour un utilisateur formé au programme. De plus, l'acquisition ATV permet une prise de mesure homogène alors que les sondages, bien qu'orientés, peuvent avoir effectué de légères rotations entraînant une augmentation de la marge d'erreur. Enfin, le « picking » des structures sur le signal acoustique permet une visualisation rapide des résultats ce qui facilite grandement l'interprétation tout en diminuant les temps d'analyse.

Un des inconvénients du signal acoustique est la difficulté à faire la différence entre les minéraux de remplissage dans les fractures. Pour pallier ce problème, il est nécessaire de corréliser en direct les structures relevées sur le signal directement sur le sondage. Cette méthode nécessite de recalibrer les données ATV sur la carotte, tâche peu évidente due à la difficulté de différencier des fractures dont les signaux sont identiques. Il est donc nécessaire d'imprimer les logs ATV après picking et de revenir avec sur les carottes. De cette manière, il est possible de corréliser les données orientées avec les types de structures présentées dans le point précédent (voir 2. Caractérisation des intervalles structuraux sur les sondages). Pour pallier les difficultés de calage entre le signal et la carotte, l'utilisation d'imagerie optique de paroi pourrait être envisagée. Cette technique utilise une sonde descendue le long du forage pour acquérir une imagerie optique de la paroi sur 360°.

#### b. Utilisation de la donnée orientée

Les données orientées acquises doivent être replacées dans leurs contextes lithologiques et structuraux. Afin d'obtenir une représentation graphique de l'évolution des directions/pendages de la foliation et des fractures le long du sondage, les projections des plans sur les diagrammes de Wulff peuvent être divisés par intervalles structuraux ou lithologiques. Le programme WellCAD permet d'afficher sur le même plan de travail ces différentes informations en fonction de la profondeur.

Une fois les données orientées projetées sur un diagramme de Wulff, les éléments structuraux à repérer sondage par sondage sont :

- Pour la foliation, la variabilité de direction/pendage est à observer, ainsi que la présence ou non de plans conjugués. Une grande variabilité et/ou la présence de plans conjugués est indicatrice d'une plus grande déformation locale dans des conditions ductiles et augmente les possibilités de former des fentes de tension lors d'un évènement tectonique ultérieur.
- Pour les fractures, si aucune anisotropie ne s'exprime clairement lors de la projection des plans, il est possible d'utiliser les densités de points des pôles de ses plans pour dégager des familles

de fractures. La présence de familles de fracture de même direction que la foliation (et pendage identique ou conjugué) indique que la foliation est orientée favorablement pour être réactivée sous contrainte et donc former des fentes de tension.

- Si de la minéralisation a été intersectée, répéter la même procédure en séparant l'intervalle minéralisé du reste du sondage, afin de repérer de potentiels changements dans la foliation ou de l'organisation des familles de fractures dans ce niveau par rapport au reste du sondage.

Un moyen simple de faire ressortir à la fois les directions principales et les liens potentiels entre foliation et fracturation est l'utilisation du diagramme de rose (fréquence par direction). Si la direction de fracture la plus fréquente coïncide avec celle de la foliation, la probabilité que la foliation ait été réactivée est importante.

Pour cela, les stéréogrammes des foliations peuvent être d'abord replacés sur la carte structurale. Y placer l'ensemble des foliations permet de déterminer les directions principales ainsi que la dispersion des directions. Il est aussi possible d'observer les foliations limitées à un intervalle structural en particulier, par exemple une zone de cisaillement graphitiques ayant une continuité entre les sondages. Cette visualisation permet d'appréhender l'évolution de la foliation le long des structures et de détailler l'architecture globale. Elle permet de mettre en valeur les variations locales de direction et donc les zones favorables à la réactivation.

### **3. Echantillonnage ciblé**

Une fois les intervalles structuraux définis et caractérisés, ceux-ci peuvent être échantillonnés. L'échantillonnage a pour objectif de caractériser le réseau de porosité à la micro-échelle ainsi que les altérations. Les zones à échantillonner sont donc :

- Les intervalles mylonitiques, particulièrement s'ils sont associés à de l'altération pervasive et/ou hydrothermale (veines)
- Les structures cassantes telles que les brèches ou les zones de forte densité de fracturation
- Les indices de dissolution
- Les intervalles émettant un rayonnement radioactif détecté par le gamma-gun.

Les intervalles minéralisés intersectés sont généralement échantillonnés de façon systématique pour analyses chimiques. Souvent, l'échantillonnage se fait par fracturation car l'utilisation d'une scie nécessite un équipement adapté à la récupération des poussières et des eaux

contaminées, qui doivent postérieurement être traitées. Cette méthode d'échantillonnage détruit généralement les structures ne laissant que des fragments ayant perdu la majorité de l'information structurale à l'échelle de l'échantillon. Un échantillonnage systématique des zones minéralisées à vocation d'étude pétrographique et microstructurale devrait être envisagé. Les intervalles minéralisés soigneusement sélectionnés (et si possible orientés) peuvent être envoyés intacts au SRC afin d'y être étudiés avant d'être utilisés pour les analyses chimiques et la réalisation de lames minces, ceci dans le but d'éviter un échantillonnage et un déplacement/stockage de matériel radioactif trop important. La pétrographie est un apport crucial dans le cadre de minéralisation disséminée invisible à l'œil nu, elle permet de repérer les associations minérales et structures affiliées à l'uranium et renseigner sur les éléments à rechercher sur les sondages (par exemple, une altération minérale particulière).

Un des biais majeurs de l'échantillonnage est qu'il s'effectue sur les sondages disponibles, qui ne concernent la plupart du temps que des zones à fort potentiel. Il peut donc être compliqué de différencier le fond structural et les altérations « régionales » des structures et altérations « ponctuelles » qui indiqueraient un potentiel minéralisateur. Parfois, certains sondages sont effectués en dehors de la zone prospective et les échantillonner peut permettre d'avoir une vision plus pertinente de l'ensemble. Certains projets comme celui de Hook Lake ont très tôt mis en place une lithothèque des lithologies, altérations et structures principalement rencontrées dans les carottes, et l'ont associé à une banque de lames minces non-couvertes servant de référence. La réalisation d'une telle collection ne nécessite que peu d'espace de stockage, les échantillons de carottes restant sur le terrain et les lames minces de tout un projet pouvant tenir dans une boîte. Cette proposition d'échantillonnage permet d'acquérir des données sur l'évolution du socle à l'échelle du projet et de n'être plus plus limités aux conducteurs investigués.

Bien sûr, l'échantillonnage doit être raisonné et se limiter aux portions d'intérêt. La préparation des échantillons commence la plupart du temps sur le terrain en découpant (pour les échantillons non minéralisés) à la scie les portions visées. Les structures sont souvent fragiles et cette opération peut occasionner des dégâts. Le moyen le plus simple pour la préservation des structures lors de la coupe mais aussi pour le transport est l'utilisation de papier aluminium. L'échantillon devra être emballé préalablement à la coupe dans une feuille de papier aluminium et scié tel quel.

#### **4. Etude de lames minces : apport d'un service de pétrographie**

Les lames minces obtenues à partir des échantillons prélevés sur le terrain permettent de :

- Caractériser précisément les minéraux d'altération
- Caractériser les microstructures et textures de dissolution
- Caractériser les textures de la minéralisation
- Identifier les liens entre structures, altération et minéralisation.

Les lames minces doivent être de 30µm d'épaisseur et **non-couvertes**. De cette manière, des études complémentaires à l'aide d'outils analytiques tel que la microsonde électronique ou le MEB pourront être effectuées si jugées nécessaires. L'usage de certaines colles à base de soufre dans le processus de fabrication des lames minces peut interférer avec certaines analyses telles que la microsonde électronique.

Cette phase est très importante car elle permet d'identifier les processus responsables du développement d'un réseau de circulation favorable au passage de fluides qui ne pourraient être identifiés à l'œil nu et donc de cibler les éléments structuraux caractéristiques à rechercher dans le projet.

Les éléments à prendre particulièrement en compte sont :

- Identification des textures métamorphiques et de déformations ductiles (recristallisation dynamique du quartz, structures S-S-C', porphyroclasts montrant des critères cinématiques...).
- Identification des microstructures cassantes telles que des fractures ou des fentes de tension ouvertes en mode I.
- Caractérisation des relations texturales existantes entre ces différentes structures.
- Les proportions des principaux minéraux de l'échantillon
- Le degré d'altération des minéraux métamorphiques (feldspath altéré en amas de micas blancs micro-grains, biotite en chlorite...)
- La paragenèse de remplissage des veines et des fractures ouvertes
- Les textures indiquant de la dissolution dans les quartz

- La texture de la minéralisation ainsi que le type de structure auquel elle est associée (disséminée dans les espaces inter-grains des phyllosilicates, le long de micro-fractures, dans des cavités...)

Toutes ces observations permettent d'établir un tableau paragenétique dans lequel il est possible d'inclure les différentes informations structurales obtenues dans la chronologie relative.



**Titre :** Macro et micro caractéristiques des zones de failles, systèmes de fracture et porosité dans les gisements d'uranium de socle de l'Athabasca (Saskatchewan, Canada)

**Mots clés :** Zones de faille, structures, porosité, uranium, Athabasca, zones de cisaillement

**Résumé :** La région d'Athabasca au Canada concentre les gisements d'uranium de haute teneur les plus riches connus. Les minéralisations uranifères sont associées à la discordance entre le socle archéen à paléoproterozoïque et les grès non-déformés de l'Athabasca. Une partie des gisements économiques connus sont situés au niveau de failles de socle qui se développent le long d'anciennes zones de cisaillement. Le développement de ces failles se traduit par la présence de brèches, zones de fracturation, et parfois d'un rejet vertical de la discordance. La réactivation des structures de socle héritées a permis la formation de pièges structuraux dans lesquels précipite la minéralisation. Le modèle de formation de ces gisements de socle, ou modèle « Ingress », propose la circulation de saumures de bassin chargées en uranium dissous le long des failles de socle. L'interaction entre ces fluides et les roches du socle entraîne la précipitation de l'uranium dans les structures. Dans un système minéralisateur où le contrôle structural est fort, les zones de déformation peuvent agir comme chemin préférentiel ou écran vis-à-vis de la circulation fluide. De nombreux travaux décrivent ces structures et leurs rôles dans la mise en place des minéralisations d'uranium de socle dans l'Athabasca, le Thelon et le bassin de McArthur en Australie, mais les conditions et mécanismes de développement de ces structures sont peu contraints. La distinction n'est pas faite entre les différents types de structures dans la mise en place des minéralisations (drain ou piège), ce qui limite la compréhension de l'impact des différents épisodes de déformation et d'altération dans la mise en place d'un réseau de porosité fertile. Ces travaux de thèse,

basés sur l'étude des structures de socle et des altérations associées à différentes échelles, ont mis en avant l'importance de l'héritage ductile dans le développement d'un système propice à la circulation de fluides et à la mise en place de minéralisations d'uranium. Les zones de cisaillement ductile témoignant d'une longue histoire fluide (altération hydrothermale, silicification, dissolution), et qui réactivées ultérieurement dans le domaine cassant sont des environnements favorables à la circulation de fluides sous le bassin. Des réactivations cassantes vont entraîner le développement d'une zone de fracturation et permettre, selon l'orientation des structures par rapport au champ de déformation, l'ouverture des plans de foliation. La minéralisation se met en place tardivement dans ces structures qui forment un réseau de porosité adéquat au sein de ces intervalles très déformés et altérés. Les travaux présentés ont permis de définir une signature structurale commune à deux gisements situés de part et d'autre du bassin d'Athabasca. Cette signature que l'on peut qualifier « d'empreinte structurale » repose sur la superposition de déformations cisailantes ductiles et d'une zone de micro-fracturation, dans des roches de socle fortement déformé altéré. Les résultats obtenus ont aussi montré l'importance de l'approche structurale à différentes échelles (depuis l'échelle du projet, de l'observation des carottes jusqu'à celle des microstructures) dans la compréhension des mécanismes critiques pour la mise en place d'un réseau de porosité en relation avec des minéralisations d'uranium.

**Title :** Macro to micro fault zone characteristics, fracture systems and porosity in basement hosted unconformity-type uranium deposits of the Athabasca region (Saskatchewan, Canada)

**Keywords :** Fault zones, structures, porosity, uranium, Athabasca, shear zones

**Abstract:** The Athabasca region in western Canada is a metallogenic province hosting numerous uranium deposits that contain among the highest grades as known. The uranium mineralization is associated with the unconformity between the Archean basement and the overlying undeformed Athabasca sandstones. Some of the known economic deposits are located within basement faults that developed along inherited ductile shear zones. Development of these brittle fault zones is usually characterized by breccia, damage zones, and frequently by a vertical offset at the unconformity. Reactivated inherited basement structures allowed the development of structural traps in which the mineralization could be precipitated. The typical known model for these basement-hosted deposits, or "Ingress deposits", implies that basin-derived fluids enriched in uranium flowing along basement faults. Interaction between these fluids and basement rocks leads to uranium precipitation in the structures. In a mineralizing system in which structural control is prominent, deformation zones may have been acted either as fluid conduits or barrier regarding the fluid circulations. Numerous studies mention such structures and their role played in uranium mineralization process in the basement, in the Athabasca region, in the Thelon and in the McArthur basin (Australia), with however lack of knowledge about the exact mechanisms and the conditions related to the development of the fertile structures. Distinction is not made between structures that may act as a fluid conduit or as fluid screen, which strongly limits the knowledge of the role played by different episodes of deformation and alteration

into the setup of a fertile porosity network. This thesis focuses on the study of basement structures, U-mineralization and their alteration halo at different scales and allows to highlight the lead role played by the preexisting ductile fabric in the development of a favorable system for uranium-bearing fluid flow. Basement shear zones testify about a long fluid history (hydrothermal alteration, silicification, dissolution), and while reactivated later under brittle conditions made favorable environment for fluid flow beneath the Athabasca basin. Reactivation in the brittle domain leads to the development of a fractured corridors that are characterized by the reworking of ductile fabric into open fractures, accompanied with development of tensile jogs, which are suitable for mineral precipitation. The mineralization was emplaced lately within such structures that form a favorable porosity network within these strongly deformed and altered intervals. The present work allowed to define a structural signature that is common for two different prospects located at two opposite sides of the Athabasca basin. This signature can be qualified as a "structural footprint" is based on the overprinting of ductile shear zones by a network micro-fracture, in strongly deformed and altered basement rocks. The results also showed the importance of the structural approach at different scales (from project-scale, to drill core sample scale, and microstructures analysis) in the understanding of which mechanisms are critical in the emplacement of a favorable porosity network related with uranium mineralization.