

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ANNEXES.....	xiii
1. INTRODUCTION.....	1
2. ÉTAT DES CONNAISSANCES.....	7
2.1 Aquifère fracturé.....	7
2.1.1 Discontinuités structurales majeures.....	9
2.1.2 Discontinuités structurales mineures.....	12
2.1.3 Influence des contraintes géomécaniques et de l'hydrogéochimie sur les réseaux de fractures.....	14
2.1.4 Caractéristiques hydrogéochimiques des eaux du Bouclier canadien.....	15
2.1.5 Influence des mines sur les aquifères fracturés.....	17
2.2 Modèles analytiques de l'écoulement des eaux souterraines vers des excavations.....	20
2.2.1 Mine souterraine.....	21
2.2.2 Tunnel.....	29
2.2.3 Puits à drains rayonnants.....	35
2.2.4 Autres modèles.....	37
3. GÉOLOGIE DU TERRITOIRE CONSIDÉRÉ.....	42
3.1 Géologie régionale.....	42
3.1.1 Socle rocheux.....	42
3.1.2 Les dépôts meubles.....	44
3.2 Mines à l'étude.....	45
3.2.1 Mine Beaufor.....	46
3.2.2 Mine CANMET.....	50
3.2.3 Mine Lac Herbin.....	52
4. ACQUISITION DES DONNÉES.....	54
4.1 Cueillette des données existantes.....	54
4.2 Acquisition de données structurales.....	57
4.2.1 Ligne de levé.....	58
4.2.2 Croquis.....	59
4.3 Acquisition de nouvelles mesures de pression et de débits d'eau.....	60
4.4 Échantillonnage hydrogéochimique.....	61
4.4.1 Procédures d'échantillonnage.....	61
4.4.2 Paramètres mesurés en laboratoire.....	66
5. ANALYSE DES RÉSULTATS.....	67
5.1 Caractérisation des discontinuités structurales.....	67

5.1.1	Orientation et densité des fractures.....	67
5.1.2	Longueur de trace des fractures.....	94
5.2	Caractérisation hydrogéologique.....	98
5.2.1	Modèles et méthodes utilisées.....	98
5.2.2	Analyse de sensibilité des paramètres.....	99
5.3	Caractérisation hydrogéochimique.....	106
5.3.1	Validité des résultats.....	110
5.3.2	Caractérisation des anions et cations majeurs.....	112
5.3.3	Corrélation entre les éléments (diagrammes binaires).....	121
5.3.4	Indices de saturations.....	125
5.3.5	Isotopes de l'eau.....	131
6.	INTERPRÉTATION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS.....	138
6.1	Relations hydrogéomécaniques.....	138
6.2	Relations hydrogéochimiques.....	145
6.3	Recommandations.....	149
7.	CONCLUSION.....	152
8.	RÉFÉRENCES.....	156

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Carte géologique de Val-d'Or et localisation des mines étudiées : Beaufor, CANMET et Lac Herbin	2
Figure 1.2: Illustration de l'échantillonnage des fractures et de l'eau dans une galerie de mine.....	4
Figure 1.3: Relations entre les différents facteurs affectant la perméabilité du massif rocheux.....	6
Figure 2.1: Modèles conceptuels illustrant la relation entre les linéaments et l'eau souterraine.	8
Figure 2.2 : Schéma de la fréquence des fractures dans une zone de faille	11
Figure 2.3: Concentration moyennes des ions majeurs dans les eaux du Bouclier canadien.....	17
Figure 2.4: Influence des excavations sur les contraintes géomécaniques.....	18
Figure 2.5: Schéma conceptuel d'une mine souterraine où se trouvent différentes stations permettant la réalisation de lignes de levés et l'échantillonnage de l'eau.....	20
Figure 2.6: Section du modèle du puits appliqué à une mine.....	22
Figure 2.7: Modèles conceptuels des méthodes analytiques pour estimer les entrées d'eau dans les mines.....	24
Figure 2.8: Profil d'un tunnel.....	30
Figure 2.9: Écoulement de l'eau souterraine vers un tunnel drainé de rayon a	31
Figure 2.10 : Tunnel circulaire dans un aquifère semi-infini	31
Figure 2.11: Géométrie d'un puits à drains rayonnants.....	35

Figure 2.12: Modèle à faille verticale	39
Figure 3.1: Carte des dépôts meubles de la région de Val-d'Or.....	45
Figure 3.2: Coupe schématique de la mine Beaufor	48
Figure 3.3: Types de veines lors du deuxième évènement de déformation	49
Figure 3.4 : Carte de localisation de la mine Lac Herbin.....	53
Figure 4.1 : Contraintes estimées aux trois mines	57
Figure 4.2: Schéma d'une ligne de levé sur une face verticale	59
Figure 5.1 : Schéma d'une famille de fractures le long d'une ligne de levée.....	68
Figure 5.2 : Localisation des affleurements près de la mine Beaufor.....	72
Figure 5.3 : Localisation des lignes de levées dans la zone W	73
Figure 5.4 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé B-ZW-01, roches andésitiques.....	74
Figure 5.5 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé B-ZW-02 et B-ZW-03, roches granodioritiques	75
Figure 5.6: Aperçu des affleurements EBG-07 et EBG-08.....	76
Figure 5.7 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les affleurements EBG-07 et EBG-08, roches granodioritiques.....	77
Figure 5.8 : Localisation des affleurements près de la mine CANMET	78
Figure 5.9: Orientation des pôles des fractures mesurées sur les affleurements EBG-01 et EBG-02, roches andésitiques.....	79
Figure 5.10: Orientation des pôles des fractures mesurées sur les affleurements EBG-05 et EBG-09, roches granodioritiques.....	79
Figure 5.11 : Localisation des lignes de levé à différents niveaux de la mine CANMET ...	81

Figure 5.12 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé 70-NE-W-N et 70-NE-W-S, roches granodioritiques	82
Figure 5.13 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé 70-100-S1 et 70-100-S2, roches granodioritiques.....	83
Figure 5.14 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé Can-02 et 70-110-N, roches granodioritiques	83
Figure 5.15 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé 70-DE, 70-91-Tr2, roches granodioritiques	84
Figure 5.16 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé N50, 70-A-Tr1, 110-1, 110-2, 110-3, 130-3E, 130-4-N, R3, R4 et R5, roches granodioritiques	85
Figure 5.17 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé Can-03 et 130-1-W, roches granodioritiques.....	85
Figure 5.18 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé 70-91-Tr1, roches granodioritiques	86
Figure 5.19 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé N40, roches granodioritiques.....	86
Figure 5.20 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé 70-108-S, roches granodioritiques	87
Figure 5.21 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé Can-01, 70-Le-W et F3, roches volcaniques	88
Figure 5.22 : Localisation de l’affleurement près de la mine Lac Herbin	89
Figure 5.23 : Localisation des lignes de levé sur l’affleurement EBG-10 sur la propriété de la mine Lac Herbin.....	90

Figure 5.24 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé LH-Ls1, LH-Ls2 et LH-Ls3, roches granodioritiques.....	91
Figure 5.25 : Localisation des lignes de levé dans la mine Lac Herbin	92
Figure 5.26 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé LH-01, roches granodioritiques.....	93
Figure 5.27 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé LH-02 et LH-03, roches granodioritiques	93
Figure 5.28 : Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine Beaufor pour les lignes de levé B-ZW-02 et B-ZW-03. Les données de censure sont illustrées.	95
Figure 5.29 : Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine CANMET pour le secteur sud.	96
Figure 5.30 : Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine Lac Herbin pour les lignes de levé LH-Ls1, LH-Ls2 et LH-Ls3.	97
Figure 5.31 : Schéma des différents modèles analytiques sélectionnés	98
Figure 5.32 : L'effet de différents paramètres sur la conductivité hydraulique.....	102
Figure 5.33 : Intervalle de conductivité hydraulique estimé à chaque mine avec différentes méthodes.	105
Figure 5.34: Localisation des échantillons d'eau souterraine à la mine Beaufor	107
Figure 5.35 : Localisation des échantillons d'eau souterraine à la mine CANMET.....	108
Figure 5.36 : Localisation des échantillons d'eau souterraine à la mine Lac Herbin.....	109
Figure 5.37 : Erreur de bilan ionique (%) par échantillon	111
Figure 5.38 : Faible variabilité à l'échelle locale entre 2011 et 2012 à la mine CANMET	113

Figure 5.39 : Variabilité des types d'eau selon la profondeur à la mine Beaufor, CANMET et Lac Herbin	114
Figure 5.40 : Variabilité de l'hydrogéochimie par secteur à la mine Beaufor.....	1155
Figure 5.41 : Variabilité de l'hydrogéochimie par secteur à la mine CANMET.	116
Figure 5.42 : Diagramme de Piper illustrant les échantillons de à la mine Lac Herbin	117
Figure 5.43 : Concentration des ions majeurs (mmol/L) pour chaque mine	118
Figure 5.44 : Concentration des ions majeurs (mmol/L) selon la profondeur à la mine Lac Herbin	119
Figure 5.45 : a) Aucune relation entre la profondeur et le TSD, b) Diminution du pH avec l'augmentation de la profondeur	120
Figure 5.46 : a) Relation entre les bicarbonates et a) l'aluminium, b) les chlorures, c) le magnésium, d) le pH	120
Figure 5.47 : Relation entre le calcium et a) les bicarbonates, b) le magnésium, c) le manganèse, d) les sulfates; les droites représentent deux comportements différents.	122
Figure 5.48 : Relation positive entre le magnésium et les sulfates.....	123
Figure 5.49 : Relation entre l'aluminium et a) le calcium, b) le magnésium, c) les sulfates Relation positive entre le magnésium et les sulfates	124
Figure 5.50 : a) Indice de saturation de la calcite vs la profondeur; b) Indice de saturation de la calcite vs le pH; c) Indice de saturation de l'aragonite vs la profondeur; d) Indice de saturation de la dolomie vs la profondeur	126
Figure 5.51 : a) Indice de saturation de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (a) vs la profondeur; b) Indice de saturation de la goethite vs la profondeur; c) Indice de saturation de	

l'hématite vs la profondeur; d) Indice de saturation de l'hématite vs la profondeur	127
Figure 5.52 : Station d'échantillonnage (échantillon C-17) où il y a des oxydes et hydroxydes de fer visibles sur la paroi et sur le sol.	128
Figure 5.53 : a) Indice de saturation de Ca-Montmorillonite vs la profondeur; b) indice de saturation de Ca-Montmorillonite vs le pH; c) indice de saturation de l'illite vs le pH; d) indice de saturation de la kaolinite vs le pH; e) indice de saturation de K-mica vs le pH	129
Figure 5.54 : a) Indice de saturation du talc vs le pH; b) Indice de saturation du quartz vs le pH	130
Figure 5.55 : a) Indice de saturation de $\text{Al}(\text{OH})_3$ vs la profondeur; b) Indice de saturation de $\text{Al}(\text{OH})_3$ vs le pH	130
Figure 5.56 : Indice de saturation de l'alunite vs la profondeur; b) Indice de saturation de l'alunite vs le pH.....	131
Figure 5.57 : Caractérisation isotopique $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des 21 échantillons analysés	133
Figure 5.58 : Caractérisation isotopique $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des 9 échantillons analysés provenant de diverses profondeurs à la mine Lac Herbin.	134
Figure 5.59 : Quantité de tritium présent dans les précipitations d'Ottawa.....	135
Figure 5.60 : Caractérisation isotopique ^3H des 9 échantillons analysés.	136
Figure 6.1 : Photo de la zone de cisaillement 1 à la mine Beaufor.....	141
Figure 6.2 : Croquis de la zone de cisaillement 1 à la mine Beaufor et interprétation des contraintes σ_1 et σ_2 ayant permis de former ce système de fractures .	141

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Formules analytiques pour les prédictions d'entrée d'eau dans les mines ...	25
Tableau 2.2: Compilation de solutions pour estimer les entrées d'eau dans un tunnel	30
Tableau 4.1: Données généralement disponibles et leur provenance	55
Tableau 4.2 : Modèle de Corthésy et al. (1998).....	57
Tableau 4.3 : Paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain et critères de stabilité	64
Tableau 4.4: Paramètres chimiques analysés	65
Tableau 4.5: Méthodes d'analyses	66
Tableau 5.1: Fractures relevées lors de la campagne et de relevés antérieurs	71
Tableau 5.2 Formules analytiques sélectionnées	99
Tableau 5.3 Valeurs possibles pour chaque paramètre à la mine Beaufor	100
Tableau 5.4 Valeurs possibles pour chaque paramètre à la mine CANMET	101
Tableau 5.5 Valeurs possibles pour chaque paramètre à la mine Lac Herbin.....	101
Tableau 5.6 : Évaluation qualitative de la période à laquelle l'eau a été rechargée	136

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A : Fiche de terrain (Levé en hydrogéologie structurale)	166
ANNEXE B: Fiche de terrain (Hydrogéochimie)	168
ANNEXE C: Procédure d'échantillonnage hydrogéochimique	169
ANNEXE D : Données hydrogéochimiques brutes.....	172
ANNEXE E: Calculs de la correction de Terzaghi	181
ANNEXE F : Recommandations pour l'élaboration des croquis.....	183
ANNEXE G: Cartographie des fractures (âge relative)	184
ANNEXE H: Histogrammes des longueurs de traces.....	191
ANNEXE I: Saturation des espèces	194
ANNEXE numérique : Données des levés structuraux	

1

INTRODUCTION

Les propriétés hydrauliques des systèmes aquifères rocheux sont largement contrôlées par le système de fractures et par les structures majeures telles les failles et les zones de cisaillement. Les valeurs et l'orientation des champs de contraintes influencent les propriétés hydrauliques de ces discontinuités. En outre, la géochimie des eaux souterraines est affectée par l'origine de ces eaux, par leur temps de résidence, par les lithologies présentes le long des voies d'écoulement et par la présence de minéraux remplissant les fractures. Dans un territoire où le roc est peu affleurant, les excavations souterraines telles les mines constituent des accès privilégiés pour quantifier l'impact des discontinuités structurales sur le comportement hydraulique des aquifères, tout en fournissant un accès pour cueillir des données et des échantillons. Toutefois, les excavations souterraines et leurs dénoyage perturbent l'environnement géologique de la mine, ce qui entraîne un certain nombre d'interactions hydrogéologiques, hydrogéochimiques et hydrogéomécaniques qui affectent les caractéristiques des aquifères.

Cette étude vise d'abord à évaluer la faisabilité de caractériser des aquifères régionaux à partir de mines souterraines. La région minière de l'Abitibi

est appropriée pour cette étude car de nombreuses mines offrent des accès au roc (figure 1.1). Trois mines de cette région du Québec permettent de développer et tester des méthodes pour caractériser les aquifères rocheux fracturés et d'évaluer l'efficacité des mines souterraines dans la conduite de cet effort de caractérisation, compte tenu de l'accès autorisé à l'aquifère et les perturbations associées. Les secteurs étudiés sont les propriétés de la mine expérimentale CANMET, de la mine Beaufor et de la mine Lac Herbin.

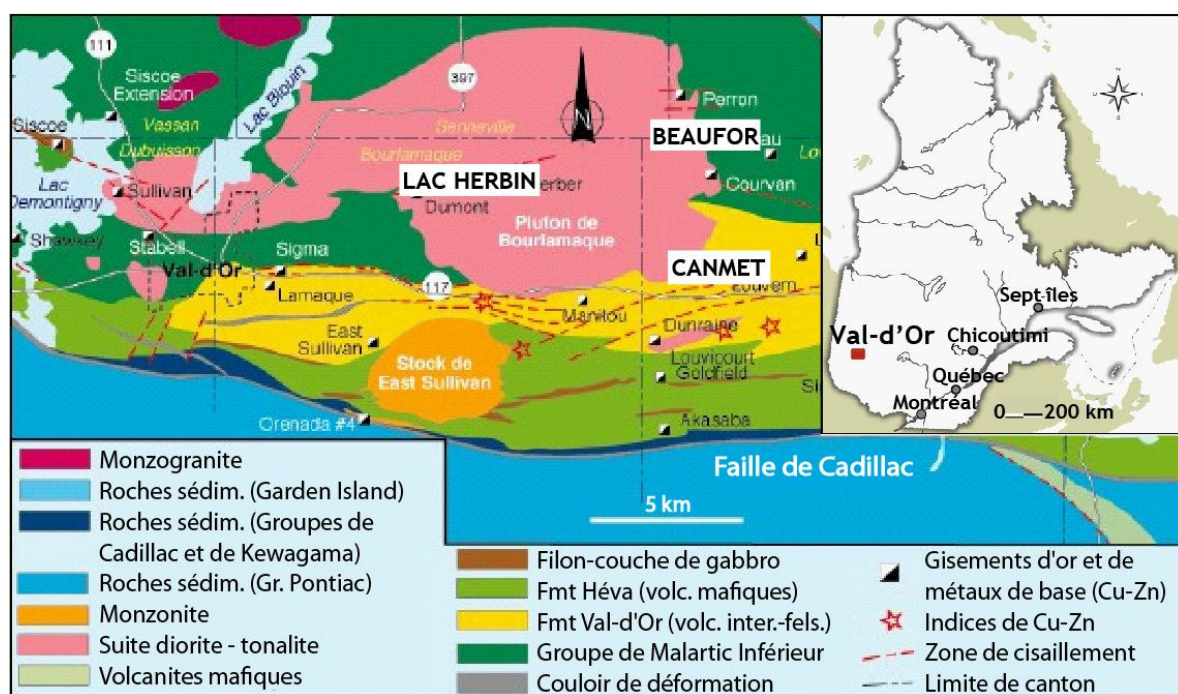


Figure 1.1: Carte géologique de Val-d'Or et localisation des mines étudiées : Beaufor, CANMET et Lac Herbin, modifiée de Pilote et al. (1997) et de St-Cyr (2007)

Un certain nombre de données compilées par les exploitants de mines fournissent des informations précieuses sur l'hydrogéologie du substratum

rocheux, comme la caractérisation du système de fractures et des structures géologiques majeures, des mesures de contraintes géomécaniques *in situ* et les données sur le taux de pompage pour dénoyer la mine. Des informations complémentaires sont fournies par les relevés de fractures réalisés sur des affleurements rocheux localisés à proximité et dans les excavations, ainsi que par des mesures de débits et l'échantillonnage des eaux souterraines pour des analyses hydrogéochimiques (figure 1.2). Toutes ces données doivent être interprétées en portant une attention particulière sur les relations entre les données structurales, hydrogéologiques, hydrogéochimiques et géomécaniques (B. Gagné et al., 2012a; 2012b; 2013a; 2013b; 2013c).



Figure 1.2: Illustration de l'échantillonnage des fractures (ligne de levé) et de l'eau (sonde et échantillons pour les analyses hydrogéochimiques) dans une galerie de mine

L'analyse des résultats est divisée en trois volets. Pour la caractérisation des discontinuités structurales, la correction de Terzaghi est appliquée sur les données recueillies lors des lignes de levées. Les principales caractéristiques des familles de fractures sont estimées par analyse statistique et l'âge relatif de chaque

famille est évalué à l'aide des croquis des affleurements. Les propriétés hydrauliques sont estimées à partir des modèles analytiques de l'écoulement des eaux souterraines développés pour les mines, les tunnels, les puits à drains rayonnants et avec la méthode des éléments analytiques. Enfin, pour la caractérisation hydrogéochimique, les différents faciès de l'eau sont déterminés ainsi que les caractéristiques géochimiques et la composition isotopique de l'eau.

Tous ces facteurs interagissent : les contraintes géomécaniques augmentent avec la profondeur; l'hydrogéochimie varie selon la profondeur; la chimie de l'eau favorisent la précipitation ou la dissolution de minéraux sur les parois des fractures, ce qui peut affecter l'ouverture de ces dernières, et donc leur transmissivité ainsi que la perméabilité du massif; une faille peut agir comme une barrière à l'écoulement de l'eau et l'hydrochimie peut alors être différente de chaque côté de la faille; les contraintes géomécaniques favorisent l'ouverture ou la fermeture des fractures selon leurs orientations; la géométrie des discontinuités affecte la perméabilité du massif rocheux, une propriété hydraulique des plus importantes (figure 1.3).

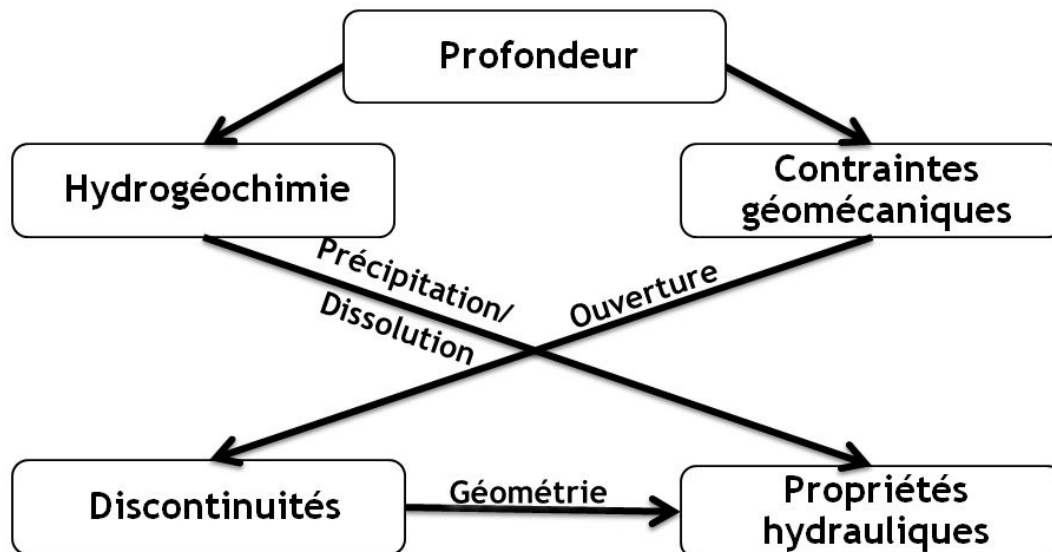


Figure 1.3: Relations entre les différents facteurs affectant la perméabilité du massif rocheux

Le chapitre 2 présente l'état des connaissances pertinentes à cette étude concernant les aquifères fracturés et les modèles analytiques utilisés pour décrire l'écoulement des eaux souterraines. La géologie du socle rocheux et des dépôts meubles du territoire considéré en Abitibi est expliquée au chapitre 3. Le chapitre 4 décrit les informations utiles existantes et les méthodes utilisées pour acquérir des nouvelles données structurales, hydrogéologiques et hydrogéochimiques. L'analyse des résultats est présentée au chapitre 5, ceux-ci portent sur la caractérisation des discontinuités structurales, sur l'estimation des propriétés hydrauliques et sur l'hydrogéochimie. Les relations hydrogéomécaniques et hydrogéochimiques ainsi que les applications et les limitations de la méthodologie d'acquisition et d'analyse des données sont discutées au chapitre 6. La conclusion de cette étude est présentée au chapitre 7.

ÉTAT DES CONNAISSANCES

Ce chapitre présente l'état des connaissances pertinentes à cette étude, en ce qui concerne les aquifères fracturés et les modèles analytiques décrivant l'écoulement des eaux souterraines.

2.1 Aquifère fracturé

Les eaux souterraines circulent dans les aquifères en socle rocheux fracturé à diverses profondeurs. La géométrie des discontinuités structurales contrôle l'écoulement de l'eau à différentes échelles. Dans des massifs fracturés, l'écoulement de l'eau est beaucoup plus hétérogène à une échelle locale qu'à l'échelle régionale (Novakowski et al., 2006). De nombreuses études ont été réalisées dans le but de caractériser un aquifère fracturé à l'échelle locale (Rouleau et Gale, 1987; Berkowitz, 1995; Bense et van Balem, 2003; Ganerød et al., 2008; Hudson et al., 2009; Thovert et al., 2011). Cependant, lorsque les eaux souterraines sont considérées en tant que ressource, les informations sont requises à l'échelle régionale. Les études concernant les processus hydrogéologiques à cette échelle et considérant la géométrie des réseaux de

fractures dans les aquifères de roc fracturé sont peu communes (Bense et van Balem, 2003; Gleeson, 2009; Pino et al., 2011).

L'architecture et la perméabilité des structures exercent un contrôle primaire sur l'écoulement du fluide dans les zones de faille fragile (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Gudmundsson et al., 2010). Pour comprendre l'écoulement de l'eau dans les aquifères fracturés à l'échelle régionale, il est essentiel d'identifier et de caractériser les structures majeures (Denny et al., 2007; Gleeson, 2009) et mineures, puis de comprendre quels paramètres influencent la géométrie des réseaux de fractures (figure 2.1).

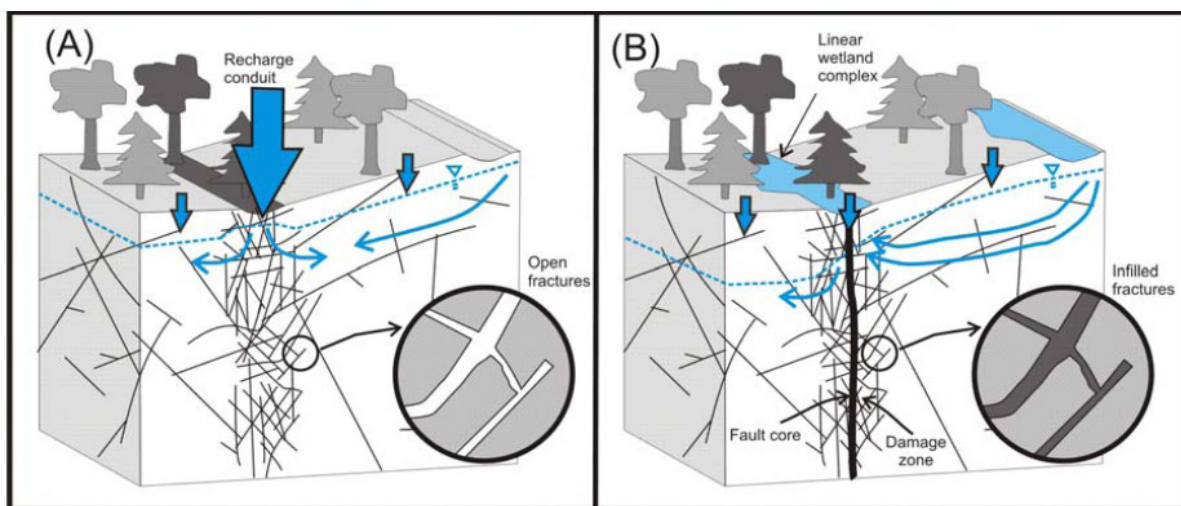


Figure 2.1: Modèles conceptuels, tiré de Gleeson (2009), illustrant la relation entre les linéaments et l'eau souterraine. Les lignes d'écoulement générales sont illustrées mais les véritables parcours de l'eau dépendent de l'interconnectivité du réseau de fractures et de l'ouverture des fractures dans le réseau. A) Lorsque les fractures sont ouvertes, la faille agit comme un drain. B) Lorsque les fractures sont remplies, la faille agit comme une barrière à l'écoulement de l'eau.

2.1.1 Discontinuités structurales majeures

Comment les discontinuités structurales majeures, telles les zones de cisaillement ou les failles contrôlent-elles l'écoulement de l'eau? Raven et Gale (1985) ont énoncé cette limite lors d'une étude dans plusieurs mines et excavations hydroélectriques dans le bouclier canadien. Ils ont observé qu'à moins de 300 m de profondeur, les entrées d'eau proviennent majoritairement des structures mineures et majeures. De 0 à 75 m, de nombreux joints subhorizontaux alimentent les aquifères. Les zones de failles et de cisaillement forment généralement des creux topographiques. Il est fréquent qu'il y ait des lacs dans ces dépressions topographiques. Le rôle hydrogéologique de ces discontinuités est d'autant plus important qu'elles sont souvent en contact avec des plans d'eau ou des dépôts meubles perméables (Rouleau et al., 1999). De 300 à 1000 m, les infiltrations ont presque uniquement lieu par les structures majeures de nature cassante (Raven et Gale, 1985). Une zone de faille a des propriétés mécaniques qui diffèrent de celles de la roche encaissante (Caine et al., 1996; Gudmundsson et al., 2010).

Des études ont démontré que les zones de faille dans les roches cristallines sont composées d'un cœur bordé de zones endommagées (Caine et al., 1996; Seront et al., 1998; Ganerød et al., 2008; Gleeson, 2009). Le cœur est constitué de matériel à grains fins non-consolidés et consolidés. Dans la zone endommagée, les structures reliées aux failles sont des veines, des fractures, et des plis. Ces structures provoquent de l'hétérogénéité et de l'anisotropie dans les propriétés

mécaniques et la perméabilité des roches (Bruhn et al., 1994; Caine et al., 1996). La perméabilité des zones endommagées est contrôlée essentiellement par les fractures alors que celle du cœur de la faille dépend principalement de la taille des fragments contenus dans celle-ci (Caine et al., 1996). Selon le pourcentage relatif du cœur et de la zone endommagée, la variabilité de la taille des grains et de la perméabilité des fractures, la faille agira soit comme un conduit pour l'eau, une barrière à l'écoulement ou une combinaison des deux (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Seront et al., 1998; Odling et al., 2004; Gleeson, 2009; Zarei et al., 2011). Il est fréquent que les failles constituent des drains pour les écoulements longitudinaux au plan de faille et une barrière pour les écoulements transversaux.

Les zones de faille traversent la roche encaissante. Les limites entre la zone endommagée et le cœur de la faille sont généralement nettes alors que la transition entre la zone endommagée et la roche intacte est graduelle (figure 2.2 : Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Ganerød et al., 2008). Toutes ces frontières varient le long de la faille (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Minor et Hudson, 2007; Gleeson, 2009) et elles changent dans le temps et dans l'espace avec l'évolution de la zone de faille (Gudmundsson et al., 2010).

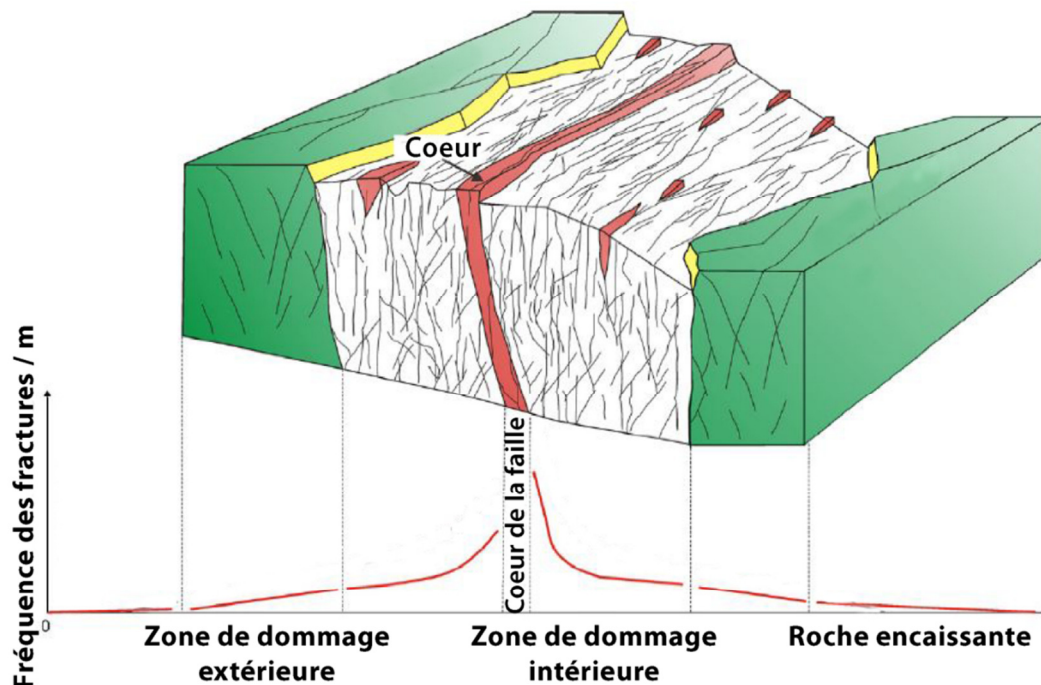


Figure 2.2 : Schéma de la fréquence des fractures dans une zone de faille, modifié de Ganerød et al. (2008).

Les fractures et les autres discontinuités rendent généralement la zone endommagée beaucoup plus perméable que le cœur de la faille. Un contrôle supplémentaire sur l'architecture des zones de failles et la perméabilité des structures peut être exercé par les conditions de déformation et la chimie des fluides circulant dans ces zones (Caine et al., 1996). Les expériences réalisées en laboratoire (Evans et al., 1997; Seront et al., 1998) ont démontré que la perméabilité décroît exponentiellement avec la pression de confinement. La perméabilité de la zone endommagée est plus élevée et elle diminue plus lentement avec la pression que celle du cœur de la faille ou de la roche intacte, puis les différences entre les propriétés mécaniques des composantes de la faille

diminuent avec l'augmentation de la pression. De plus, la zone endommagée est elle-même composée de sous-zones ayant des propriétés différentes, partiellement attribuables aux variations de la fréquence des fractures (Gudmundsson et al., 2010).

Plusieurs théories ont été proposées afin d'expliquer le comportement hydrogéologique des zones de failles. Ces environnements sont hétérogènes et complexes, c'est pour cela qu'il est essentiel de caractériser ces structures pour estimer la distribution de la perméabilité dans ces terrains. De nombreuses solutions analytiques ont été développées pour résoudre les problèmes des écoulements transitoires dans un réservoir faillé (Bixel et al., 1963; Gringarten et al., 1974; Gringarten et al., 1975; Cinco-Ley et al., 1978; Cinco-Ley et Samaniego, 1981); Rafini (2008) en a fait un survol. Tous ces auteurs, excepté Rafini (2008), utilisent le terme fracture au lieu de faille. Tous ces modèles considèrent la faille comme un objet linéaire isotrope mais ils diffèrent par rapport à la conductivité de la faille, la géométrie des écoulements dans la faille et dans la matrice. Selon Rafini (2008), les failles ayant un rôle significatif peuvent produire une signature très caractéristique diagnostiquée à partir d'essais de pompage en utilisant ces modèles.

2.1.2 Discontinuités structurales mineures

Comment les discontinuités structurales mineures, telles que les joints, régissent une partie de l'écoulement de l'eau dans un massif rocheux? Leur

présence permet à l'eau de circuler dans les aquifères fracturés peu profonds (<300m) (Raven et Gale, 1985). Les principaux facteurs qui contrôlent l'écoulement de l'eau souterraine sont la densité du réseau de fractures, sa géométrie (Cook, 1992), son interconnectivité et l'ouverture des fractures (Mortimer et al., 2011). L'interconnectivité de ces structures est contrôlée par la combinaison de l'orientation des fractures, leur espacement et leur longueur (Lemieux et al., 2009). L'interconnectivité des fractures affecte fortement le ratio de la porosité de fractures efficace par rapport à la porosité totale (Rouleau et Gale, 1987). Selon la théorie de la percolation (Berkowitz 1995), seulement un pourcentage des fractures du massif rocheux contribue à l'écoulement, celles qui ne sont pas interconnectées avec les autres ne sont pas hydrauliquement actives. Bien que de nombreux facteurs influencent la géométrie et la perméabilité des aquifères fracturés, il reste ardu de déterminer quels sont les principaux facteurs à considérer pour une caractérisation des aquifères à l'échelle régionale.

Dans la zone de dommage d'une faille typique majeure active en décrochement, une fracture verticale dans une roche hôte rigide conduit près de six fois plus d'eau avec les effets de flottabilité qu'une fracture horizontale de dimensions égales (Gudmundsson et al., 2001). Par ailleurs, dans l'étude réalisée par Lemieux et al. (2009) dans une formation de roches sédimentaires, les fractures horizontales et verticales ont une perméabilité similaire.

2.1.3 Influence des contraintes géomécaniques et de l'hydrogéochimie sur les réseaux de fractures

Une évaluation des structures, des contraintes *in situ*, de la chimie de l'eau et de la quantité d'eau souterraine permet de mieux comprendre les patrons d'écoulement et le contrôle des structures sur l'écoulement. Les structures indiquent comment l'eau s'écoule dans le massif rocheux, les contraintes récentes influencent la perméabilité de l'aquifère fracturé (Fernandes et Rudolph, 2001; Morin et Savage, 2003) et ce, particulièrement dans un massif ayant une matrice peu perméable (Cook, 1992; Mortimer et al., 2011), puis la composition chimique de l'eau est associée aux phénomènes d'altération, de dissolution et de précipitation qui peuvent influencer le comportement hydraulique d'un massif.

Les procédés de surface tels que l'altération, l'érosion et le relâchement des contraintes influencent le comportement hydraulique (connectivité, transmissivité des réseaux de fractures) résultant en un degré supérieur d'hétérogénéité dans les aquifères peu profonds (Gale et Reardon, 1983; Mortimer et al., 2011). Près de la surface, la contrainte verticale tend vers zéro alors que de nombreuses fractures subhorizontales se développent contribuant à la perméabilité élevée du massif rocheux. En profondeur, les contraintes augmentent, ce qui provoque une fermeture progressive des fractures et une diminution de la perméabilité (Rouleau et al., 1999; Benlahcen, 2003; Mortimer et al., 2011). Une contrainte principale majeure parallèle à une fracture favorisera son ouverture, alors qu'une contrainte principale majeure orientée perpendiculairement à celle-ci aura tendance à la

refermer (Barton et al., 1985; Raven et Gale, 1985; Gentier, 1988; Cook, 1992; Benlahcen, 2003)

Cependant, selon Laubach et al. (2004), la contrainte principale majeure ne peut pas être utilisée à elle seule pour déterminer la direction de la perméabilité maximale dans la roche, car l'altération chimique peut ouvrir ou fermer les fractures dans n'importe quelle orientation. L'historique chimique des fractures et de la roche environnante peuvent fournir un aperçu plus clair que les données de contraintes *in situ* pour déterminer si les fractures sont ouvertes pour l'écoulement d'un fluide (Laubach et al., 2004). Les contraintes effectives en compression favorisent la fermeture des fractures. Cependant l'altération chimique peut former des canalisations ouvertes, ce qui peut soit préserver ou détruire les voies d'écoulement, peu importe leur orientation (Gale et Reardon, 1983).

2.1.4 Caractéristiques hydrogéochimiques des eaux du Bouclier canadien

Les eaux souterraines et leur environnement interagissent, ce qui a pour effet de modifier leurs compositions géochimiques. Les types d'interaction principaux sont d'ordres chimiques, physiques et cinétiques (Tóth, 1999). La géochimie des eaux souterraines évolue en fonction de la profondeur et en fonction de l'écoulement le long du gradient hydraulique (Gascoyne et Kamineni, 1994). Dans un contexte du bouclier cristallin, les eaux près de la surface (0 à 300 m) sont légèrement alcalines et chargées en Ca-(Na)-HCO₃, et le total des solides dissous (TSD) y est faible. Les premiers contacts de l'eau avec la

roche font que son pH augmente, ainsi que les teneurs en Na-(Ca)-HCO₃ en raison de l'interaction avec les plagioclases, de la précipitation de la calcite et des échanges d'ions avec les argiles (Gascoyne et Kamineni, 1994). Selon Frappe et al. (1984) les deux familles principales d'eau fraîche sont reliées au type de roche dominant. Les roches mafiques sont associées aux eaux ayant la relation suivante : Ca>Mg>Na; le potassium et le strontium sont les moins abondants; les anions ont la relation suivante: HCO₃>Cl=SO₄. Les roches granitiques sont associées aux eaux présentant les relations suivantes: Na>Ca>Mg>K et HCO₃>SO₄>Cl.

À des profondeurs supérieures, entre 100 et 1000 m, la salinité de l'eau souterraine augmente car les chlorures de la matrice se dissolvent et dans certains cas par le mélange avec des saumures à Na et Cl. Les eaux salées ont des concentrations de TSD variant entre 10⁴ et 10⁵ mg/L et les saumures des concentrations de TSD supérieures à 10⁵ mg/L (Fritz et Frappe, 1982; Frappe et al., 1984; Nurmi et al., 1988; McNutt et al., 1990; Bottomley et al., 1994). Les concentrations des ions majeurs des eaux du Bouclier canadien sont présentées à la figure 2.3. Les sulfates sont présents en concentrations variables, ils peuvent être expliqués par l'évolution géochimique des fluides ou par des processus récents initiés par les activités minières (Fritz et al., 1994). Les eaux profondes de types Ca-Na/Cl et saumurées ayant des ratios Br/Cl élevés peuvent indiquer que le chlore est dérivé de l'infiltration de saumures évaporitiques résiduelles de la grande incursion marine de l'ère du Paléozoïque (Bottomley et al., 1994). Selon

Farvolden et al. (1988) dans un aquifère en socle rocheux trois types d'eau peuvent être observés, des eaux emprisonnées sous forme d'inclusions fluides (eaux fossiles), des eaux juvéniles (d'origine magmatique ou des fluides métamorphiques dérivés de bassins sédimentaires) et des eaux météoriques d'infiltration récente.

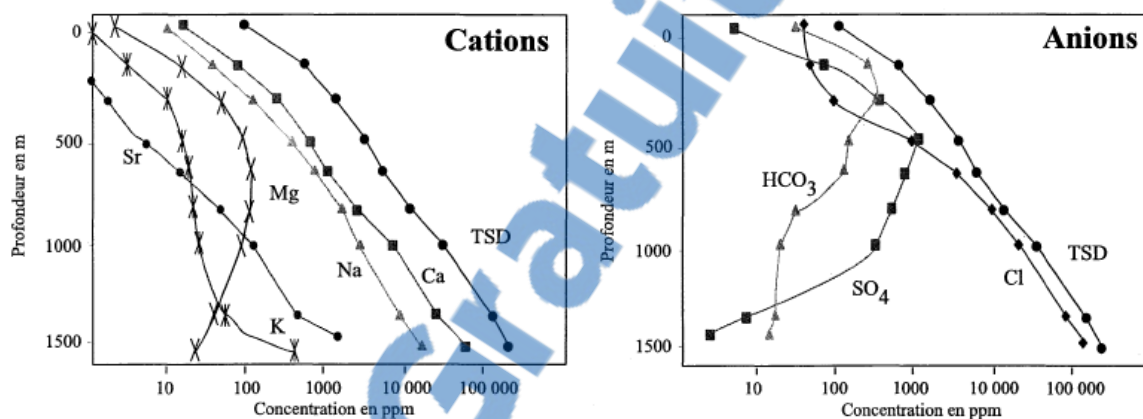


Figure 2.3: Concentrations moyennes des ions majeurs dans les eaux du Bouclier canadien (tiré de Boutin, 2001; adapté de Farvolden et al. (1988))

2.1.5 Influence des mines sur les aquifères fracturés

Les excavations minières et leur drainage produisent des perturbations géomécaniques (figure 2.4) et hydrogéologiques importantes (Raven et Gale, 1985), favorisant des phénomènes de couplage de processus hydrogéologiques, géomécaniques et hydrogéochimiques (Rouleau et al., 1999). Dans le cas où les contraintes horizontales sont plus élevées que les contraintes verticales, la contrainte principale majeure est redistribuée de manière à ce que les contraintes au toit et au plancher de la galerie de la mine soient en compression alors que celles autour des murs sont en relâchement.

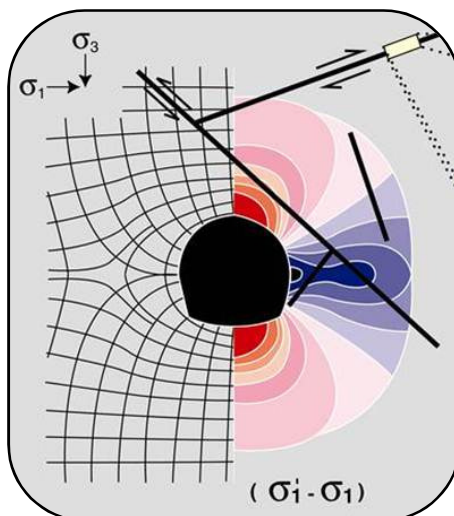


Figure 2.4: Influence des excavations sur les contraintes géomécaniques (σ_1 et σ_3 = contrainte principale majeure et mineure aux conditions initiales); amplitude des déformations, le rouge correspond aux zones en compression et le bleu aux zones en extension (σ'_1 = contrainte principale majeure suite à l'excavation), tiré de Rouleau (2008)

Le drainage dans les mines induit une augmentation des réactions chimiques affectant la chimie des eaux souterraines. La zone de dépressurisation hydraulique et le dénoyage de la mine créent une zone d'interactions chimiques entre les gaz atmosphériques (O_2 , CO_2), la roche et les eaux d'infiltration (Rouleau et al., 1999). Les mines permettent l'introduction de l'oxygène dans un environnement géologique profond, ce qui oxyde des minéraux. Dans les mines exploitant des gisements de sulfures, ces minéraux sont alors communément oxydés (Banks et al., 1997). Le pompage entraîne un mélange entre les eaux souterraines et les eaux météoriques récentes, ce qui produit des dilutions chimiques et isotopiques (Frape et Fritz, 1982).

Les travaux reliés aux mines peuvent influencer l'écoulement de l'eau souterraine (Tremblay, 1993). Les mines peuvent assécher localement la nappe phréatique ou abaisser le niveau de l'eau selon la durée de l'exploitation. Les travaux de drainage en surface peuvent modifier l'écoulement de l'eau souterraine. La ventilation peut causer l'évaporation d'une partie de l'eau.

Les données hydrogéologiques, géomécaniques et hydrogéochimiques obtenues dans les mines et les excavations hydro-électriques constituent les principales sources d'information hydrogéologiques sur les formations cristallines précambriennes au Québec (Rouleau et al., 1999). En effet, les mines sont des endroits propices pour observer les caractéristiques des écoulements à plusieurs points d'un massif rocheux et ce, en trois dimensions (figure 2.5). Elles présentent de grandes fenêtres d'observation à diverses profondeurs permettant la visualisation des structures du massif rocheux et l'échantillonnage de l'eau à plusieurs points. Lors de la caractérisation des ressources souterraines dans les aquifères à partir de mines, il s'avère essentiel de considérer et de comprendre l'influence que ces mines peuvent avoir sur ces aquifères.

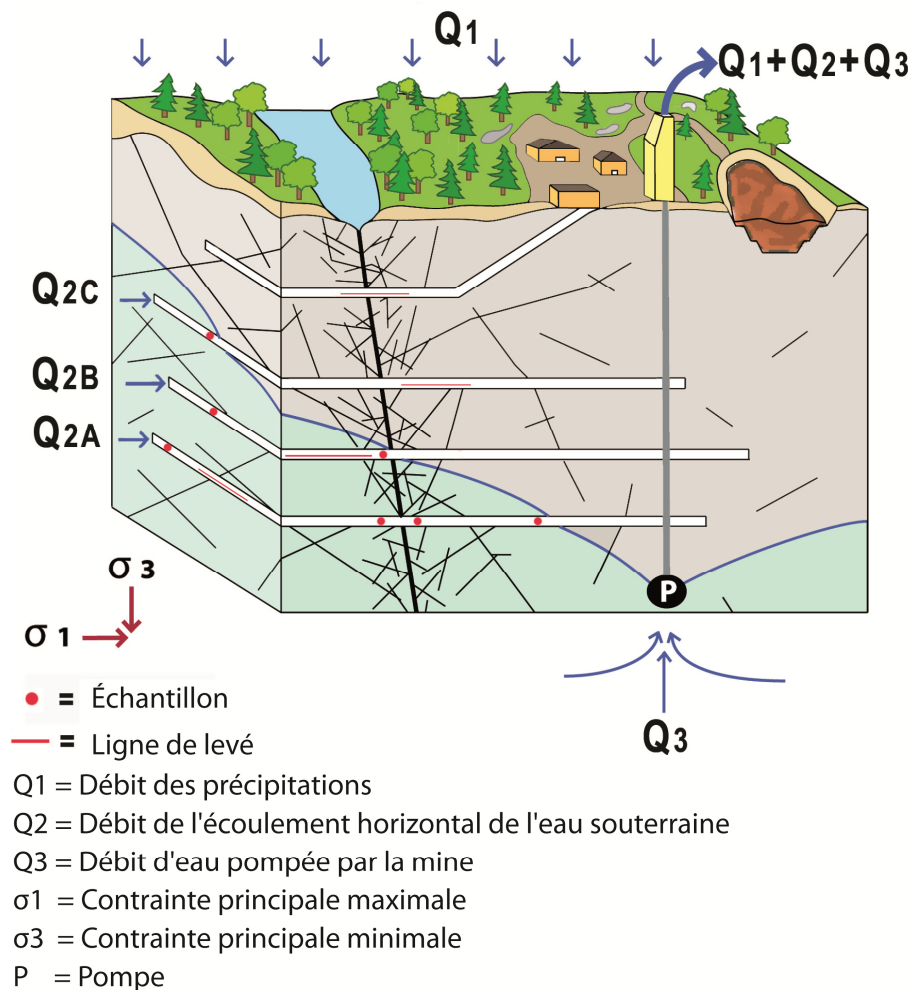


Figure 2.5: Schéma conceptuel d'une mine souterraine où se trouvent différentes stations permettant la réalisation de lignes de levés et l'échantillonnage de l'eau

2.2 Modèles analytiques de l'écoulement des eaux souterraines vers des excavations

Plusieurs modèles analytiques ayant été développés pour prévoir les entrées d'eau dans des excavations en conditions de drainage similaires à celles observées dans les mines peuvent être utilisés pour estimer les propriétés hydrauliques des aquifères. Ces modèles analytiques qui sont élaborés soit pour les mines, les tunnels ou les puits à drains rayonnants peuvent être utilisés avec

les données recueillies dans les mines souterraines afin d'obtenir des estimations de la conductivité hydraulique d'un aquifère régional dans la roche fracturée.

2.2.1 Mine souterraine

Les méthodes analytiques utilisées pour estimer les propriétés hydrauliques dans des mines souterraines sont basées sur des formules simples décrivant l'écoulement vers un puits (Fawcett et al., 1984; Singh et Atkins, 1984; Singh et Atkins, 1985; Bouw et Morton, 1987; Lloyd et Edwards, 1988). Les conditions d'applications des problèmes sont idéalisées, les aquifères sont considérées comme ayant une perméabilité homogène et des frontières régulières. La modélisation numérique de l'écoulement permet quant à elle la prise en compte de conditions plus précises et l'obtention de solutions plus détaillées et exactes (Lloyd et Edwards, 1988). Les modèles numériques sont plus flexibles, mais ils requièrent davantage de données pour être exécutés ou pour vérifier les résultats lors de tests. Les solutions analytiques, qui requièrent des hypothèses restrictives pour des cas complexes, sont moins précises que des modèles numériques. Cependant les modèles analytiques sont souvent compatibles avec la quantité et la qualité des données hydrogéologiques disponibles (Singh et Reed, 1988). Ce type de technique est plus simple et plus rapide que les techniques numériques, cependant les modèles analytiques ont tendance à surestimer les prévisions de quantité d'eau entrant dans la mine (Singh et Atkins, 1985). De plus, il est difficile de bien évaluer les propriétés hydrauliques en trois dimensions et ces données

sont difficiles à obtenir, c'est pourquoi les solutions basées sur les hypothèses d'une conductivité hydraulique homogène et isotrope sont utiles pour une première approximation et pour valider un modèle numérique.

Hypothèses et méthodologie

Afin de simuler les infiltrations d'eau dans les mines, il faut considérer l'interaction des caractéristiques (régime permanent ou transitoire dans un aquifère fini ou non, conductivité hydraulique (K), coefficient d'emmagasinement (S) et transmissivité (T)) de l'écoulement de l'eau souterraine, les frontières des aquifères (confiné, nappe libre) et la géométrie de la mine (Singh et Atkins, 1984; Singh et Atkins, 1985). Les modèles analytiques linéaires des entrées d'eau dans les mines sont basés sur l'analogie d'un seul puits de pompage.

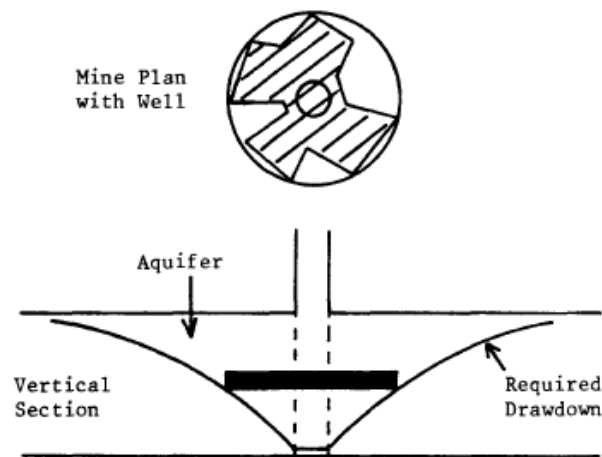


Figure 2.6: Section du modèle du puits appliqué à une mine; le rectangle représente une galerie de mine, tiré de Fawcett et al. (1984)

Pour le modèle illustré à la figure 2.6, il faut déterminer le plus petit cercle qui peut contenir entièrement le plan de la mine et imaginer un puits traversant le

centre. On suppose que le puits pénètre entièrement l'aquifère. La quantité d'eau s'écoulant dans la mine est estimée en calculant le débit auquel le puits devrait être pompé pour abaisser le niveau de la nappe phréatique sous le cercle qui entoure la mine (figure 2.6; Fawcett et al., 1984). Ceci suppose que le massif rocheux se trouvant au-dessus et en périphérie des excavations est dénoyé. Si la mine n'a pas la forme d'un cercle, son rayon (r) est déterminé par l'équation suivante (Mansur et Kaufman, 1962) :

$$r = \left(\frac{2}{\pi}\right)(YW)^{1/2} \quad (1)$$

où : Y = longueur de la mine [L]
 W = largeur de la mine [L]

Dans les mines existantes, le débit d'eau entrant, les conditions de pompage (rayon de la mine, profondeur dénoyée) et certaines caractéristiques de l'aquifère sont connues ou estimées; les équations données par ces modèles analytiques (Singh et Atkins, 1984) peuvent être inversées pour estimer une valeur de la conductivité hydraulique. Pour cette analyse, il faut préparer une section hydrogéologique de la mine, déterminer les caractéristiques de l'aquifère et superposer la géométrie simplifiée de la mine. Ces équations sont présentées dans le tableau 2.1 et illustrées à la figure 2.7; elles reposent sur les hypothèses décrites ici (Singh et Atkins, 1985). (1) L'aquifère est d'étendue infinie, homogène, isotrope, d'épaisseur uniforme au-dessus de l'aire influencée par l'exploitation minière et ayant une limite imperméable à sa base. (2) Avant le pompage, la surface piézométrique et/ou phréatique est (presque) à l'horizontale au-dessus de

la zone influencée par l'exploitation minière. (3) La nappe est pompée à un taux constant. (4) L'aquifère est entièrement traversé par le puits, et ainsi, de l'eau s'écoule vers le puits à partir de toute l'épaisseur de l'aquifère par un écoulement horizontal. (5) Les variations du diamètre du puits n'affectent pas le débit ou le rabattement (écoulement linéaire).

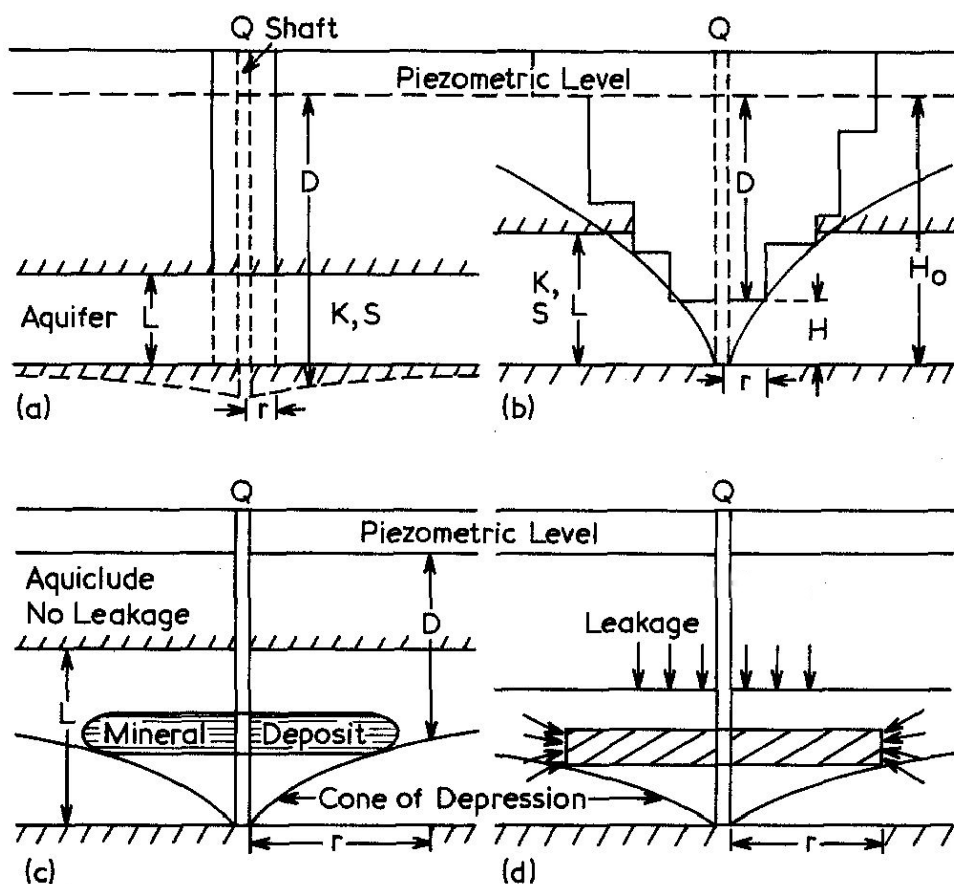


Figure 2.7: Modèles conceptuels des méthodes analytiques pour estimer les entrées d'eau dans les mines; dénoyage d'un puits de chevalement; (b) dénoyage d'une excavation à ciel ouvert; (c) dénoyage d'une mine souterraine dans un aquifère confiné; (d) dénoyage d'une mine souterraine dans un aquifère semi-confiné; modifié de Singh et Atkins (1985)

Tableau 2.1: Formules analytiques pour les prédictions d'entrée d'eau dans les mines, modifié de Singh et Atkins (1985)

Source	Application et hypothèses	Équation
Theis (1935) figure 2.7-a	<u>Dénoyage d'un puits de chevalement</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Régime permanent ▪ Aquifère confiné 	$Q = \frac{4\pi KsL}{W(u)}$ $u = \frac{r^2 S}{4Kt}$ (2)
Approximation Cooper-Jacob (1946)		$Q = \frac{2\pi KsL}{\ln(R/r)}$ $R = 2\sqrt{Kt/2}$ (3)
Jacob-Lohman (1952) figure 2.7-b	<u>Dénoyage d'une mine à ciel ouvert</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Régime permanent ▪ Aquifère confiné 	$Q = 2\pi T s W(\lambda)$ (4)
Jacob-Lohman (1952) figure 2.7-c	<u>Dénoyage d'une mine souterraine</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Régime permanent ▪ Aquifère confiné 	$\lambda = Tt/Sr^2$ (5)
Hantush-Jacob (1955) figure 2.7-d	<u>Dénoyage d'une mine souterraine</u> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Régime permanent ▪ Aquifère semi-confiné ▪ Frontières de recharge horizontales ▪ Drainage vertical 	$Q = \frac{2\pi KsL}{K_0(r/B)}$ $B = \sqrt{KLL'/K'}$ (6)
Approximation		$Q = \frac{2\pi KsL}{\ln(R/r)}$ $R/r = 0,88 + 11,8(B/r)$ $B = \sqrt{KLL'/K'}$ (7)

Variables :

- a = rayon du puits ou du tunnel [L];
 B = facteur de drainage [L];
 C = conductance spécifique [L/T];
 d = diamètre de filtration de la galerie [L];
 e = nombre d'Euler = 2.71828;

- H = hauteur de charge au centre du puits radial collecteur [L];
 H_0 = hauteur de la charge d'eau *originale* [L];
 H_s = hauteur de charge hydraulique au-dessus du sol [L];
 h = profondeur du milieu du tunnel par rapport au niveau d'eau [L];
 h_a = hauteur de charge hydraulique constante [L];
 h_0 = profondeur de l'eau dans le puits à drains rayonnants au-dessus de la base de l'aquifère en condition de pompage [L];
 h_w = profondeur de l'eau dans le puits à drains rayonnants au-dessus de la base de l'aquifère [L];
 i = gradient hydraulique (adimensionnel);
 K = conductivité hydraulique de l'aquifère [L/T];
 K' = conductivité hydraulique de l'aquitard [L/T];
 $K_0(r/B)$ = fonction du puits de Hantush-Jacob pour un aquifère semi confiné en régime permanent;
 L = épaisseur de la formation dénoyée [L];
 L' = épaisseur de l'aquitard [L];
 L_B = longueur moyenne des bras [L];
 m = nombre de bras;
 Q = débit entrant [L^3/T];
 R = rayon d'influence effectif (m) ou cône de dépression au temps t ;
 R_0 = rayon du cône aux frontières de la mine [L];
 R_a = rayon d'action du puits [L];
 r = rayon auquel le rabattement est mesuré [L];
 r_w = rayon effectif du puits [L];
 S = coefficient d'emmagasinement (adimensionnel);
 s = rabattement [L] au niveau H à partir du niveau original H_0 ;
 $T = KL$ = transmissivité de l'aquifère [L^2/T];
 t = temps écoulé [T];
 $u = \frac{r^2 S}{4KLt}$, variable;
 $W(u)$ = fonction du puits de Theis;
 $W(\lambda)$ = fonction exponentielle intégrale;
 Φ = charge hydraulique;
 Θ = angle entre deux bras adjacent en radian.

Discussion des hypothèses des modèles

Pour les aquifères finis (p. ex : limités par des failles sans frontière de recharge), au fur et à mesure que l'eau est pompée, le rayon d'influence du cône de dépression augmente avec le temps jusqu'à ce que les frontières soient atteintes. Ensuite, le niveau de la nappe phréatique diminue plus rapidement (Singh et Atkins, 1985).

Les équations analytiques de base supposent que l'écoulement est laminaire au sein d'un milieu poreux. Cependant, dans les mines, l'eau s'écoule dans les fractures, impliquant des vitesses d'écoulement plus élevées, ce qui occasionne des conditions d'écoulement turbulent. Dans ces circonstances, les équations d'écoulement non-linéaires devraient être utilisées (Singh et Atkins, 1985).

Les modèles des puits sont utilisés en dehors de leurs limites de validité. Les solutions ont été déterminées en supposant que la surface piézométrique reste au-dessus de l'aquifère principal, mais dans les applications minières cette surface est à l'intérieur de l'aquifère. Sous de telles conditions, les solutions ne sont plus valides (Singh et Atkins, 1985).

Les équations analytiques appliquées aux mines considèrent des géométries très simples et elles ne permettent pas de tenir compte de l'hétérogénéité, ni de l'anisotropie régionale, comme les failles, les variations latérales dans la même unité lithologique ou le changement des propriétés hydrauliques avec la profondeur. Dans les mines, les galeries ne sont pas

distribuées de façon homogène, un niveau peut contenir un nombre variable de galeries dont la longueur varie dans différentes directions. Supposer que la mine est un disque d'un rayon contenant toutes les galeries pose une grande incertitude sur l'estimation des propriétés hydrauliques car ceci surestime la taille de l'excavation. Une mine n'est pas une grande excavation en forme de disque mais plutôt un ensemble de plusieurs galeries avec parfois un ou plusieurs puits de chevalement. En utilisant cette méthode analytique, il est donc préférable de considérer des cas extrêmes pour chaque paramètre variant dans le temps ou pour ceux contenant une incertitude, ceci permettrait notamment d'évaluer l'effet de chaque paramètre sur les résultats recherchés.

Souvent le matériel granulaire sur le roc au-dessus de la mine a une perméabilité supérieure à celle du roc; l'aquifère rocheux est alors considéré à nappe libre. Selon cette hypothèse, tout le massif rocheux au-dessus de la mine devrait être dénoyé, mais ce n'est pas ce qui est observé dans plusieurs cas. Souvent les piézomètres au-dessus de la mine contiennent de l'eau. Ceci indique la présence d'une certaine épaisseur de roc qui reste ennoyée, même si le massif rocheux est dénoyé à une certaine distance autour des excavations. De plus, on observe généralement dans les excavations minières de l'eau qui percole le long des fractures, notamment dans les zones de faille, ainsi que de l'eau provenant du toit de la galerie qui s'écoule sur le plancher.

Ces modèles présentent toutefois l'avantage de ne pas considérer de charge hydraulique constante autour des galeries. Ils sont développés

spécifiquement pour les mines en utilisant une géométrie et une équation simple. Ils permettent une première estimation des propriétés hydrauliques tout en ne considérant que quelques paramètres qui peuvent être facilement estimés dans les mines en exploitation.

2.2.2 Tunnel

Les modèles d'écoulement des eaux souterraines vers des tunnels sont considérés car, à priori, une mine souterraine peut être considérée comme étant constituée de plusieurs tunnels ou galeries.

Hypothèses et méthodologie

Plusieurs solutions analytiques ont été développées pour des cas simples afin d'estimer les entrées d'eau dans les tunnels. Ces modèles mathématiques supposent généralement une conductivité hydraulique homogène, un écoulement suivant la loi de Darcy en deux dimensions dans un plan perpendiculaire à l'axe du tunnel, ainsi que des conditions de limites à charge constante à la paroi du tunnel qui est souvent considéré circulaire. Pour représenter les entrées d'eau dans les tunnels pour des situations simples (figure 2.8), la théorie du puits en présence d'une frontière à charge constante est reprise. Ces solutions sont difficilement comparables entre elles puisqu'elles utilisent différentes notations, hypothèses, conditions limites, élévation de référence et méthodes de résolution (Park et al., 2008). Plusieurs chercheurs ont élaboré des solutions analytiques pour prédire le débit d'entrée d'eau Q par unité de longueur d'un tunnel horizontal drainé en

régime permanent, dans une matrice semi-infinie ou infinie, homogène et complètement saturée (Polubarinova-Kochina et Ya, 1962; Goodman et al., 1965; Meiri, 1985; Zhang et Franklin, 1993; El Tani, 1999; Lei, 1999; Perrochet, 2005; El Tani, 2010; Masset et Loew, 2010). El Tani (2003) a également compilé les équations proposées par plusieurs auteurs, puis il a montré les différences importantes d'estimation de venues d'eau obtenues par ces solutions.

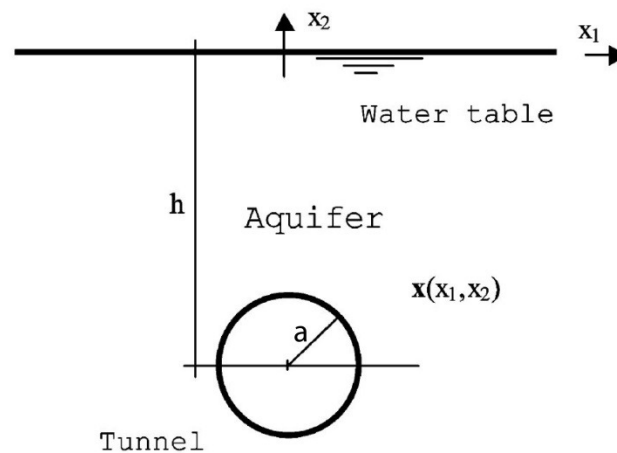


Figure 2.8: Profil d'un tunnel, modifié d'El Tani (2003)

Kolymbas et Wagner (2007) ont dérivé une expression analytique pour estimer les entrées d'eau dans un tunnel drainé en régime permanent (figure 2.9). Contrairement à l'approximation de Goodman et al. (1965), cette équation est valide pour les tunnels profonds et peu profonds, et elle est plus générale que la solution de Rat (1973) et de Lei (1999), car elle permet une variation de charge au pourtour du tunnel et à la surface du terrain.

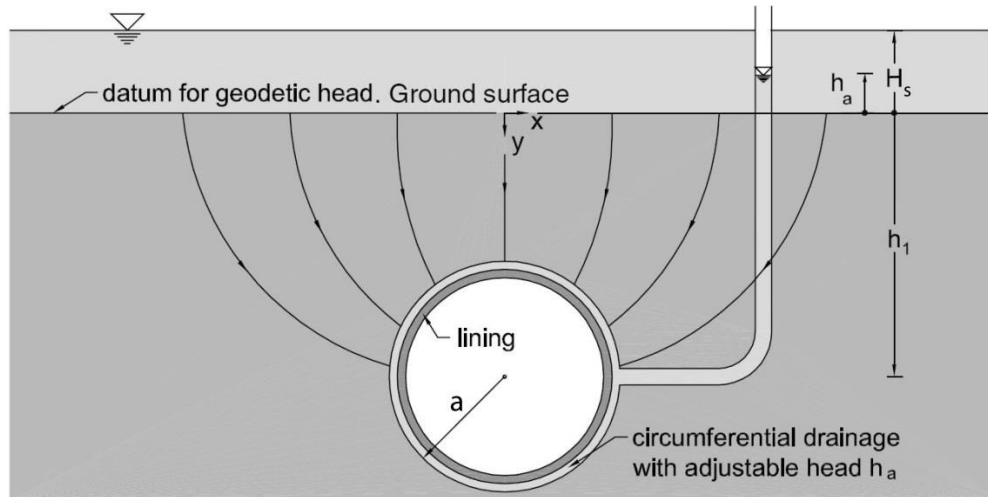


Figure 2.9: Écoulement de l'eau souterraine vers un tunnel drainé de rayon a , modifié de Kolymbas et Wagner (2007)

Park et al. (2008) ont dérivé des solutions analytiques en utilisant la technique de transformation conforme pour les entrées d'eau dans un tunnel circulaire drainé en régime permanent dans un aquifère semi-infini avec deux conditions frontières différentes au pourtour du tunnel, soit aucune pression d'eau et une charge constante (figure 2.10). Les solutions approximées peuvent être utilisées pour des tunnels avec $a/h \leq 0,4$ ($h \geq 2,5 a$).

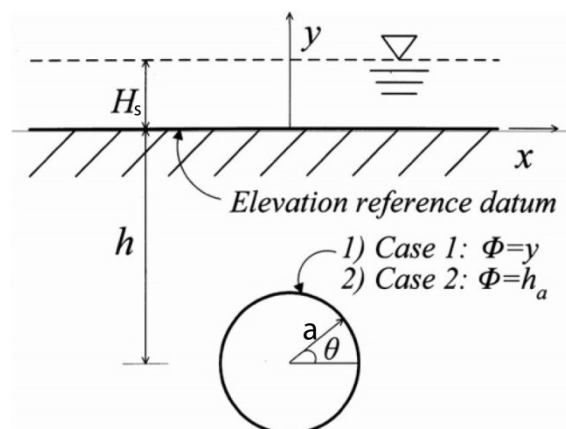


Figure 2.10 : Tunnel circulaire dans un aquifère semi-infini, modifié de Park et al. (2008)

Tableau 2.2: Compilation de solutions pour estimer les entrées d'eau dans un tunnel

Source	Équation	
Muskat (1937), Goodman et al. (1965)	$Q = 2\pi K \frac{h}{\ln\left(\frac{2h}{a}\right)}$	(8)
Karlsruud (2001)	$Q_{Ka} = 2\pi K \frac{h}{\ln\left(\frac{2h}{a} - 1\right)}$	(9)
Rat (1973), Schleiss (1988), Lei (1999)	$Q = 2\pi K \frac{h}{\ln\left(\frac{2h}{a} + \sqrt{\frac{h^2}{a^2} - 1}\right)}$	(10)
Lombardi (2002)	$Q_{Lo} = 2\pi K \frac{h}{\left(1 + 0,4\left(\frac{a}{h}\right)^2\right) \ln\frac{2h}{a}}$	(11)
El Tani (1999)	$Q_{r2} = 2\pi K h \frac{1 - 3\left(\frac{a}{2h}\right)^2}{\left[1 - \left(\frac{a}{2h}\right)^2\right] \ln\frac{2h}{a} - \left(\frac{a}{2h}\right)^2}$	(12)
Kolymbas et Wagner (2007)	$Q = \frac{2\pi K(H - h_a)}{\log\frac{a}{h_1 - \sqrt{h_1^2 - a^2}}} = \frac{2\pi K(H - h_a)}{\log\frac{h_1 + \sqrt{h_1^2 - a^2}}{a}}$	(13)
Pour $h_1 \gg a$:	$h_1 + \sqrt{h_1^2 - a^2} \approx 2h_1$	(14)
Donc	$Q = \frac{2\pi K(H - h_a)}{\log(2h_1/a)}$	(15)
Park et al. (2008) Cas 1 de la figure 2.10	$Q_1 = K \int_0^{2\pi} \frac{\partial\phi_1}{\partial\rho} \rho d\theta = -\frac{2\pi K}{\ln\alpha} (A + H)$ $= \frac{2\pi k(A + H)}{\ln\left(\frac{h}{a} + \sqrt{\frac{h^2}{a^2} - 1}\right)}$	(16)
Park et al. (2008) Cas 2 de la figure 2.10	$Q_2 = K \int_0^{2\pi} \frac{\partial\phi_2}{\partial\rho} \rho d\theta = -\frac{2\pi K}{\ln\alpha} (h_a - H)$ $= \frac{2\pi k(-h_a + H)}{\ln\left(\frac{h}{a} + \sqrt{\frac{h^2}{a^2} - 1}\right)}$	(17)

L'équation 16, pour le cas 1, est la même que celle d'El Tani (2003) avec $H_s = 0$ et celle du cas 2 (équation 17) est la même que celle obtenue par Kolymbas et Wagner (2007). Ces deux solutions sont utilisées pour un cas où le toit de la nappe d'eau souterraine est au-dessus de la surface du sol. Si le niveau de l'eau est sous la surface du sol, le sol doit être utilisé comme élévation de référence et ces solutions devraient être utilisées avec $H_s = 0$ et h étant la distance entre le centre du tunnel et le toit de la nappe phréatique. À partir de l'équation 18, si $h_a = -h$ et $H_s = 0$, telle la formule de Rat (1973), Schleiss (1988) et Lei (1999) (tableau 2.2), en supposant $h \gg a$, la formule de Muskat (1937) est obtenue (tableau 2.2).

Avantages et inconvénients

Les modèles développés pour les tunnels ont comme avantages d'utiliser des formules simples qui requièrent peu de données. Ces modèles considèrent des conditions idéalisées, ils ne tiennent pas compte notamment de l'anisotropie ni de l'hétérogénéité du milieu qui varient notamment en fonction de la densité de la fracturation et avec la variation de la profondeur. Par exemple, la présence de faille ayant un cœur imperméable, fait en sorte que l'aquifère n'est pas infini.

La géométrie d'un seul tunnel est différente de la géométrie d'une mine qui est composée d'un puits vertical et de plusieurs tunnels (galeries) subhorizontaux. Les formules développées pour un tunnel ne sont pas conçus pour quelques tunnels situés à proximité les uns des autres, mais pour un tunnel unique. Pour mieux respecter la géométrie de la mine, il faudrait considérer chaque galerie

comme un tunnel distinct et superposer l'influence du drainage des autres tunnels à proximité.

Les méthodes des tunnels sont normalement utilisées pour estimer le débit que fournit une unité de longueur de tunnel lorsque la conductivité hydraulique est connue. Dans les mines, souvent la conductivité hydraulique est inconnue, mais les débits d'eau d'exhaure de la mine sont connus. Généralement les débits fournis par les différents niveaux de la mine sont inconnus. Cette méthode pourrait être utilisée pour estimer la conductivité hydraulique moyenne du massif fracturé en supposant que la longueur totale du tunnel soit égale à la somme des longueurs de toutes les galeries de la mine. Ainsi pour avoir un débit unitaire, le total du débit pompé serait divisé par la longueur du tunnel obtenu.

Une meilleure estimation de la conductivité hydraulique pourrait être obtenue si le débit que fournit chaque galerie de la mine était mesuré ou du moins si le débit était mesuré à différents niveaux de la mine et dans différents secteurs des niveaux. Ainsi la conductivité hydraulique pourrait être estimée dans différentes sections de la mine, ce qui serait plus réaliste.

Ces équations supposent une charge constante au pourtour du tunnel et un aquifère saturé, alors que dans les mines dénoyées, la charge n'est pas constante au pourtour des tunnels. Il n'y a que les modèles de Kolymbas et Wagner (2007) et El Tani (2010) qui permettent une charge variable puis Park et al. (2008) qui permet une charge nulle. Ces derniers modèles sont donc à privilégier car dans les mines, la charge au pourtour des galeries est faible ou nulle.

2.2.3 Puits à drains rayonnants

La géométrie d'un puits à drains rayonnants ressemble à celle d'une mine (figure 2.11). Un puits à drains rayonnants comprend un caisson central renforcé et des bras latéraux souterrains. Le nombre de bras est variable, entre 8 et 38 (Patel et al., 2010). L'eau entre par les bras et elle s'écoule jusqu'au caisson lorsque la pompe est actionnée. Le problème de l'écoulement le long des bras d'un puits collecteur est difficile à bien représenter mathématiquement (McWhorter et Sunada, 1977; Patel et al., 2010).

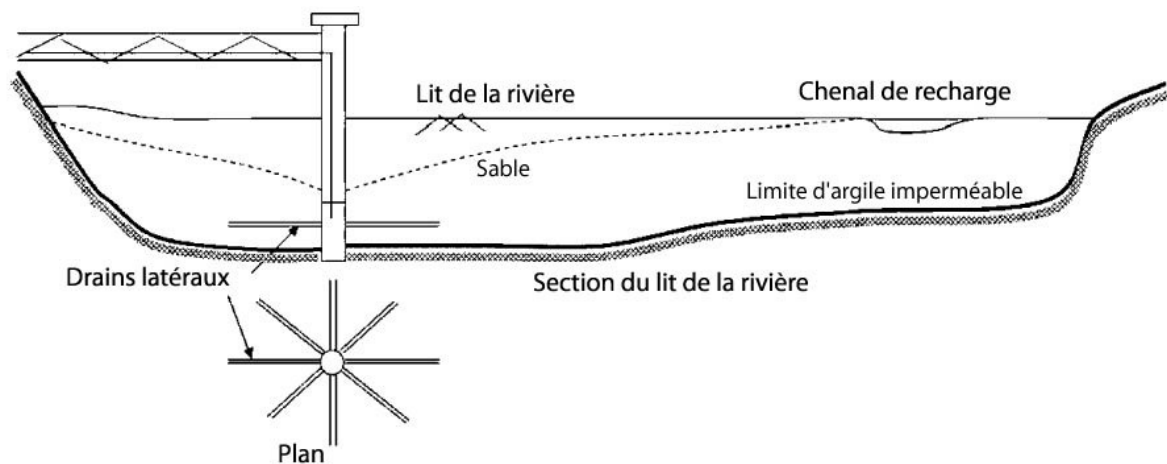


Figure 2.11: Géométrie d'un puits à drains rayonnants, adapté de Patel et al. (2010)

Hypothèses et méthodologie

Généralement un puits à drains rayonnants est approximé par un puits vertical ayant un grand rayon, soit 61% de la longueur de ses bras (McWhorter et Sunada, 1977) ou 75 à 80% de cette longueur (Mikels et Klaer, 1956). Le pourcentage de la longueur des bras à considérer dépend du nombre de bras. La

relation entre ces deux éléments est difficile à évaluer. Le débit pompé par un puits à drains rayonnants est estimé avec l'équation suivante (McWhorter et Sunada, 1977) :

$$Q = \frac{\pi K(H^2 - h_w^2)}{\ln(R/r_w)} \quad (18)$$

Exemple : $r_w = 0,61L_B$

Hantush et Papadopoulos (1962) ont développé un modèle en trois dimensions pour un aquifère confiné avec une venue d'eau le long des bras horizontaux du puits collecteur. Ils ont fourni une solution analytique d'un rabattement de longue durée autour du puits collecteur. Kordas (1960) a suggéré une formule empirique (équation 19), considérant le nombre de drains collecteurs ainsi que leur longueur :

$$\frac{Q}{KL_B(H - h_0)} = 4,52 \frac{m^{0,175} \left(\frac{t}{L_B}\right)^{0,10} \left(\frac{d}{2L_B}\right)^{0,15} \arctan\left(\frac{t}{L_B}\right)}{\log_{10} \frac{R_a}{1,93L_B}} \quad (19)$$

Patel et al. (2010) ont utilisé la méthode des éléments analytiques pour simuler la décharge en régime permanent due à un puits à drains rayonnants dans un aquifère non confiné de faible épaisseur. Ils considèrent que le débit pompé varie le long des bras latéraux. Sur la base de cette méthode, ils ont développé une équation empirique (équation 20) pour décrire la décharge. Ils ont validé cette équation sur plus de 400 ensembles de données et ils ont obtenu des variations inférieures à 4% entre les résultats provenant de la méthode des éléments analytiques et cette équation empirique :

$$Q = 2,96C^{0,1626}L_B^{0,149}e^{-0,4014\theta}K^{0,8346}(H^{1,72} - h_w^{1,72})^{1,0613} \left[\ln \frac{R}{L_B + r_w} \right]^{-0,745} \quad (20)$$

Avantages et inconvénients

Afin d'estimer les propriétés hydrauliques d'un aquifère régional à partir de mines souterraines, il serait pertinent de s'inspirer des méthodes développées pour les puits à drains rayonnants étant donné que celles-ci ont une géométrie qui est semblable à celle d'une mine, mais à une plus petite échelle. Les données requises par les solutions analytiques sont disponibles et simples d'utilisation. La méthode des éléments analytiques présente un bon potentiel, car elle permettrait de considérer l'ensemble des latérales (galeries de mine) avec une meilleure représentation de la réalité que les autres modèles discutés précédemment. Afin d'appliquer les équations analytiques aux mines, la longueur des latérales équivaut au rayon de la mine et leur nombre équivaut à la sommation des longueurs des galeries pour l'ensemble de la mine divisé par le rayon. S'il est possible de considérer plusieurs niveaux de latérales, alors il faudrait faire la sommation des longueurs des galeries de mines par niveau divisé par le rayon du niveau de la mine correspondant. Ces modèles ont pour inconvénient de ne pas considérer les discontinuités géologiques (exemple : faille) et de plus, l'équation empirique de Patel et al. (2010) n'est valide que pour les aquifères peu profonds.

2.2.4 Autres modèles

Les modèles présentés dans cette section n'ont pas été utilisés car ils ne sont pas compatibles avec les données disponibles dans le cadre de cette étude.

Ceux-ci sont brièvement décrits car ils pourraient être utiles pour d'autres études portant sur la caractérisation d'aquifères à partir de mines souterraines.

Méthode des éléments analytiques

La méthode des éléments analytiques est une méthode numérique utilisée pour résoudre des équations différentielles partielles dont les limites des intégrales sont calculées analytiquement (Strack, 1989). Cette méthode permet de superposer des fonctions élémentaires afin d'obtenir une solution plus complexe. Chaque élément correspond à une solution analytique. Les éléments sont des discontinuités tel qu'un puits, une rivière, un lac, etc. La qualité de la solution globale ne dépend pas de l'échelle et la solution décrit la variable dépendante en continue sur tout l'espace dans le domaine infini, sauf le long des frontières de l'élément car il y a une discontinuité et l'équation n'y est pas applicable. Bakker et al. (2005) ont développé le logiciel gratuit TimML, qui utilise la méthode des éléments analytiques afin de simuler les lignes d'écoulement de l'eau autour d'un puits à drains rayonnants. Ce logiciel permet de simuler des drains de différentes longueurs et à différentes profondeurs autour d'un puits. Les éléments et les paramètres d'entrée du modèle sont représentatifs de la situation analysée.

Modèle de faille verticale isotrope

Ce modèle à double porosité consiste en une matrice contenant une discontinuité planaire dans laquelle est implanté un puits vertical (figure 2.12). Les hypothèses qui s'appliquent incluent les suivantes : l'aquifère est confiné,

homogène, isotrope, horizontal et latéralement infini; la faille et le puits sont à pénétration totale; les écoulements entrant ou sortant ne proviennent que de la faille; la matrice satisfait en tout point la loi de Darcy.

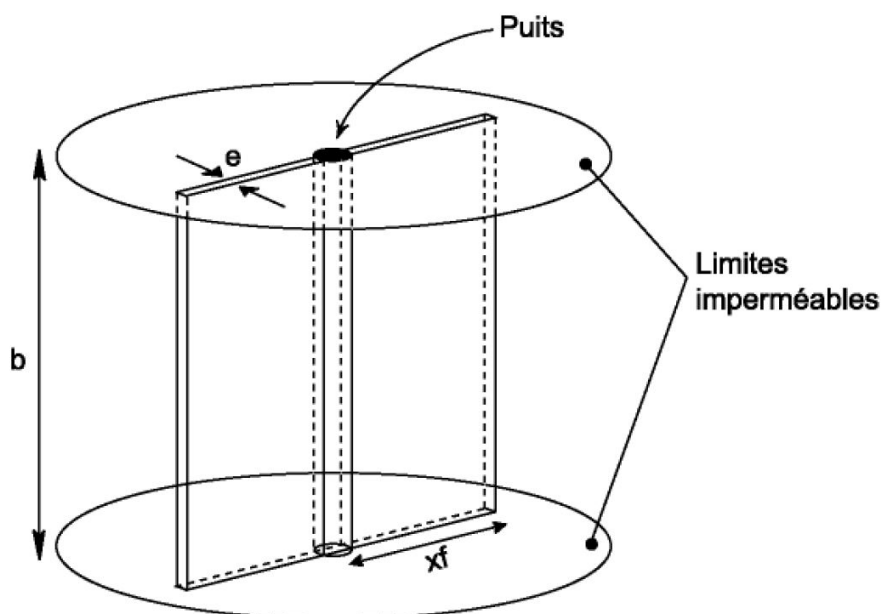


Figure 2.12: Modèle à faille verticale; b = épaisseur de l'aquifère [L]; x_f = demi longueur de la faille [L]; Θ = épaisseur de la faille [L], adapté de Cinco-Ley et Samaniego (1981)

Rafini (2008) a réalisé plusieurs simulations numériques, à l'aide du modèle « Generalized Radial Flow » (GRF) introduit par Barker (1988), afin de mieux comprendre l'écoulement dans les aquifères faillés. Il modifie les modèles en considérant la discontinuité dans son épaisseur non pas comme un domaine d'écoulement laminaire, mais comme un milieu poreux en soi satisfaisant la loi de Darcy, ce qui autorise la prise en compte d'épaisseurs réalistes, décimétriques, métriques à décimétriques. À partir de leurs modélisations numériques, Rafini et

Larocque (2009, 2012) ont obtenu des équations permettant d'estimer les propriétés hydrauliques de la faille et de la matrice.

Avantages et inconvénients du modèle de la faille verticale isotrope

La méthode de Barker (1988) et de Rafini (2008) permet d'établir des diagnostics plus précis sur l'aquifère investigué. Au lieu de considérer seulement des propriétés hydrauliques moyennes pour l'aquifère, il est maintenant possible de définir quel est le type d'écoulement et d'estimer les propriétés hydrauliques de la faille et de la matrice. Il serait intéressant d'appliquer ces méthodes pour des mines si les données de pompage sont disponibles dès le début du pompage de la mine. Il faudrait également obtenir les valeurs du rabattement de la nappe phréatique en faisant un suivi régulier des piézomètres et ce, à partir du début du pompage de la mine.

Lorsque les valeurs de débit au début du pompage ne sont pas disponibles, il n'est pas possible de voir les signatures des failles situées à proximité des pompes car le pompage n'est plus en régime transitoire; les variations du rabattement sont alors principalement dues aux changements saisonniers d'infiltration.

Puits horizontaux

Des solutions semi-analytiques pour des écoulements tridimensionnels vers un puits horizontal dans des aquifères anisotropes confinés et semi-captifs ont été présentées (Zhan, 1999; Zhan et al., 2001; Park et Zhan, 2002; Zhan et Zlotnik,

2002; Park et Zhan, 2003; Zhan et Park, 2003; Kompani-Zare et al., 2005). Certains chercheurs considèrent un cours d'eau à proximité d'un puits horizontal comme une frontière de premier type (charge constante) ou de second type (flux constant) (Kawecki 2000; Zhan et Cao, 2000; Langseth et al., 2004; Wang et Zhang, 2007; Tsou et al., 2010). Tarshish (1992) a considéré les conditions en régime permanent. Le modèle d'un puits horizontal considère que le puits est rempli d'eau, ce qui est faux pour les galeries dans les mines.

Puits horizontaux fracturés

Les modèles développés pour des réservoirs faillés sont conçus pour des aquifères anisotropes. Les ingénieurs pétroliers étudient l'écoulement des fluides dans les puits horizontaux dans des réservoirs de gaz et de pétrole (Horne et al., 1995; Lian et al., 2011). Ces modèles analytiques décrivent la performance de l'écoulement et du comportement de la pression transitoire dans un puits horizontal avec multiples fractures actives hydrauliquement. Sun et Zhan (2006) ont appliqué ce modèle à un aquifère, ils supposent que l'eau s'écoule seulement des fractures au trou du puits, négligeant l'écoulement provenant de la matrice.

3

GÉOLOGIE DU TERRITOIRE CONSIDÉRÉ

Le territoire considéré est localisé à l'est de la municipalité de Val-d'Or, en Abitibi-Témiscamingue, dans le secteur nord-ouest du Québec méridional (figure 1.1). Selon la station météorologique d'Environnement Canada située à Val-d'Or la moyenne sur 30 ans des précipitations totales annuelles est de 914 mm⁽¹⁾¹. La température moyenne annuelle est de 1,2°C; la moyenne mensuelle varie de -17,2°C en janvier à 17,2°C en juillet.

3.1 Géologie régionale

La géologie régionale du socle rocheux et des dépôts meubles de l'Abitibi sont présentés dans cette section.

3.1.1 Socle rocheux

La Sous-province géologique de l'Abitibi (figure 1.1) contient des assemblages de roches volcaniques ultramafiques, mafiques et felsiques ainsi que

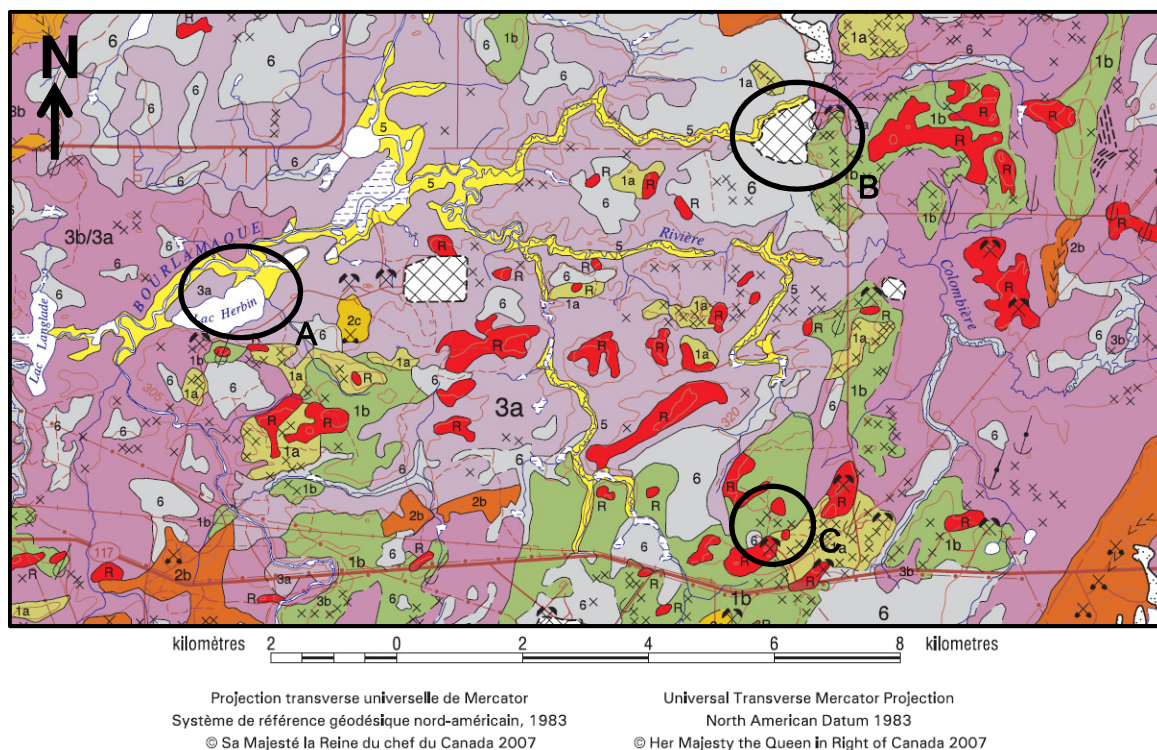
1

http://www.meteo-media.com/previsions/statistics/cl7098600/caqc0767?intcmp=mm_topnav_fx_stats, consulté le 21 novembre 2014

des bandes de roches sédimentaires archéennes appartenant à la province du Supérieur (Dimroth et al., 1982). Deux failles principales de plusieurs centaines de kilomètres de long et d'orientation est-ouest séparent cette sous-province en trois parties. Du nord vers le sud, on rencontre la zone volcanique Nord constituée principalement de roches volcaniques et plutoniques, la faille Porcupine-Destor, puis la zone volcanique Sud composée majoritairement de roches volcaniques, la faille Larder Lake-Cadillac et la Province de Pontiac constituée de roches méta-sédimentaires (Daigneault et al., 2002). Une suite de plutons synvolcaniques tonalitiques à granodioritiques recourent les unités volcaniques. De nombreuses mines sont situées dans cette région, la majorité d'entre elles exploitent des gisements filoniens aurifères et des sulfures massifs volcanogènes (Hocq, 1994). Les mines se retrouvent souvent dans des zones faillées, mais elles ne sont pas nécessairement dans les failles principales de cette région. Les mines sont souvent localisées en dessous de lacs et au voisinage de discontinuités structurales majeures. Dans la Sous-province de l'Abitibi, la contrainte géomécanique principale majeure est généralement horizontale, ce qui accentue probablement le rôle des fractures subhorizontales qui sont importantes dans les premiers 75 m de profondeur (Rouleau et al., 1999).

3.1.2 Les dépôts meubles

Le passage et le retrait du glacier de la dernière glaciation ont sculpté le relief et le paysage de l'Abitibi. Le socle rocheux a été érodé et plusieurs types de dépôts granulaires ont été mis en place (figure 3.1). À la base de la stratigraphie régionale, on retrouve un till surmonté de sédiments fluviaux et de sédiments glaciolacustres (Bolduc et al., 2004; Paradis, 2007). Lors de la fonte du glacier, de l'eau s'écoulant dans des tunnels dans la glace a formé des eskers. L'eau de fonte s'est accumulée au front de la glace, le glacier bloquant le drainage naturel vers la Baie James a donné naissance au lac glaciaire Ojibway. Ce dernier et le lac Barlow ont recouvert une vaste étendue de l'Abitibi et du nord de l'Ontario. La sédimentation au centre du bassin glaciolacustre a formé une plaine argileuse. Par la suite, le lac s'est vidé par ses exutoires au sud jusqu'à ce que le glacier s'effondre (Veillette, 1997; Bolduc et al., 2004; Paradis, 2007), puis la zone littorale a migré vers le centre du bassin, des dépôts alluviaux ont été déposés par-dessus l'argile.



QUATERNAIRE

POSTGLACIAIRE

6 Dépôts organiques

5 Dépôts alluviaux

DERNIÈRE GLACIATION

4 Dépôts de récurrence glaciaire

DÉPÔTS GLACIOLACUSTRES

3c Sédiments deltaïques

3a Sédiments d'eau profonde

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES

2b Sédiments d'eau profonde

1b Couverture généralement continue;
épaisseur moyenne supérieure à 1 m sur les interfluves

1a Couverture discontinue percée ici et là d'affleurements rocheux;
épaisseur moyenne inférieure à 1 m sur les interfluves

PRÉQUATERNAIRE

SUBSTRATUM ROCHEUX

R Roches sédimentaires du *Paléozoïque*

R Roches métamorphiques du *Précambrien*

Figure 3.1: Carte de la géologie des formations en surface de la région de Val-d'Or (Paradis, 2007); A : mine Lac Herbin, B : mine Beaufor, C : mine CANMET

3.2 Mines à l'étude

Les trois mines à l'étude sont situées en bordure du pluton de Bourlamaque (figure 1.1) qui a une composition variant entre diorite et tonalite. Celui-ci recoupe

les roches mafiques et ultramafiques du groupe de Malartic inférieur puis les roches volcaniques intermédiaires felsiques de la Formation de Val-d'Or.

3.2.1 Mine Beaufor

La mine Beaufor est située à environ 20 km au nord-est de l'agglomération de Val-d'Or, elle est à proximité de l'ancien village de Perron. La production a débuté en janvier 1996. Au printemps 2001, Mines Richmont a acquis 50 % des titres miniers des propriétés Perron, Beaufor, Pascalis, Colombière et Courvan. En janvier 2002, la production d'or a repris à la mine en coparticipation avec La Société minière Louvem inc. Le 30 juin 2010, Mines Richmont est devenu propriétaire à 100% de la propriété. Beaufor est une mine souterraine opérée à partir d'un puits d'extraction (Puits Perron) par les méthodes des longs trous puis de chambres et piliers. La mine comprend cinq niveaux actifs entre 300 et 678 m de profondeur. Une nouvelle rampe d'accès est aménagée à partir de la surface vers la zone W (figure 3.2).

Géologie de la mine Beaufor

La mine Beaufor est située à l'extrémité est du pluton de Bourlamaque (figure 3.1). Le contact entre le batholite et les roches volcaniques pend faiblement vers l'est et forme la limite est du gisement Beaufor (figure 3.2). Des zones de cisaillement orientées à environ 70° avec un fort pendage vers le sud-ouest recourent le batholite de Bourlamaque et contrôlent la mise en place des veines aurifères ainsi que leur contenu en or. Ces veines, typiques des gisements d'or

filonien Archéen, sont composées de quartz, tourmaline et pyrite. Dans ces zones de cisaillement, il y a également des dykes mafiques antérieurs aux veines aurifères. Des veines de tension aurifères ayant un faible pendage sont aussi observées. Les propriétés mécaniques de l'encaissant influencent également la mise en place des veines. De nombreuses failles de direction est-ouest, nord-est-sud-ouest, nord-ouest-sud-est et nord-sud, syn-tectonique à tardi-tectoniques limitent ou recourent la minéralisation (Chabot, 2007).

Rapport-Gratuit.com

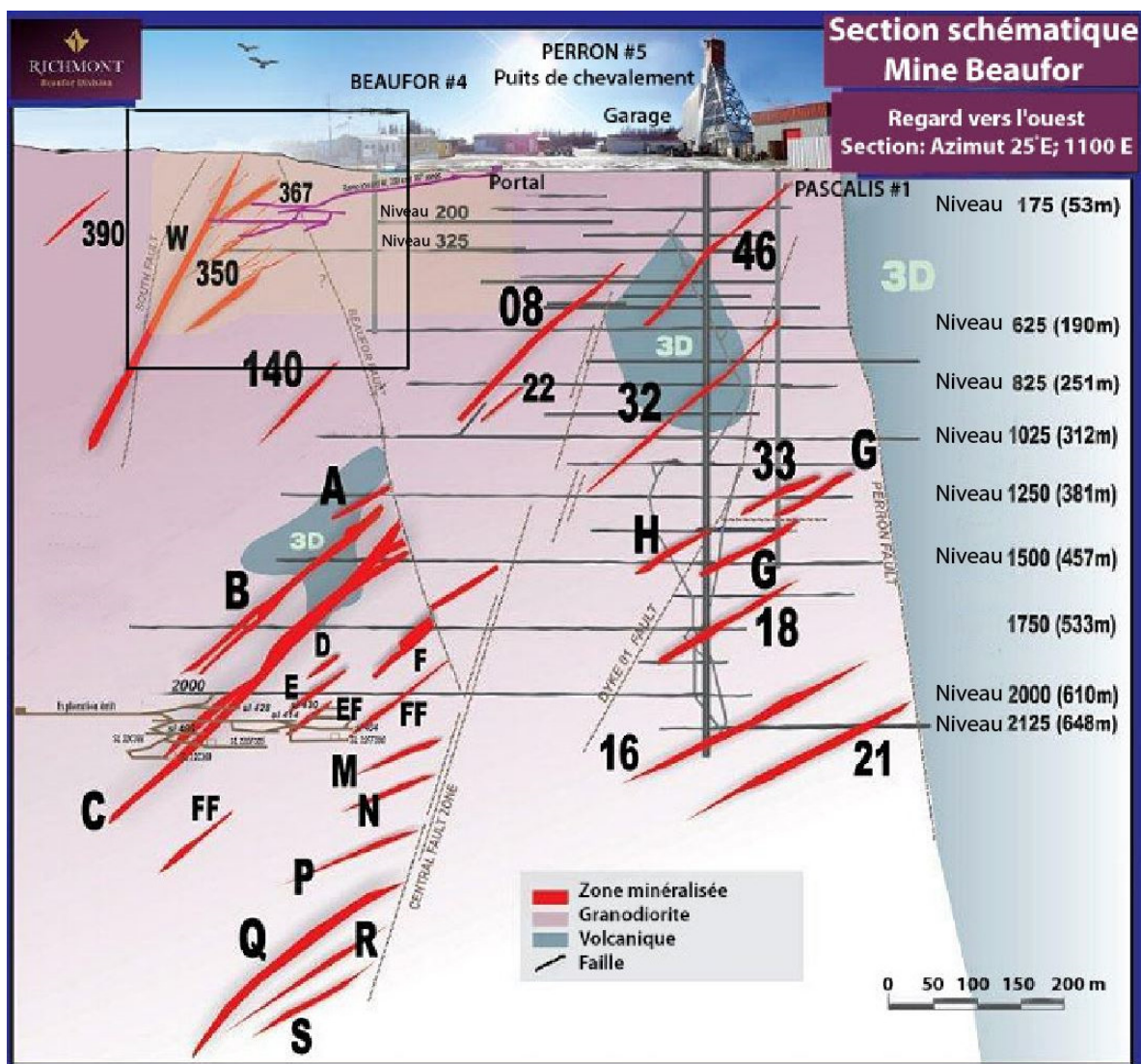


Figure 3.2: Coupe schématique de la mine Beaufor, modifié de Richmont (2013)

Selon Tessier (1990), il y a deux événements reliés à la mise en place de la minéralisation. Le premier est associé à la phase tardive de cristallisation du batholite de Bourlamaque. Ces structures ont une orientation environ nord-est avec un pendage vertical. Le deuxième est associé aux veines de quartz,

tourmaline (5% à 80%), carbonates (10%) et de quelques pourcents de sulfures (pyrite et chalcoppyrite).

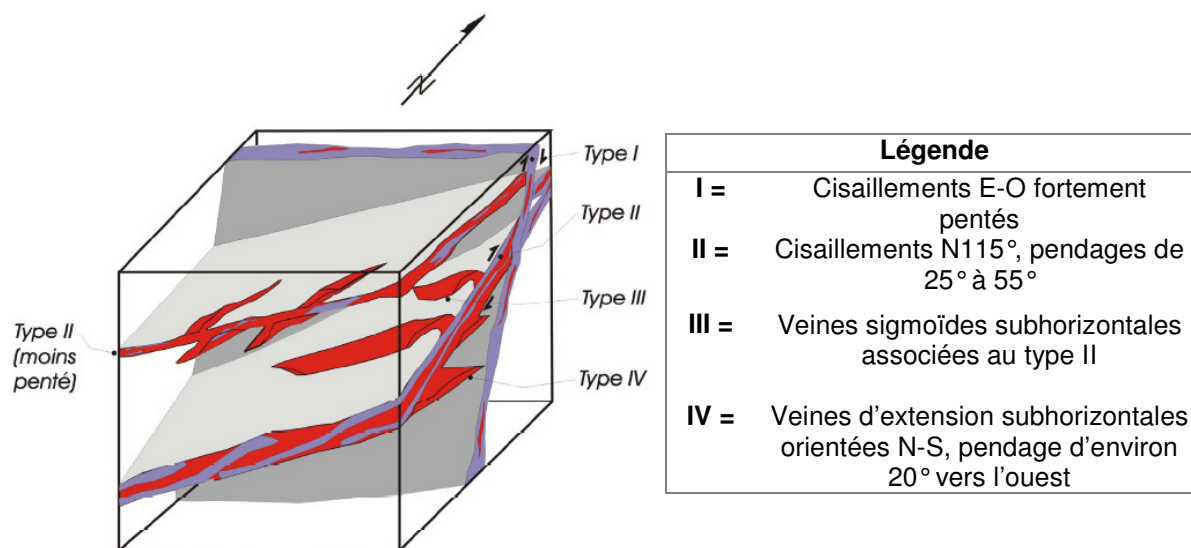


Figure 3.3: Types de veines lors du deuxième évènement de déformation, tiré de Tessier (1990)

Dépôts meubles de la mine Beaufor

Le terrain est une vaste plaine d'argile avec quelques affleurements rocheux. L'épaisseur des dépôts meubles augmente en direction nord-est (Golder Associés Ltée, 2000). Autour des installations, on observe des remblais de surface d'une épaisseur variant de 1,8 m à 2,4 m. Ceux-ci sont constitués de stériles rocheux, de sable, de gravier et de matériaux organiques. Cette zone est non-saturée. Les dépôts organiques, sous les remblais ou à la surface, sont constitués de tourbe et d'un peu de terre noire (Tremblay, 1974), leur épaisseur moyenne est de 0,6 m. Ils recouvrent généralement des sédiments fins mal drainés d'origine glacio-lacustre, constitués d'argile silteuse et de silt, dont l'épaisseur moyenne est

respectivement de 0,6 m et de 2 m. Aussi, sur le socle rocheux, les couvertures de sable, de sable silteux, de blocs et de graviers peuvent atteindre 20 m d'épaisseur (Paradis, 2007).

3.2.2 Mine CANMET

La mine CANMET se situe à environ 15 km à l'est de l'agglomération de Val-d'Or. La mine est à la frontière sud-est du batholite de Bourlamaque (figure 1.1), où le pluton est en contact avec des roches pyroclastiques, et la mine est à environ 10 km au nord de la Faille de Cadillac. Les structures géologiques de cette mine sont constituées de fractures et de zones de déformation ductile telles que des zones de cisaillement. Cette mine a été construite dans les années 1930 et elle est dénoyée jusqu'au niveau 130 m depuis 1995 (Labrie et al., 2009).

L'exploration et l'extraction minière ont débuté dans les années 1930, un puits avait alors été réalisé près de la veine Leroy. Deux niveaux à une profondeur de 38 et 76 mètres ont été développés pour une faible production (Bell, 1933; Labrie et al., 2009). Entre septembre 1987 et mars 1988, après une seconde phase d'exploration, le gisement a été miné aux niveaux 130 et 170 mètres (Labrie et al., 2009), le puits Beacon et une rampe ont aussi été foncés. À la fin de ces opérations, la mine a été noyée. En 1991, Ressources naturelles Canada (RNC) a racheté une partie des installations et a dénoyé la mine jusqu'au niveau 70 m. En 1995, RNC a dénoyé la mine jusqu'au niveau 130 mètres, et ce jusqu'en 2012.

Le gisement est situé dans le pluton Bourlamaque, qui à cet endroit est constitué essentiellement de granodiorite homogène. Il y a quelques endroits légèrement altérées dans les zones de cisaillement ou près des veines minéralisées.

La surface du socle rocheux forme une série de bosses et de sillons (Labrie et al., 2009). Celui-ci affleure vers l'est de la propriété et son niveau diminue vers l'ouest. Sur le roc, on retrouve une couche de till gris (sable et silt) surmontée par une couche de tourbe et de remblai dont l'épaisseur varie entre 1,50 et 3,75 m. Le till est très dense et sa conductivité hydraulique est de l'ordre de 10^{-5} cm/s (Labrie et al., 2009).

Les unités de roche volcanique au sud-est de la propriété de CANMET ont une orientation de 56° - 70° et un pendage abrupt vers le nord (Bézy et Charlton, 1987). Le contact entre les roches volcaniques et granodioritiques est irrégulier et progressif. Quelques zones de cisaillement d'orientation 70° traversent les roches intrusives et volcaniques. Quatre d'entre-elles ont un pendage vers le sud allant de 60° à 80° . Dans la zone nord de la mine, il y a un large système de failles d'orientation est-ouest présentant généralement un fort pendage vers le nord. Quelques zones de cisaillement associées avec la zone nord semblent en compression sans mouvement latéral différentiel. On observe souvent des veines de quartz associées à la minéralisation résultant de la tension aux endroits où le système de faille intercepte ces zones de cisaillement.

3.2.3 Mine Lac Herbin

La mine Lac Herbin se situe à environ 10 km au nord-est de l'agglomération de Val-d'Or. Le relief est relativement plat, il y a peu d'affleurements rocheux et l'épaisseur des dépôts meubles varie de quelques mètres à plus de 50 mètres à l'extrémité ouest de la propriété. La rivière Bourlamaque et ses tributaires traversent la propriété, d'ailleurs cette rivière est à moins de 500 m de la mine. Il y a aussi quelques petits lacs peu profonds dont le lac Herbin qui est en partie au-dessus de la mine (figure 3.4). En octobre 2008, Corporation minière Alexis est officiellement entrée en production.

Dans le secteur du Lac Herbin, la composition du Batholithe de Bourlamaque varie de diorite, à tonalite, à granodiorite. L'unité de roche du Batholithe est généralement massive, mais parfois elle est brouillée ou schisteuse. Lorsqu'elle est brouillée, elle a une couleur verdâtre, une gangue chloritisée et des cristaux aux contours diffus. Les zones cisillées sont marquées par une foliation intense, des mésostases chloritisées et carbonatées, puis par des cristaux alignés et étirés. Parfois le pluton est recoupé par des dykes intermédiaires à mafiques et des dykes felsiques porphyriques. Ces dykes sont massifs à cisillés avec des veines locales de quartz et de pyrite. La minéralisation se retrouve dans les veines de quartz-tourmaline contenant surtout de la pyrite et de la chalcopyrite à l'intérieur des zones de cisaillement (Hitchins et al., 2011). Dans le pluton, il y a des dykes d'aplite recoupés par des dykes mafiques et felsiques qui sont en lien

direct avec les veines de cisaillement minéralisées. Au total, 12 zones de cisaillements ont été observées à la mine Lac Herbin.

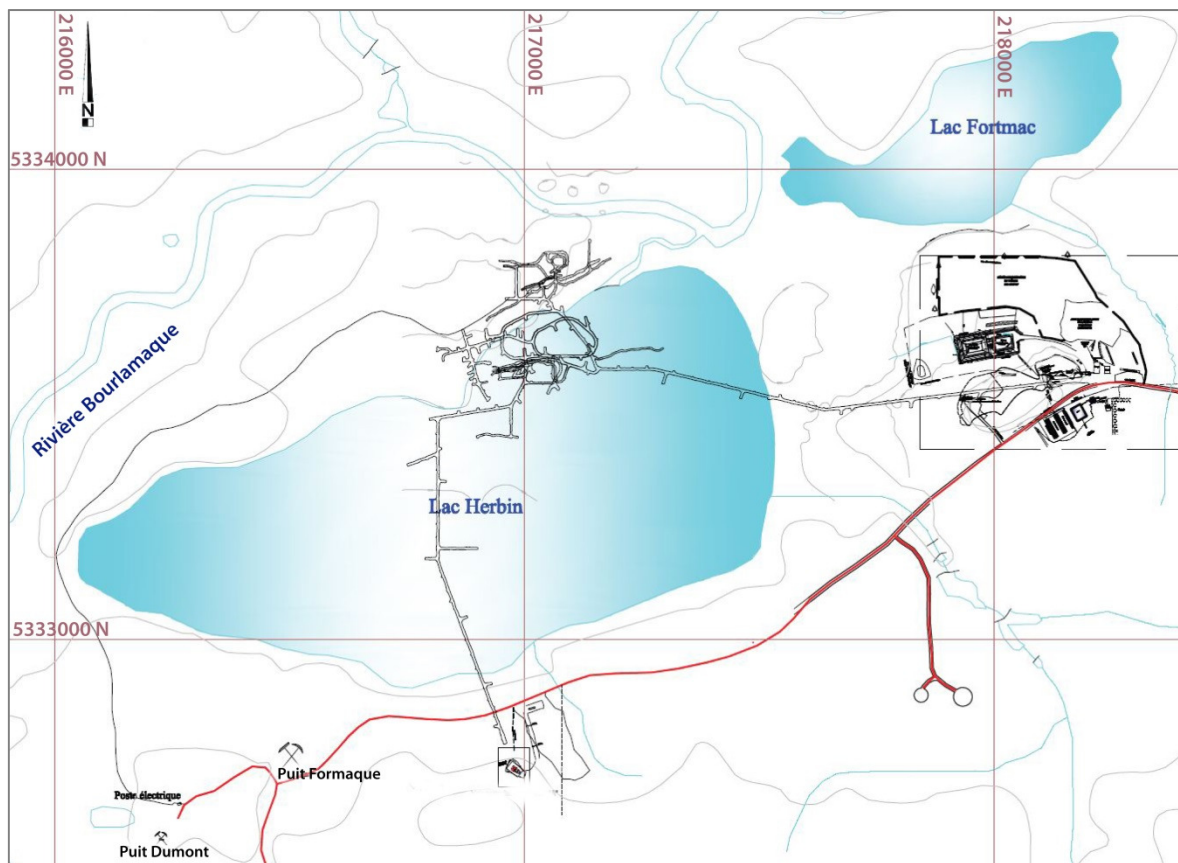


Figure 3.4 : Carte de localisation de la mine Lac Herbin, tiré de Hitchins et al., (2011)

4

ACQUISITION DES DONNÉES

Pour la caractérisation d'un aquifère régional dans le roc fracturé, plusieurs informations sont existantes et peuvent être obtenues à partir des exploitants miniers. Pour compléter cet inventaire de données structurales, hydrogéologiques et hydrogéo-chimiques, de nouveaux travaux de terrain peuvent être menés, comme ceux réalisés au cours des étés 2011 et 2012 dans les mines Beaufor, CANMET et Lac Herbin, ainsi qu'à leur proximité. Ce chapitre porte sur la description des données existantes pertinentes et sur les méthodes d'acquisition de nouvelles données.

4.1 Cueillette des données existantes

Les données existantes sur une mine à l'étude sont recensées auprès des exploitants de la mine, lesquelles peuvent être sous forme de compilation de données, de bases de données ou de rapport et elles peuvent provenir (1) de consultants, (2) des ministères provinciaux, (3) de la Commission géologique du Canada, (4) des organismes de bassins versants, (5) du Centre d'expertise hydrique du Québec, (6) d'articles scientifiques, (7) d'Environnement Canada, etc.

Le tableau 4.1 présente une liste de données généralement disponibles, les chiffres correspondent aux sources, mentionnées ci-dessus.

Tableau 0.1 : Données généralement disponibles et leur provenance

Données disponibles	Sources
Contexte et cartes de la géologie du roc et des dépôts superficiels	1, 2, 3, 6
Diagraphies des forages pour connaître la nature, l'épaisseur et les caractéristiques des dépôts granulaires sur le roc	1
Structures géologiques majeures tel que les failles, les zones de cisaillement et les zones minéralisées	1, 2, 3, 6
Hydrographie des lacs et rivières	4, 5
Débits des rivières à proximité des mines	1, 4, 5
Analyses hydrochimiques des rivières, via la Banque de données sur la qualité du milieu aquatique (BQMA)	2
Débits totaux d'eau pompée mensuellement par les mines	1, 2
Nombre de pompes et leur emplacement dans la mine	1
Géométrie de la mine, plans de la mine	1
Historique de la mine	1
Analyses hydrogéochimiques	1, 2, 6
Conditions météorologiques	7
Contraintes géomécaniques	1, 6

Les entreprises minières possèdent souvent des piézomètres où le niveau d'eau est suivi périodiquement. L'eau de l'aquifère peut être échantillonnée à partir des trous de forages non cimentés dans les mines. Il est possible que des consultants aient estimés la conductivité hydraulique et le gradient hydraulique à partir d'essais (p. ex : essai Packer). Dans certains cas, le nombre d'heures de pompage à différents niveaux de la mine est connu, ceux-ci peuvent être convertis en une estimation de débit si le rendement de la pompe est connu.

Contraintes géomécaniques

Aucune mesure de contrainte n'a été effectuée dans les trois mines considérées, les données utilisées proviennent de valeurs moyennes des contraintes mesurées dans d'autres mines de la région ayant des conditions similaires. Deux modèles pour estimer les contraintes en Abitibi sont disponibles (Arjang, 1996; Corthésy et al., 1998). Le modèle d'Arjang (1996) est basé sur les résultats de mesures provenant des mines à l'intérieur de la ceinture des roches vertes d'Abitibi. Celui de Corthésy (1998; tableau 4.2, figure 4.1) ne considère que les résultats provenant du voisinage de la faille de Cadillac. Ce dernier modèle est valable pour des profondeurs allant jusqu'à 1200 m; c'est celui qui est utilisé par les trois mines considérées car elles sont toutes au voisinage de la zone de faille de Cadillac. La contrainte principale majeure (σ_1) est habituellement considérée perpendiculaire aux veines minéralisées (le gisement) dans le plan horizontal, la contrainte intermédiaire (σ_2) leur est parallèle et la contrainte mineure (σ_3) est verticale. Pour les trois mines à l'étude la minéralisation est orientée à environ 70°, donc $\sigma_1 \approx 160^\circ$, $\sigma_2 \approx 70^\circ$.

Tableau 4.2 : Modèle de Corthésy et al. (1998)

Contrainte (Mpa)	Relation polynomiale de degré 2 avec x = profondeur en m	Coefficient de corrélation
σ_1 (majeure)	$(-2,3631^{-5}x^2 + 0,073914x) \pm 8,0$	0,91
σ_2 (intermédiaire)	$(-1,4769^{-5}x^2 + 0,047188x) \pm 7,3$	0,86
σ_3 (mineure)	$(-5,6454^{-6}x^2 + 0,022233x) \pm 4,5$	0,82
σ_v (verticale)	$(4,8610^{-6}x^2 + 0,015684x) \pm 3,85$	0,86

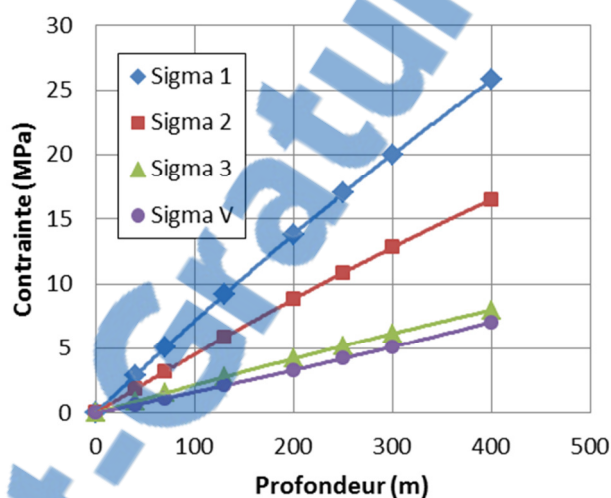


Figure 4.1 : Contraintes estimées aux trois mines selon le modèle de Corthésy et al. (1998)

4.2 Acquisition de données structurales

La caractérisation des familles de fractures permet d'estimer la densité de la fracturation et l'interconnexion du système pour mieux comprendre l'écoulement de l'eau. Après avoir identifié et fait des descriptions générales d'affleurements à la surface près des mines et à différents niveaux dans les mines, des lignes de levé et des croquis ont été effectués sur ces affleurements. Pour que l'échantillonnage soit représentatif, les faces observées doivent être dans des directions

subperpendiculaires les unes avec les autres. Des croquis sont également réalisés sur des affleurements horizontaux. Pour chaque affleurement ou paroi de la mine, la localisation, la lithologie, l'attitude (direction et pendage) et la dimension de la face sont notées. Les éléments structuraux les plus importants, tels que les fractures, la foliation, les veines, les dykes et les zones de cisaillement sont relevés. Dans les mines, la méthode par fenêtre d'observations (Pino, 2012) peut être utilisée sur les parois des galeries de mines pour compléter les données recueillies avec les lignes de levés le long de la galerie. Des exemples de bordereau de levé de fractures sont présentés à l'annexe A.

4.2.1 Ligne de levé

Pour mesurer les fractures, des lignes de levés (figure 4.2) sont utilisées. L'attitude de chaque face d'observation est notée. Chaque fracture naturelle interceptée par la ligne est mesurée et ses caractéristiques sont notées dans un bordereau (annexe A). De nombreux paramètres sont mesurés, soit la direction et le pendage de la fracture, sa position le long de la ligne de levé, le nombre d'intersections avec les autres fractures, la longueur de trace, l'ouverture, le type de remplissage, la rugosité, la courbure, les traces d'humidité et la terminaison des fractures. Les fractures relevées doivent avoir une longueur de trace supérieure ou égale à 30 cm. Pour réduire un biais d'échantillonnage relié à une troncature de la longueur de trace, la ligne de levé devrait avoir une longueur minimale. Priest et Hudson (1976) suggèrent que la ligne de levé devrait avoir une longueur d'au

moins 50 fois celle de l'espacement moyen. Pour cette étude, les longueurs moyennes des lignes de levé sont de 30 m, la plus courte est de 10 m et la plus longue de 42 m. Le choix de la longueur a été fait en fonction de l'espace disponible et du temps disponible dans chaque mine souterraine. Idéalement, pour chaque site, il devrait y avoir au moins trois lignes de levé subperpendiculaires, ou du moins avec un angle supérieur à 50° , les unes avec les autres. Trois lignes de levées disposées ainsi permettent de diminuer le biais relié à l'orientation et de recenser les familles de toutes les orientations, La méthode des lignes de levé est utilisée le long des galeries de mines ou sur des affleurements. Cette méthode permet d'estimer directement l'espacement des fractures et leur densité (Hudson et Priest 1983).

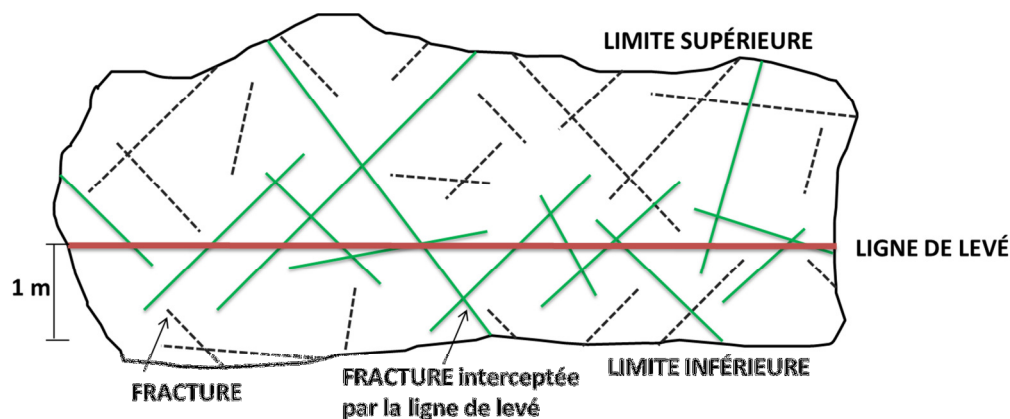


Figure 4.2: Schéma d'une ligne de levé sur une face verticale

4.2.2 Croquis

Les croquis sont appropriés pour les affleurements subhorizontaux à la surface et sur les parois des galeries de mines. Si les affleurements sont très grands, plus d'un croquis peut être effectué après avoir décrit un aperçu général

de l'affleurement et déterminé les endroits les plus appropriés pour bien représenter les relations entre les différentes familles de fractures. La description générale suivie de descriptions détaillées aide à visualiser la distribution des fractures et à analyser l'âge relatif des familles de fractures. Toutes les fractures sont mesurées et dessinées en portant une attention particulière aux relations entre elles, à leurs angles respectifs et à leurs terminaisons. Le numéro et l'attitude de chaque fracture est écrit sur le dessin et les caractéristiques sont notées dans un bordereau (annexe A). Il est recommandé de placer certains objets sur l'affleurement et de les dessiner sur le croquis afin de corréler les dessins aux photos qui sont prises perpendiculairement à la surface de l'affleurement et à la même distance verticale pour minimiser la déformation des angles sur les photos (Pino 2012). Des photos prises à de courtes distances affectent les angles entre les fractures. D'autres recommandations concernant la réalisation des croquis sont mentionnées à l'annexe F.

4.3 Acquisition de nouvelles mesures de pression et de débits d'eau

Il est important de caractériser les venues d'eau dans les mines. Combinées avec les structures géologiques, ces informations permettent d'évaluer le contrôle des structures sur l'écoulement et d'évaluer la perméabilité des zones de faille. Ces données sont aussi utiles pour vérifier si la chimie de l'eau et/ou les contraintes géomécaniques influencent la perméabilité du massif rocheux. Idéalement, les stations où le débit est mesuré devraient être réparties

uniformément dans la mine. Cependant, certains secteurs des mines sont condamnés et certains secteurs sont secs. À chaque endroit où il y a une quantité d'eau suffisante, celle-ci est mesurée soit à l'aide d'un récipient et d'un chronomètre, ou d'un vélocimètre. Ainsi, lorsque l'eau coule d'un forage et qu'elle est échantillonnée pour analyser la chimie, le débit est mesuré à la sortie du forage. Pour ce faire, un tuyau est fixé à la valve à la sortie du forage; ainsi l'eau peut être récupérée dans un récipient dont le volume est connu en chronométrant le temps nécessaire pour le remplir. Si le débit est assez élevé il faut utiliser un sceau d'environ 4 à 10 litres. Dans certains cas si le débit est très faible, un petit récipient, tel un cylindre gradué peut être utilisé. S'il y a assez d'eau dans le caniveau d'une galerie, le débit peut y être mesuré à l'aide d'un vélocimètre.

4.4 Échantillonnage hydrogéochimique

Dans cette section, la procédure d'échantillonnage sur le terrain est expliquée et les méthodes analytiques utilisées en laboratoire sont décrites. Des informations supplémentaires sont présentées à l'annexe C.

4.4.1 Procédures d'échantillonnage

L'eau souterraine est échantillonnée autour des mines et à différents niveaux dans les mines étudiées. Chaque station d'échantillonnage est inscrite sur un plan de la mine et par la suite les numéros des trous de forages sont identifiés à partir des plans de la mine, lesquels sont communément construits à l'aide d'un logiciel comme *Autocad*.

L'échantillonnage est effectué à la surface dans les puits et sous terre à la sortie de trous de forage munis de vannes, ainsi que sur la paroi de la galerie lorsqu'il y a des fractures ou des zones de failles produisant suffisamment d'eau. Dans les mines, les trous de forage sont fréquemment cimentés; ces trous ne peuvent donc pas être échantillonnés. Les trous cimentés contenant de l'eau sont souvent répertoriés et parfois une mesure de débit a été prise lors du forage ou avant de cimenter le trou. Dans les trois mines visitées pour le projet, l'eau a été échantillonnée partout où cela était possible. Les trous qui ont été échantillonnés avaient été forés afin d'y insérer des explosifs ou pour l'exploration, ils ont des longueurs variant de 10 à 726 m. L'eau souterraine provient de fractures le long du trou de forage; le contrôle sur la provenance de l'échantillon d'eau est meilleur lorsque le trou est court. Les échantillons doivent, autant que possible, être collectés aux extrémités de la mine et de chaque côté des failles. Ceci permet de vérifier la variabilité de la chimie de l'eau. Il est possible que la chimie de l'eau diffère d'un côté à l'autre de la faille, si cette dernière présente une barrière imperméable en son centre.

L'échantillonnage est effectué selon la procédure décrite dans le protocole de prélèvement d'échantillons d'eau souterraine (Blanchette et al., 2010), qui a été mis à jour pour le Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES). Il est préférable d'ouvrir d'avance les vannes des trous de forage pour purger le trou de l'eau qui peut y avoir été stagnante. Afin de collecter l'eau, il faut installer un tuyau de PVC au bout de la vanne servant à fermer le

tuyau inséré dans le trou de forage. Un adaptateur est souvent requis pour relier le tuyau à la vanne. Le tuyau aide à diminuer la quantité de bulles d'air dans l'eau. L'eau est envoyée dans un sceau, l'échantillonneur note la couleur (claire, blanchâtre, grisâtre, jaunâtre, etc.), la turbidité et l'odeur (fer, soufre, chlore, etc.) de l'eau pour obtenir une première estimation de la qualité de l'eau. Le débit doit être suffisant pour pouvoir remplir une bouteille de 1 litre, quatre de 250 ml et une de 60 ml. Des mesures physico-chimiques sont effectuées dès le début de la purge à l'aide d'une sonde multi paramètres : celle utilisée dans cette étude est de marque YSI de modèle 3200. Cette sonde doit être préalablement calibrée (YSI 1999) au début de chaque journée d'échantillonnage. Les mesures (tableau 4.3) sont enregistrées en continu avec la sonde et notées dans un bordereau (annexe B) à toutes les 5 minutes. Lorsque trois mesures consécutives sont stables pour chaque paramètre, les échantillons peuvent être recueillis. Lors de la campagne d'échantillonnage, il doit y avoir de 5 à 10% de duplicatas afin de vérifier les résultats d'analyses en laboratoire (tableau 4.4).

Tableau 4.3 : Paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain et critères de stabilité, tiré de Blanchette et al. (2010)

Paramètres physico-chimiques	Instruments	Précision	Critères de stabilité
Température (°C)	Thermomètre de verre	± 0,1	± 0,2
pH (unité de pH)	Sonde YSI 63	± 0,1	± 0,2
Conductivité électrique spécifique (µS/cm)	Sonde YSI 63	± 2%	± 4%
Oxygène dissous (mg/L)	Sonde YSI 95	± 0,2	± 0,4
Potentiel d'oxydoréduction (mV)	Sonde ORP d'Hanna	± 10	± 20

Tableau 4.4: Paramètres chimiques analysés

Contenant	Paramètres			Agent de conservation
Anions (Polyéthylène 250 ml)	Alcalinité totale	Fluorures (F)		Aucun
	Bromures (Br)	Nitrites+Nitrates (NO ₂ +NO ₃)		
	Chlorures (Cl)	Sulfates (SO ₄)		
Isotopes de l'eau (HDPE, 60 ml)	² H et ¹⁸ O			Aucun
Datation-Tritium (HDPE 1L)	Tritium (³ H)			Aucun
Nutriments (Polyéthylène 250 ml)	Azote ammoniacal (NH ₄)			H ₂ SO ₄
	P total inorganique (P)			
Métaux (Polyéthylène 250 ml)	Aluminium (Al)	Chrome (Cr)	Strontium (Sr)	HNO ₃
	Antimoine (Sb)	Cobalt (Co)	Titane (Ti)	
	Argent (Ag)	Cuivre (Cu)	Uranium (U)	
	Arsenic (As)	Étain (Sn)	Vanadium (V)	
	Baryum (Ba)	Fer (Fe)	Zinc (Zn)	
	Béryllium (Be)	Lithium (Li)	Potassium (K)	
	Bismuth (Bi)	Magnésium (Mg)	Plomb (Pb)	
	Bore (B)	Manganèse (Mn)	Sélénium (Se)	
	Calcium (Ca)	Molybdène (Mo)	Silicium (Si)	
	Cadmium (Cd)	Nickel (Ni)	Sodium (Na)	
Sulfures (Polyéthylène 250 ml)	Sulfures totaux (S)			Acétate de Zinc+ NaOH

4.4.2 Paramètres mesurés en laboratoire

Le tableau 4.5 indique où chaque type d'échantillon a été analysé.

Tableau 4.5: Méthodes d'analyses

Laboratoire	Nom paramètre	Méthode d'analyse
Maxxam Analytique Inc.	Alcalinité Totale	MA. 315- Alc-Aci 1.0
	Br ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ , N	MA. 300 - Ions 1.2
	Azote ammoniacal	MA. 300 - N 1.1
	Métaux	MA.200- Mét 1.2
	Sulfures	MA. 300-S 1.1
Laboratoire d'analyses des isotopes stables légers du Centre GEOTOP-UQAM	Isotopes : $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	
University of Waterloo Environmental Isotope Laboratory	Tritium	

Le protocole des méthodes utilisées par Maxxam Analytique Inc. sont expliquées sur le site internet du Centre d'expertise en analyse environnementale dans la section méthode d'analyse (par ordre numérique) : http://www.ceaeq.gouv.qc.ca/methodes/methode_numer.htm.

ANALYSE DES RÉSULTATS

Les données obtenues lors de la campagne d'acquisition d'informations et les résultats d'analyses chimiques doivent être traités et analysés afin d'atteindre les objectifs fixés. Ce chapitre contient trois volets de caractérisation : 1) les discontinuités structurales, 2) l'estimation des propriétés hydrauliques, 3) la caractérisation hydrogéochimique.

5.1 Caractérisation des discontinuités structurales

L'orientation des fractures et la densité de fracturation (5.1.1), ainsi que la longueur de trace des fractures (5.1.2) sont des paramètres importants pour décrire des systèmes de fractures. Les données brutes des levés structuraux sont présentées dans une annexe sous forme numérique.

5.1.1 Orientation et densité des fractures

Le biais d'orientation est diminué en appliquant la correction de Terzaghi. Cette procédure est décrite ci-dessous, suivie de la présentation de la densité et de l'orientation des fractures dans les trois mines.

Biais d'orientation et correction de Terzaghi

Les fractures subparallèles à la ligne de levée sont moins susceptibles d'être mesurées que celles qui lui sont subperpendiculaires (figure 5.1). La correction de Terzaghi (Terzaghi, 1965) diminue le biais lié à l'orientation des fractures. Cette correction pondère les fractures, elle attribue des poids plus élevés aux fractures dont l'orientation est semblable à la ligne de levée et des poids faibles aux fractures perpendiculaires à la ligne de levée.

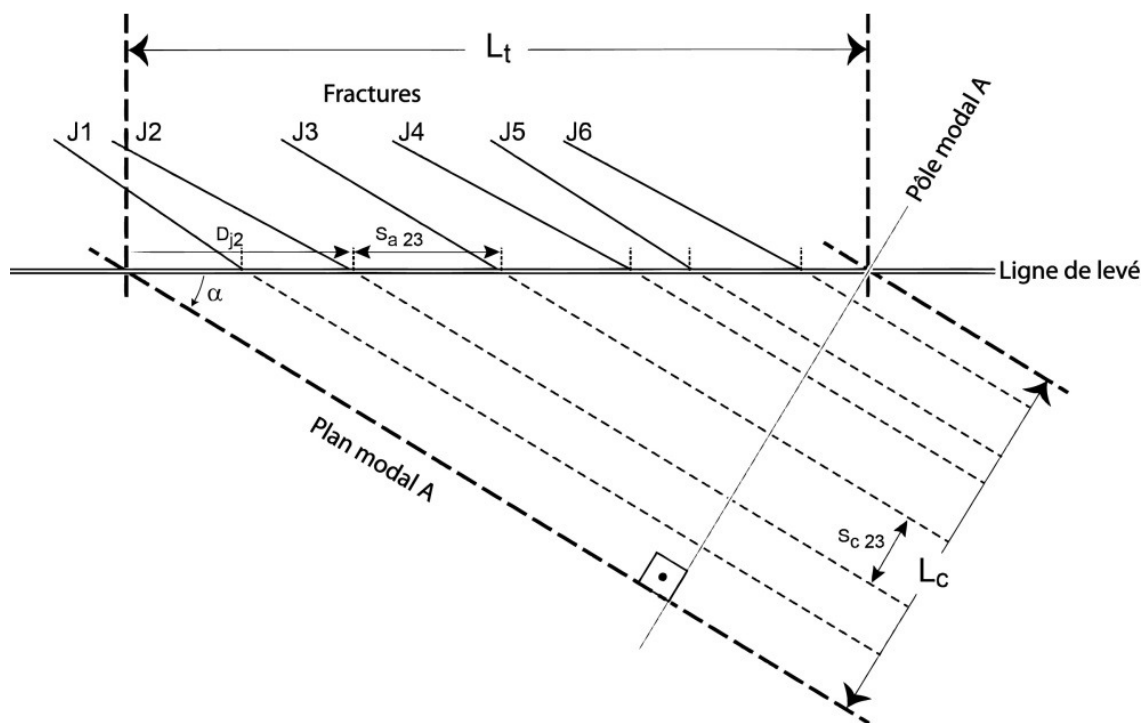


Figure 5.1 : Schéma d'une famille de fractures (J1 à J6) le long d'une ligne de levée (L_t); Cette vue perpendiculaire au plan modal de la famille illustre la longueur corrigée de la ligne de levée (L_c), la position de J2 (D_{j2}) sur la ligne de levée, l'espacement apparent (S_{a23}) et l'espacement corrigé (S_{c23}) entre les fractures 2 et 3; Modifié de Pino (2012)

Les données structurales recueillies sur le terrain ont été compilées et traitées dans un tableur Excel provenant de (Pino, 2012) et mises sur des stéréogrammes avec le logiciel *Dips* 6.0 (Diederichs, 1990; Rocscience, 2002) en utilisant la projection équiaire dans l'hémisphère inférieur. Les familles de fractures principales peuvent être déterminées à partir de l'analyse de la densité des pôles sur les stéréogrammes en utilisant la distribution de Fisher (Diederichs, 1990). Chaque fracture dont le pôle est situé à moins de 20° du pôle d'une famille est considérée comme appartenant à cette famille. Le logiciel *Dips* a pour avantage d'accepter des valeurs de fractures pondérées avec la correction de Terzaghi, ces poids sont souvent non entiers. Dans la zone où l'angle entre les fractures et la ligne de levé est inférieur à 20° (zone noire), un poids maximal de 3 est attribué aux fractures, car ceci correspond à $1/\sin(20^\circ)$. Cette valeur fixe est appliquée afin de ne pas surestimer ces fractures; en effet, si la formule $1/\sin\alpha$ était utilisée dans cette zone, les fractures parallèles à la ligne de levé auraient un poids infini. Le contour de la zone noire est représenté sur les stéréogrammes à l'aide d'une zone ombragée.

L'attitude des pôles des diverses familles est utilisée pour estimer l'espacement réel entre les fractures d'une même famille. La valeur moyenne de l'espacement réel est obtenue en divisant la longueur de la ligne de levé par la somme des poids qui est égal à la nouvelle estimation du nombre de fractures. L'opération inverse est égale à la moyenne de la densité réelle des fractures. Un seul stéréogramme peut regrouper plusieurs lignes de levées pour un même

secteur s'il n'y a qu'un seul domaine structural. La première étape est de corriger la longueur des différentes lignes de levées considérées afin de les remettre toutes à la même longueur qui pourrait être égale à la moyenne des longueurs des lignes de levées (p. ex : 20 m) utilisées pour le stéréogramme. Donc le poids initial de chaque fracture est divisé par la longueur de la ligne de levée initiale et multiplié par la longueur moyenne des lignes de levé dans le domaine structural considéré (p. ex : 20 m).

Densité et orientation des fractures dans les trois mines

Les données structurales ont été collectées sur 10 affleurements à la surface près des mines et à différents niveaux dans les mines, 13 lignes de levés et 13 croquis ont été effectués sur ces affleurements. Le nombre de fractures relevées lors de cette campagne et obtenues à partir de travaux antérieurs sont indiquées dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1: Fractures relevées lors de la campagne et de travaux antérieurs

	Méthode	Nombre de fractures	Sous-total	Total
Mine CANMET	Croquis d'affleurements subhorizontaux	198	303	1871
	Lignes de levé sous-terre	127		
	Lignes de levé (Labrie et al., 2009)	782	1006	
	Forages (Labrie et al., 2009)	224		
Mine Beaufor	Croquis d'affleurements subhorizontaux	119	202	
	Lignes de levé sous-terre	83		
Mine Lac Herbin	Croquis d'affleurements subhorizontaux	37	338	
	Lignes de levé sur affleurements subhorizontaux	97		
	Lignes de levé sous-terre	204		

Même si les mines où les données ont été prélevées sont toutes situées en bordure du pluton Bourlamaque, le socle rocheux est hétérogène, notamment parce qu'il est traversé par plusieurs zones de failles secondaires et ce, même à l'échelle d'une mine. Les résultats des levés structuraux sont donc étudiés pour chaque station séparément en premier lieu et lorsque des levés situés à proximité l'un de l'autre présentent des orientations similaires de fractures, leurs données sont compilées sur le même stéréogramme. La valeur de densité pour une orientation donnée est obtenue par le calcul du nombre total de pôles contenus dans un petit cercle sur le diagramme, lequel cercle est centré sur cette valeur d'orientation et possède une superficie égale à 1% de l'aire du stéréogramme. La méthode de distribution de Fisher est appliquée, ceci a pour effet de donner une

distribution en cloche des valeurs d'influence autour du pôle de chaque fracture (Diederichs, 1990).

Mine Beaufor

La figure 5.2 illustre l'emplacement des affleurements près de la mine Beaufor. Les lignes de levés réalisées dans la rampe de la zone W (figure 5.3) permettent d'identifier des familles de fractures à une profondeur d'environ 20 m.

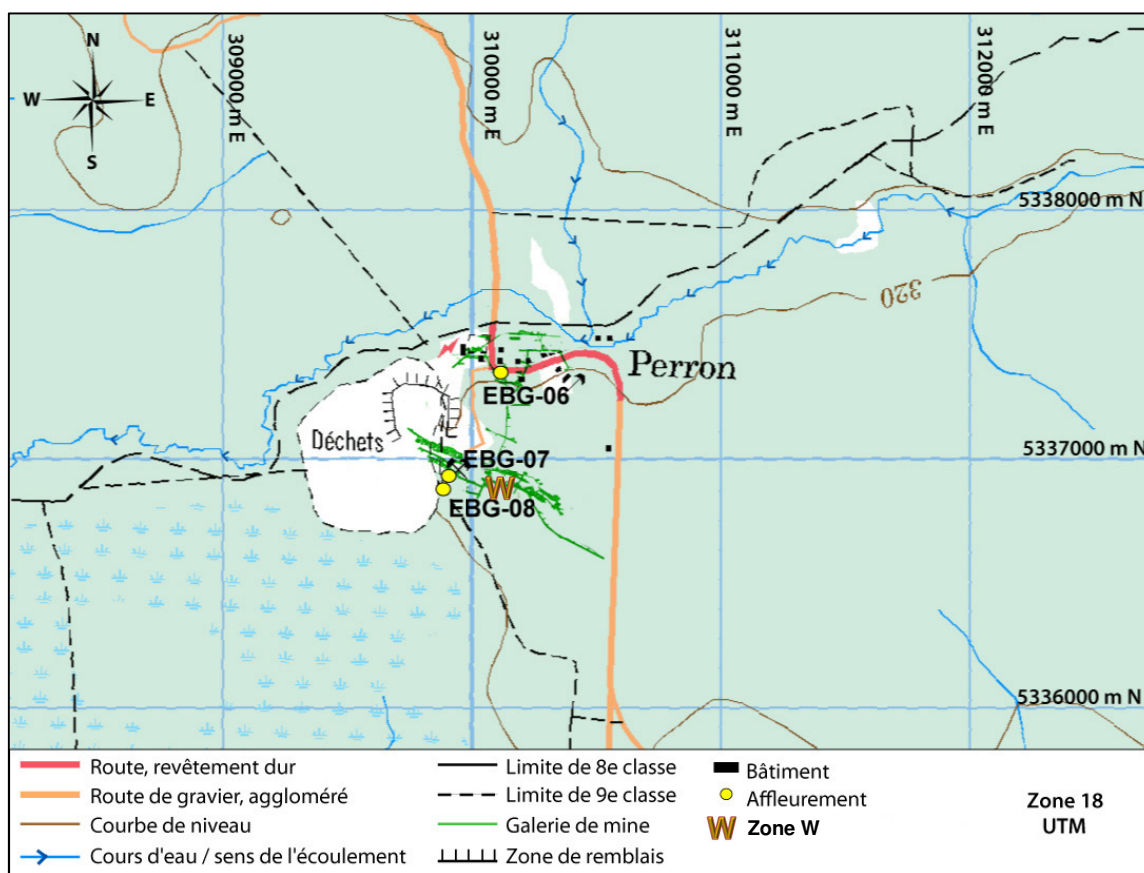


Figure 5.2 : Localisation des affleurements près de la mine Beaufor

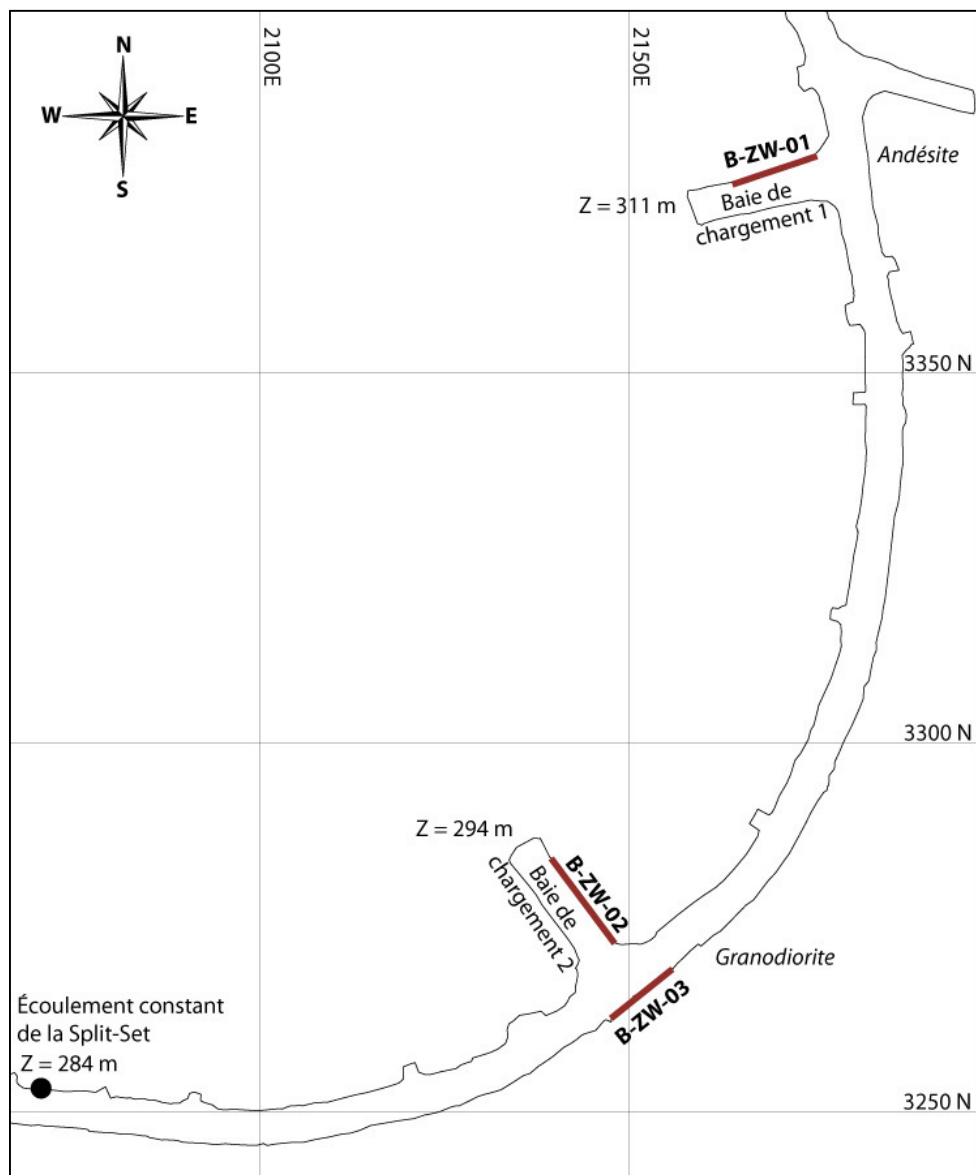


Figure 5.3 : Localisation des lignes de levées dans la zone W, selon le système de coordonnées de la mine Beaufor

Les données de la ligne de levé B-ZW-01 (figure 5.4) ne sont pas présentés sur le même stéréogramme que ceux des deux autres lignes (figure 5.5), car cette dernière n'est pas située dans la même lithologie. Seule la famille d'orientation SO est commune pour ces trois lignes de levé.

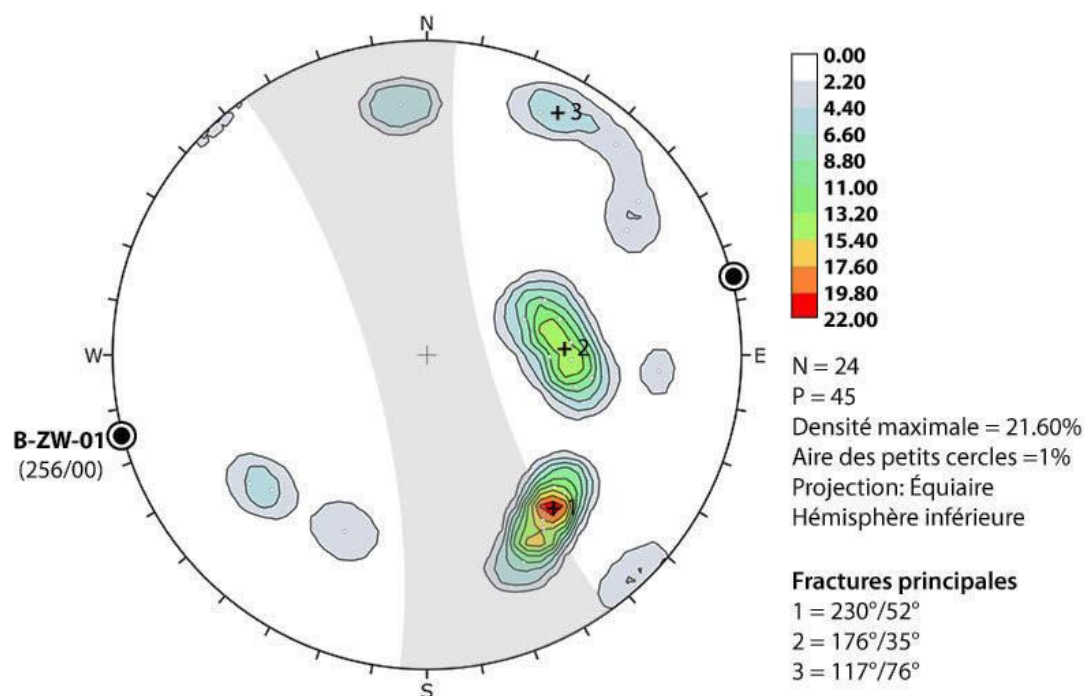


Figure 5.4 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé B-ZW-01, roches andésitiques; N = nombre de pôles mesuré; P = nombre de pôles pondéré

Trois familles principales sont observées à partir de la ligne de levé dans les roches andésitiques (figure 5.4). Les familles ont des orientations SE, S et SO avec un pendage faible à élevé. Lors de l'échantillonnage, il n'était pas possible de réaliser une seconde ligne de levé perpendiculaire à la première en raison de la circulation de véhicules lourds dans la rampe.

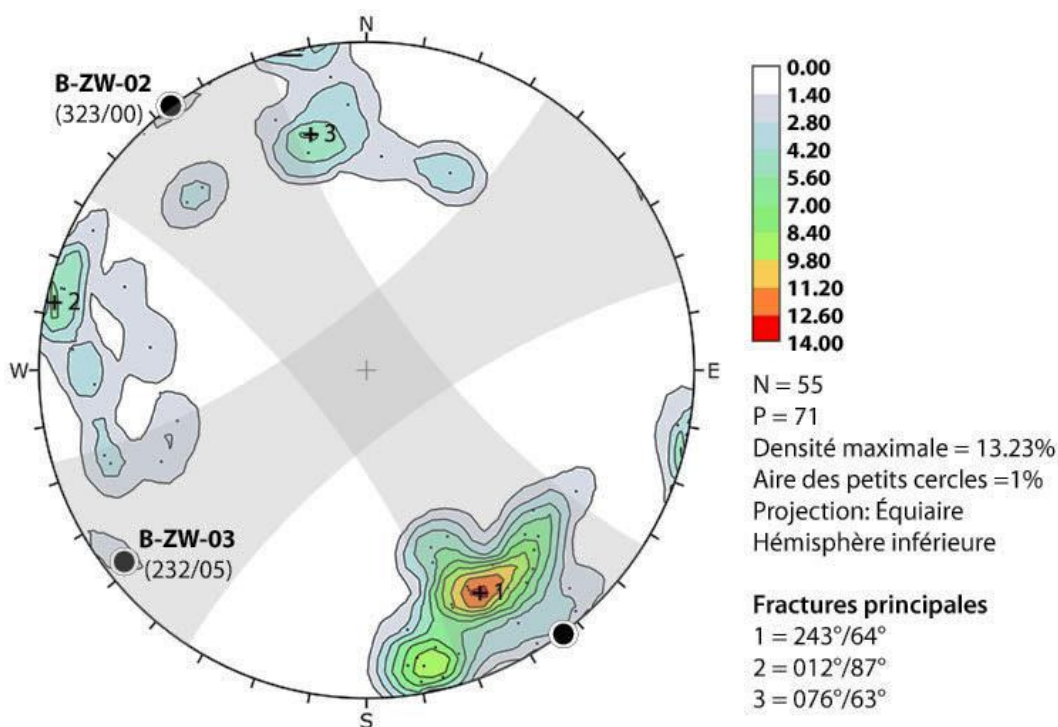


Figure 5.5 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé B-ZW-02 et B-ZW-03, roches granodioritiques

Les données des deux lignes de levé dans les roches granodioritiques (figure 5.5) font ressortir trois familles de fractures principales ayant un pendage élevé, elles sont d'orientation, SO, NNE et NEE. Il est intéressant d'observer que la famille 1 (243°/64°) est en majeure partie dans la zone noire de la ligne de levé B-ZW-03. Ceci souligne la grande pertinence de réaliser des lignes de levé d'orientation perpendiculaires entre elles à proximité l'une de l'autre, afin de réduire les biais d'échantillonnage. À priori, les familles de fractures dans les deux lithologies sont différentes, mais il serait préférable d'avoir plus de données pour les roches andésitiques afin de s'en assurer.

Les données recueillies à la surface ont été prises près de la zone W (figure 5.2) sur les affleurements granodioritiques EBG-07 et EBG-08 (figure 5.6). Malgré la présence de zones de cisaillement (ZC), les patrons de fracturation sont homogènes; les données sont donc présentées sur le même stéréogramme (figure 5.7).

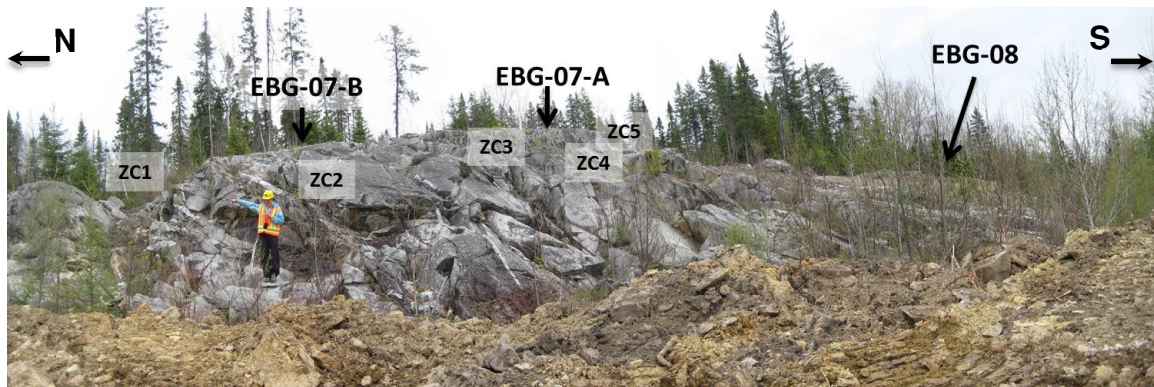


Figure 5.6: Aperçu des affleurements EBG-07 et EBG-08

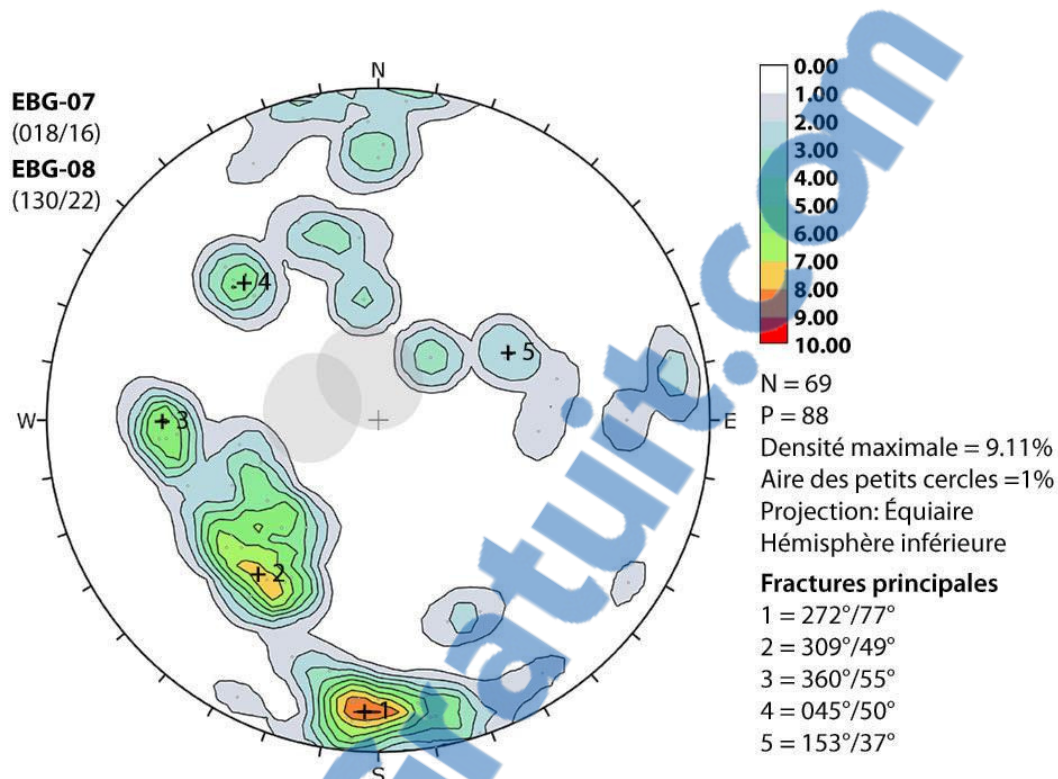


Figure 5.7 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les affleurements EBG—07 et EBG-08, roches granodioritiques; Les zones noires des plans (affleurements) sont beaucoup plus petites que celles des lignes de levé.

Cinq familles de fractures principales sont observées. Les familles 1 et 3 sont orthogonales, et les familles 2 et 4 semblent conjuguées.

Mine CANMET

Les affleurements cartographiés aux alentours de la mine CANMET sont localisés sur la figure 5.8 et les pôles des fractures mesurées aux affleurements EBG-01, EBG-02, EBG-05 et EBG-09 sont présentés sur les stéréogrammes des figures 5.9 et 5.10.

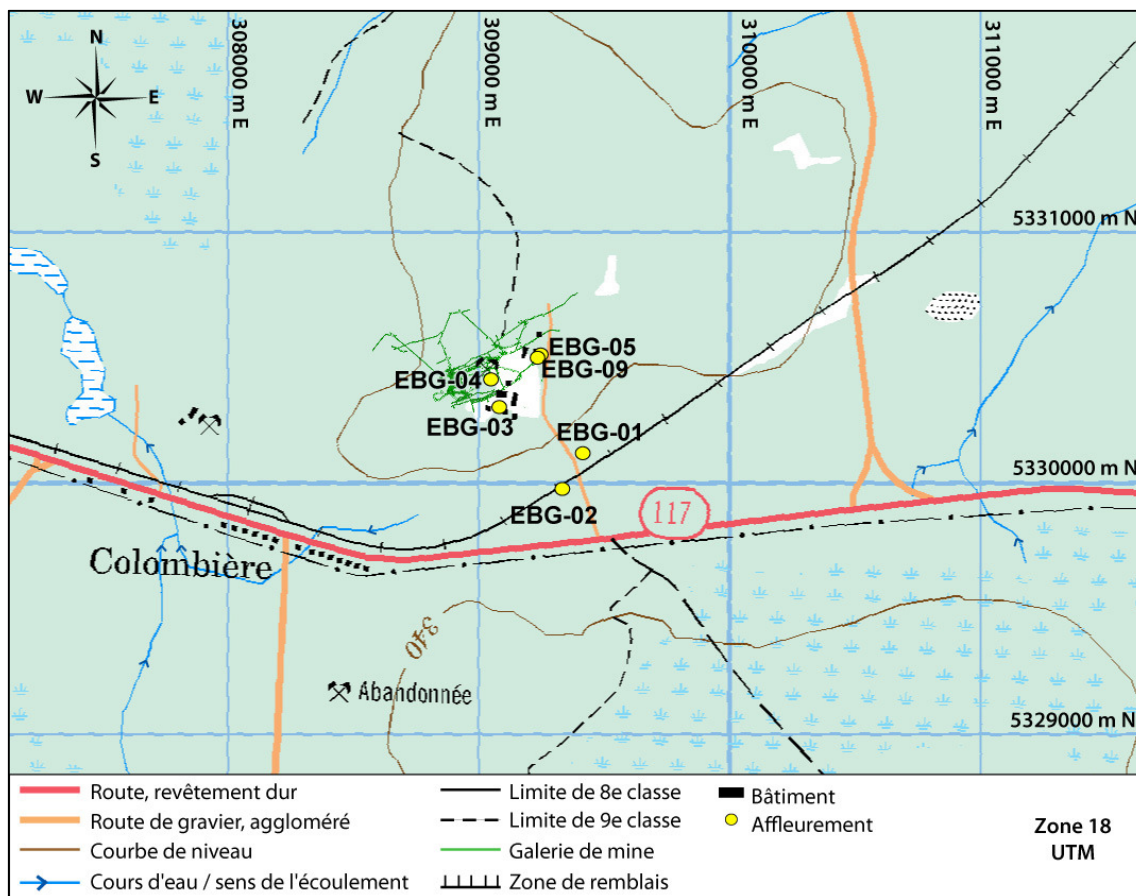


Figure 5.8 : Localisation des affleurements près de la mine CANMET

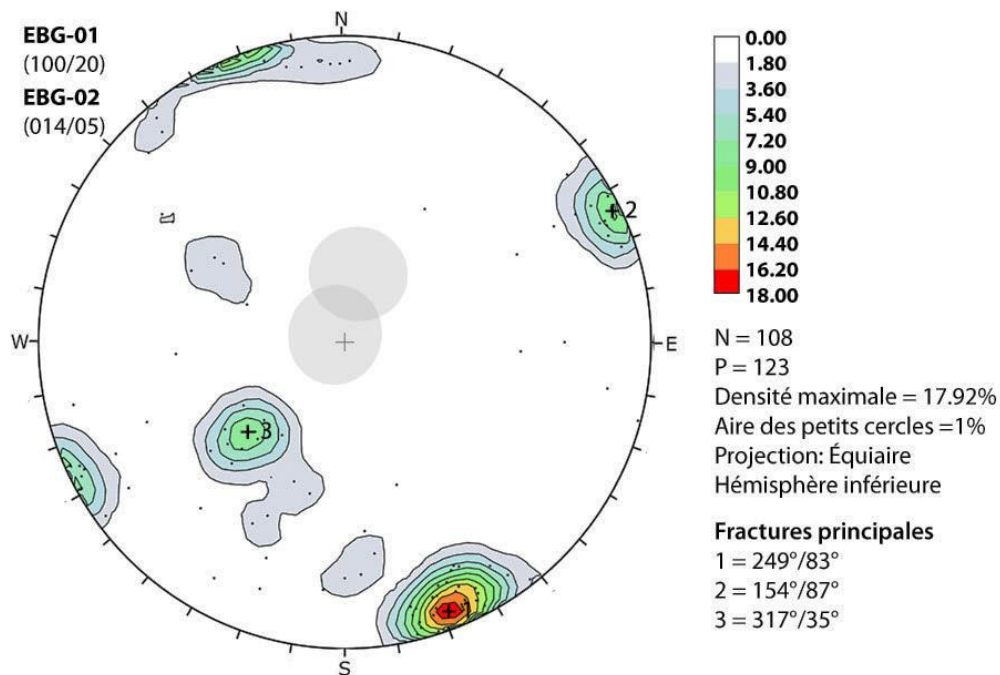


Figure 5.9: Orientation des pôles des fractures mesurées sur les affleurements EBG-01 et EBG-02, roches andésitiques

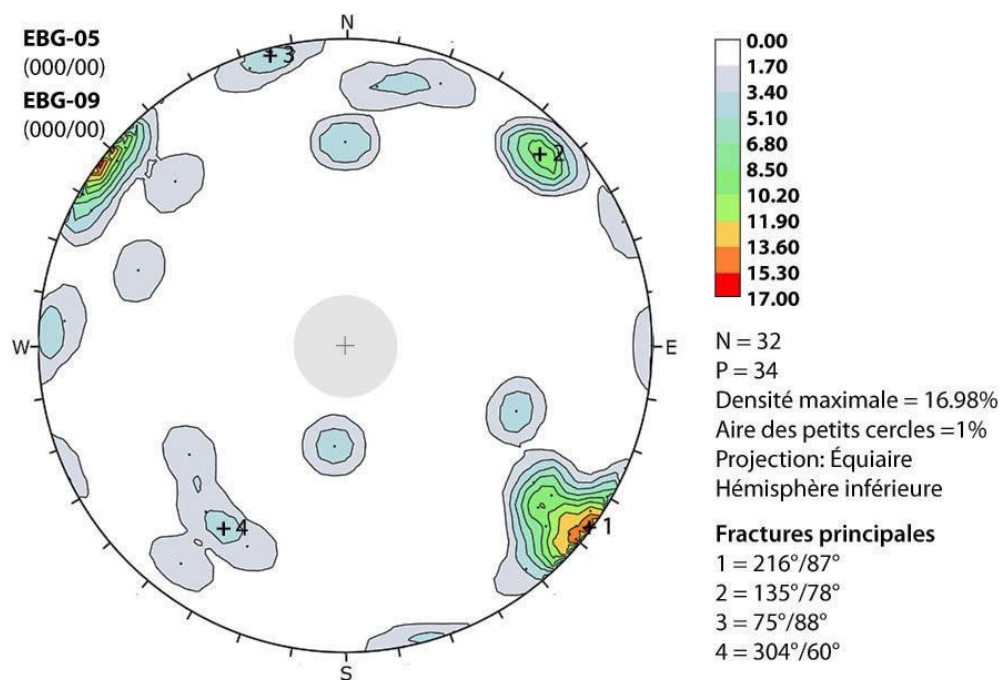


Figure 5.10: Orientation des pôles des fractures mesurées sur les affleurements EBG-05 et EBG-09, roches granodioritiques

Les familles 1 et 2 sur les figures 5.9 et 5.10 sont orthogonales, mais elles n'ont pas exactement les mêmes orientations car elles proviennent de secteurs différents et elles ne se trouvent pas dans la même lithologie. La famille d'orientation NO présentant un faible pendage (35°) est observée principalement sur les affleurements au sud (figure 5.9), dans les roches andésitiques. Il est possible que ces fractures aient été moins observées sur les affleurements au nord qui sont plus petits, car la fréquence des fractures à angles faibles est plus petite que celle des fractures à angles forts sur des faces d'observations horizontales.

Les lignes de levé de diverses orientations ont été effectuées à l'intérieur de la mine entre 40 m et 130 m de profondeur (figure 5.11). Divers domaines de fracturation sont observés, les lignes de levées ayant des numéros de la même couleur sont à l'intérieur du même domaine et ces lignes sont représentées sur le même stéréogramme (B. Gagné et al., 2013c). Les données suggèrent que ces domaines sont continus dans la direction des zones de failles d'orientation NEE. L'orientation des familles principales varie du nord au sud, soit perpendiculairement aux zones de faille.

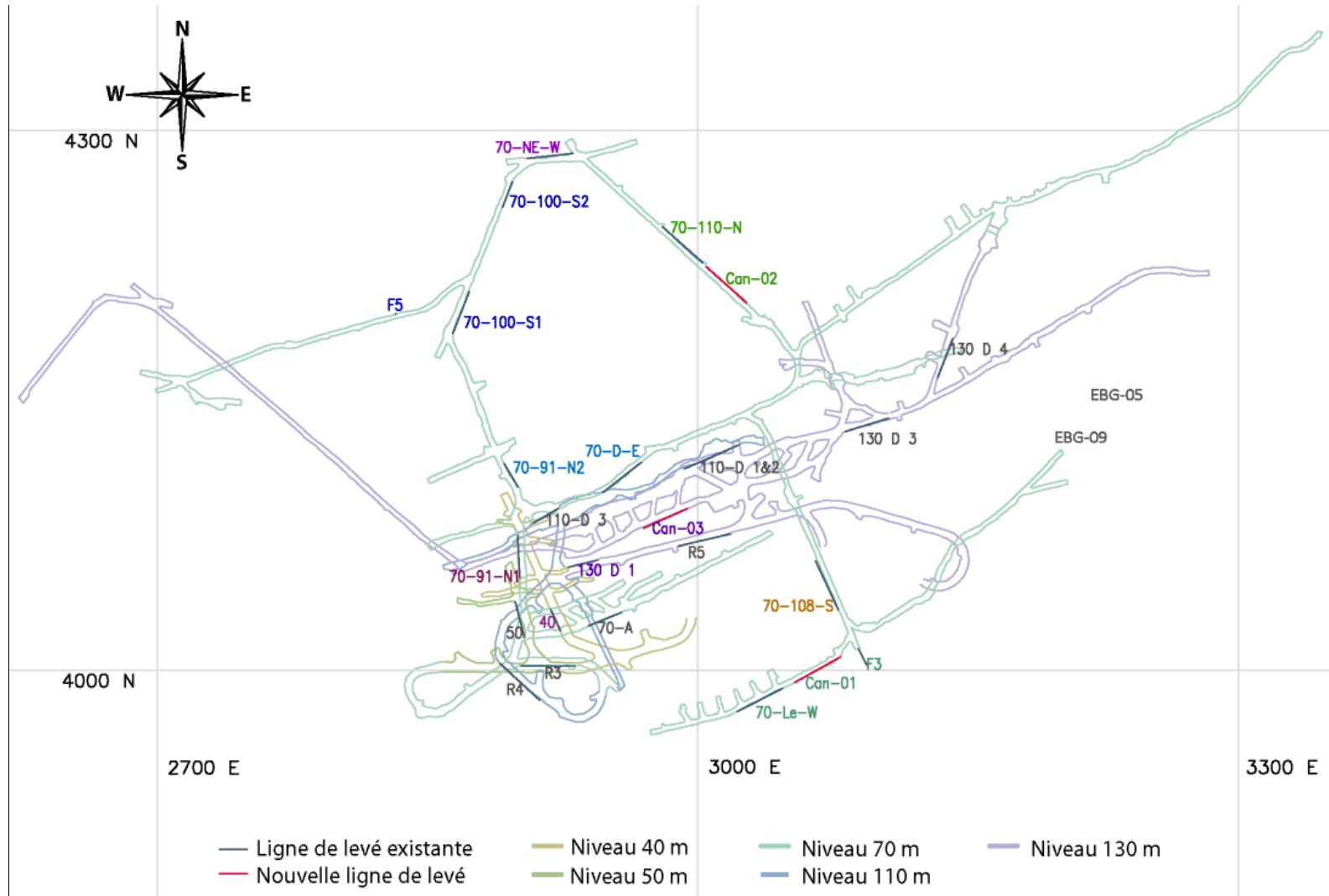


Figure 5.11 : Localisation des lignes de levé à différents niveaux de la mine CANMET selon le système de coordonnées de la mine

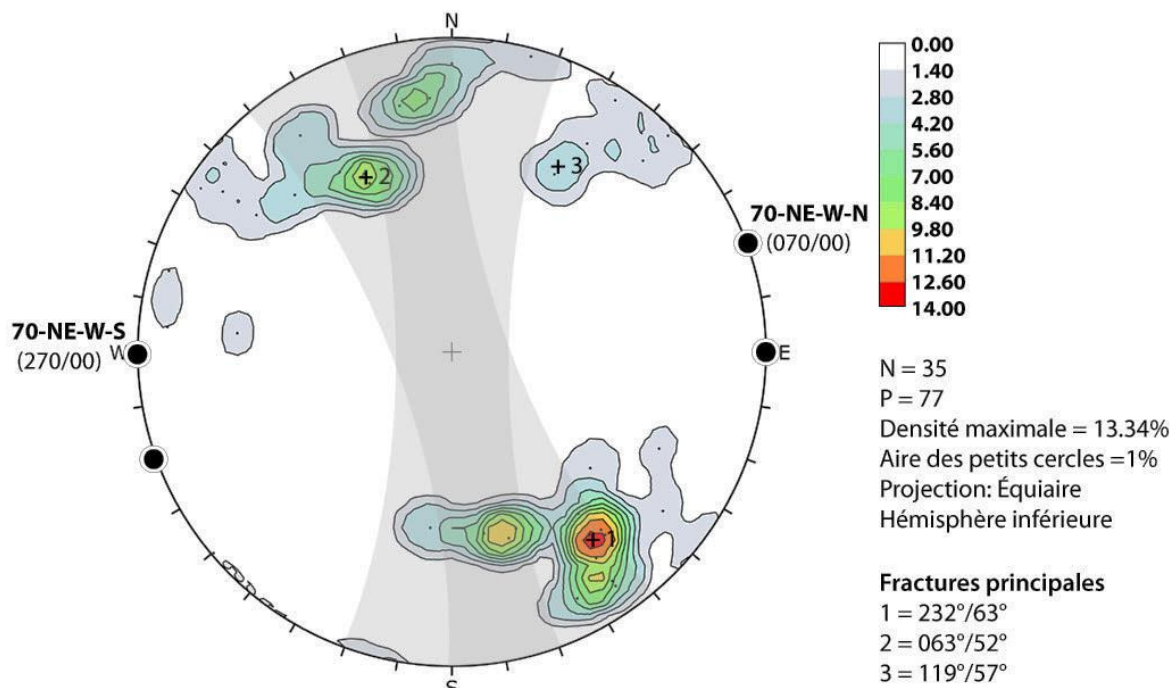


Figure 5.12 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé 70-NE-W-N et 70-NE-W-S, roches granodioritiques

Dans le domaine de fracturation de la figure 5.12, trois familles principales sont identifiées. Elles sont d'orientation NE, SE et SO. Leur pendage moyen varie entre 52 et 63°. Comme les familles de fractures principales ont des orientations subparallèles aux lignes de levées, il est possible que ces familles possèdent des fréquences encore plus grandes que celles représentées sur les stéréogrammes.

Les stéréogrammes suivants (figure 5.13, 5.14 et 5.15) représentent les données qui ont été collectées au nord de la zone minéralisée. Cependant ils correspondent à des domaines de fracturation différents, ceci illustre l'hétérogénéité de la fracturation à l'intérieur de la mine. En effet les familles de fractures observées varient sur de courtes distances.

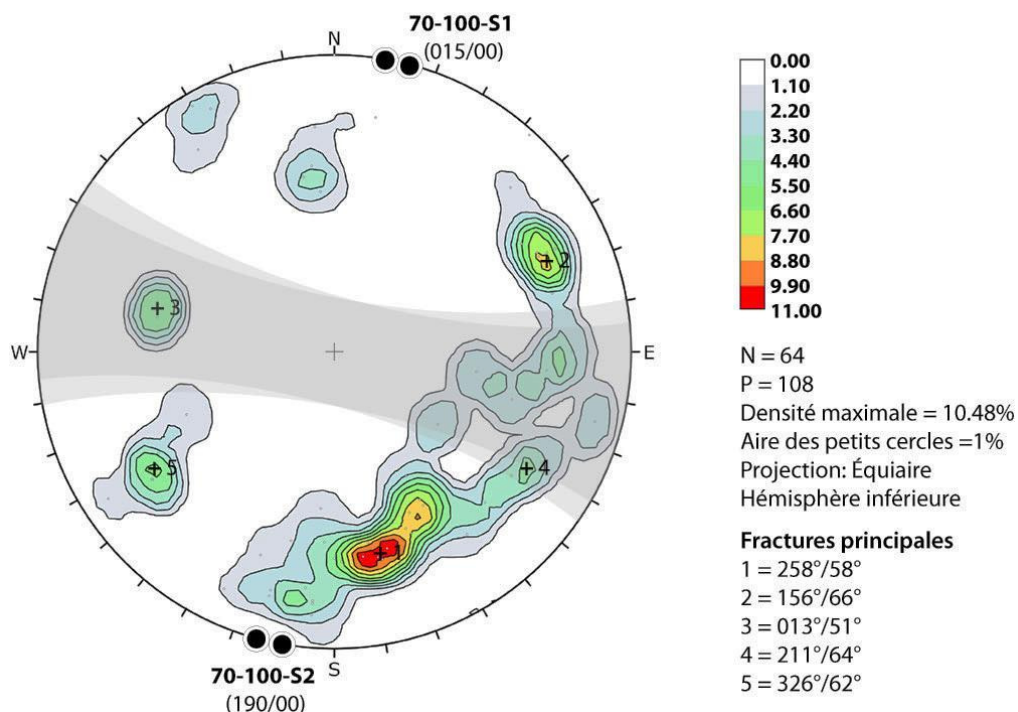


Figure 5.13 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé 70-100-S1 et 70-100-S2, roches granodioritiques

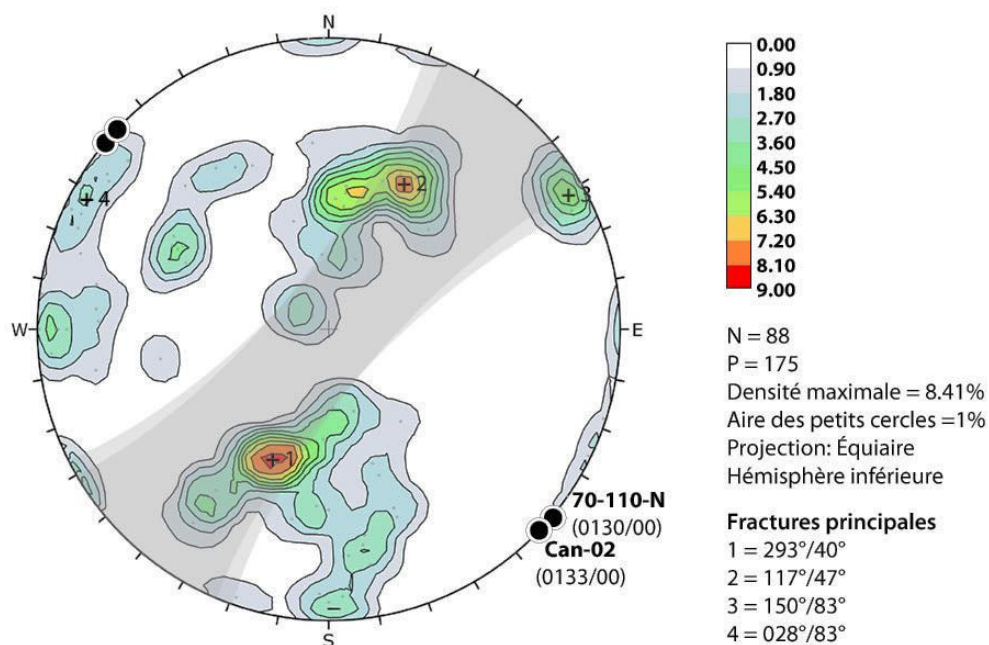


Figure 5.14 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé Can-02 et 70-110-N, roches granodioritiques

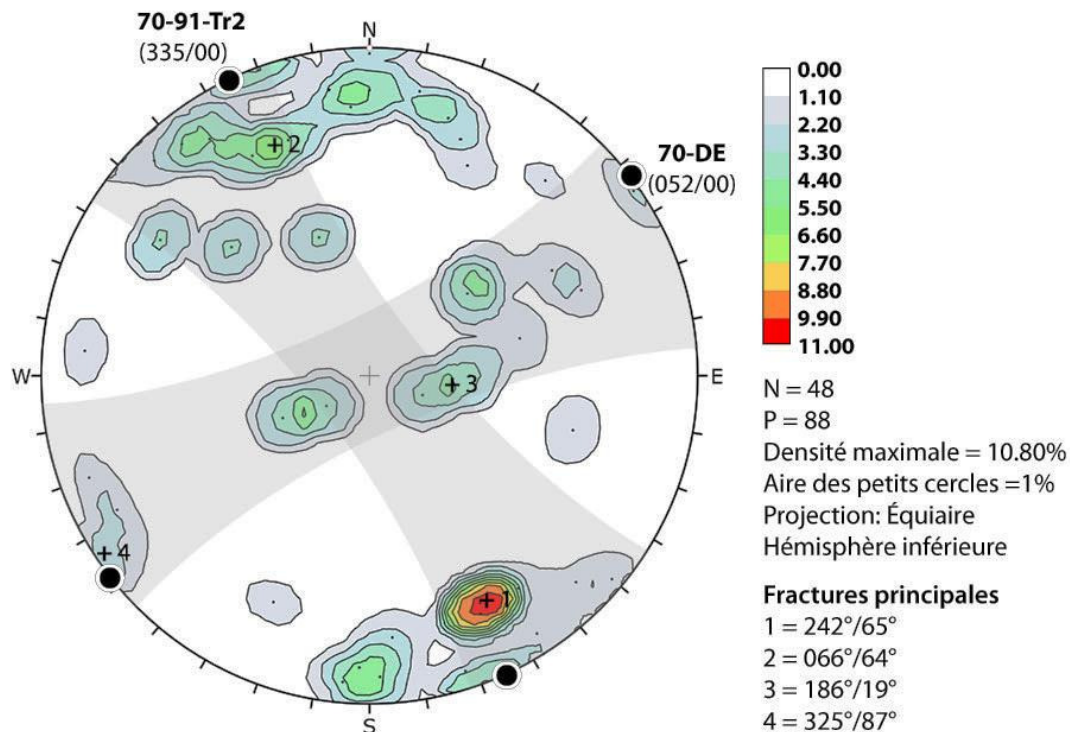


Figure 5.15 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé 70-DE, 70-91-Tr2, roches granodioritiques

Le stéréogramme de la figure 5.16 regroupe 10 lignes de levé de diverses orientations, de sorte que la majorité des orientations est couverte. Il n'y a que les fractures d'orientations subhorizontales qui n'ont pas pu être échantillonnées à l'aide de levés verticaux. Ces lignes sont toutes situées dans le secteur du gisement. Les familles 1 et 2 de la figure 5.16 sont conjuguées et l'orientation de la famille 1 a la même orientation que le gisement.

Les figures 5.17, 5.18 et 5.19 représentent les familles de fractures des autres lignes de levés à proximité du gisement. Elles n'ont pas été combinées avec les données de la figure 5.16 car les orientations des fractures diffèrent.

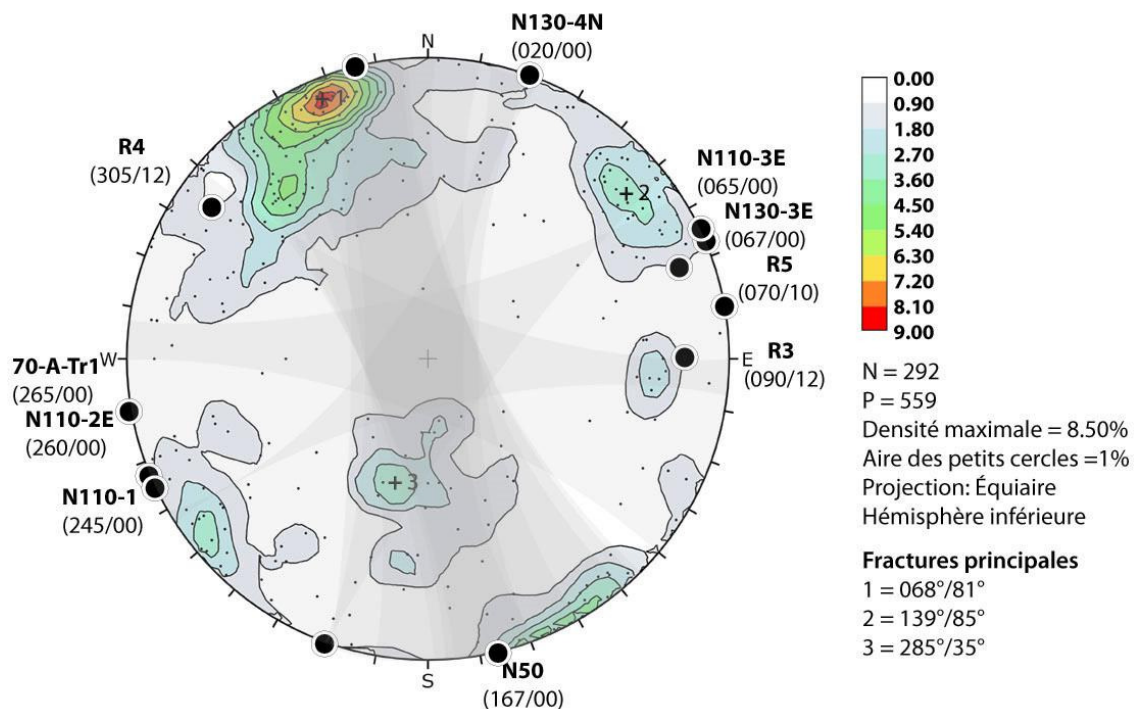


Figure 5.16 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé N50, 70-A-Tr1, 110-1, 110-2, 110-3, 130-3E, 130-4-N, R3, R4 et R5, roches granodioritiques

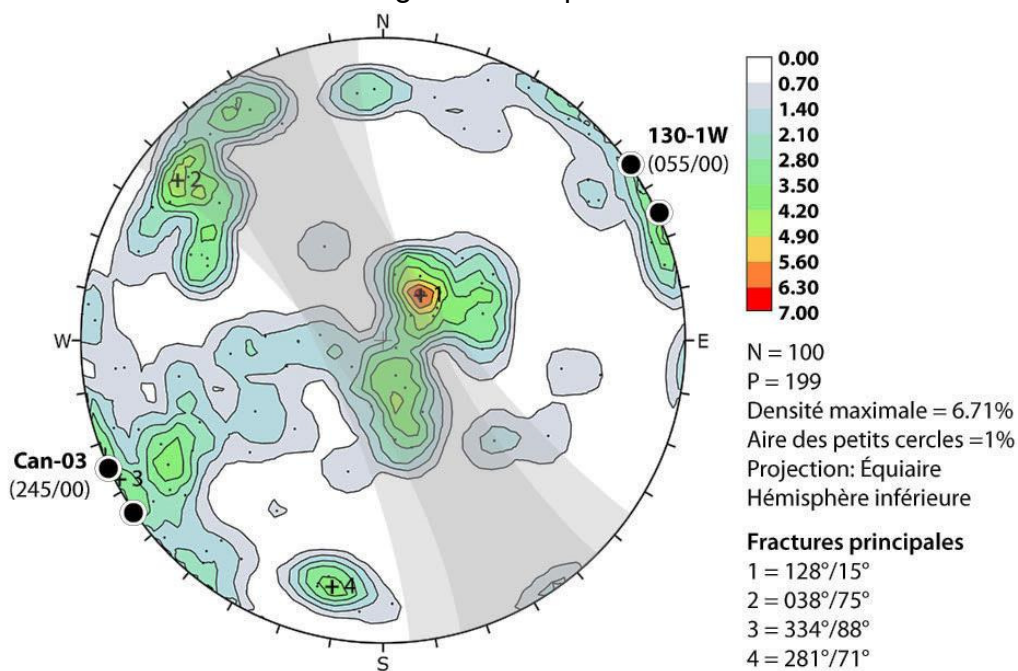


Figure 5.17 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé Can-03 et 130-1-W, roches granodioritiques

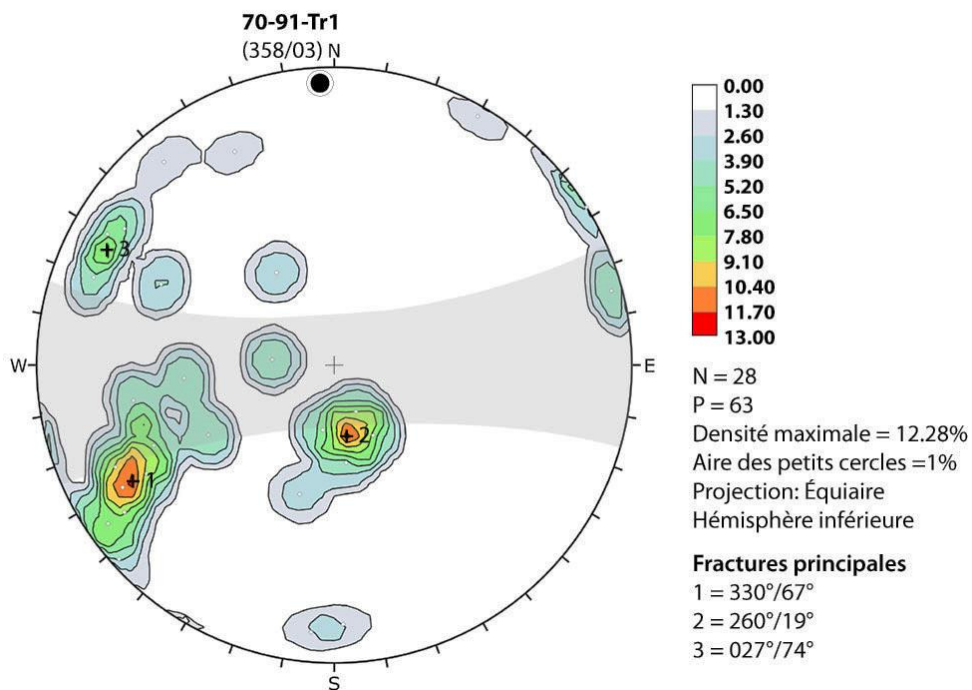


Figure 5.18 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé 70-91-Tr1, roches granodioritiques

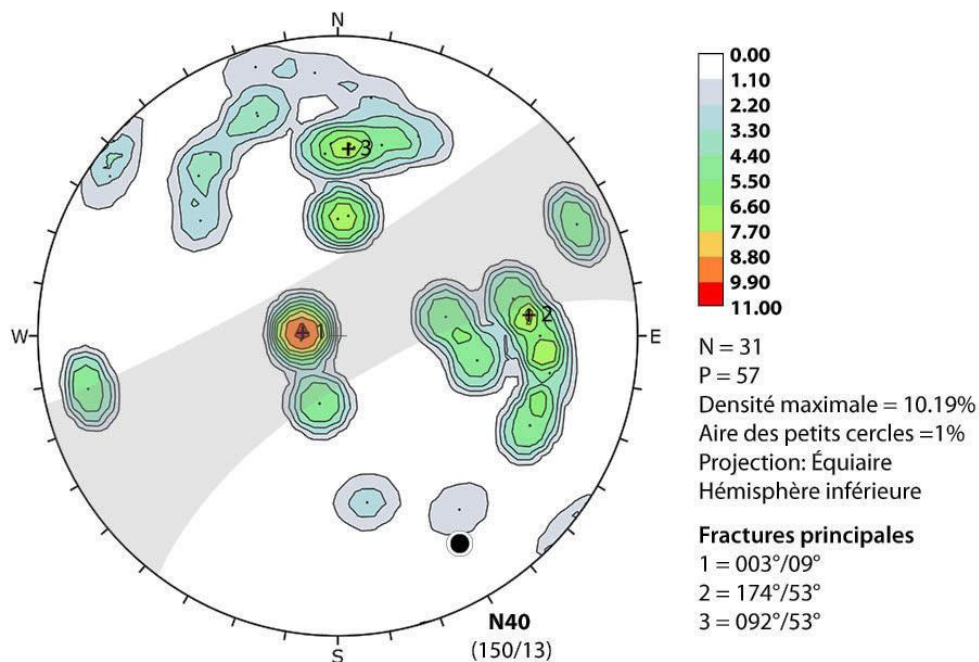


Figure 5.19 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé N40, roches granodioritiques

La ligne de levé 70-108-S a été réalisée au sud du gisement dans les roches granodioritiques (figure 5.20). Cinq familles de fractures principales sont observées.

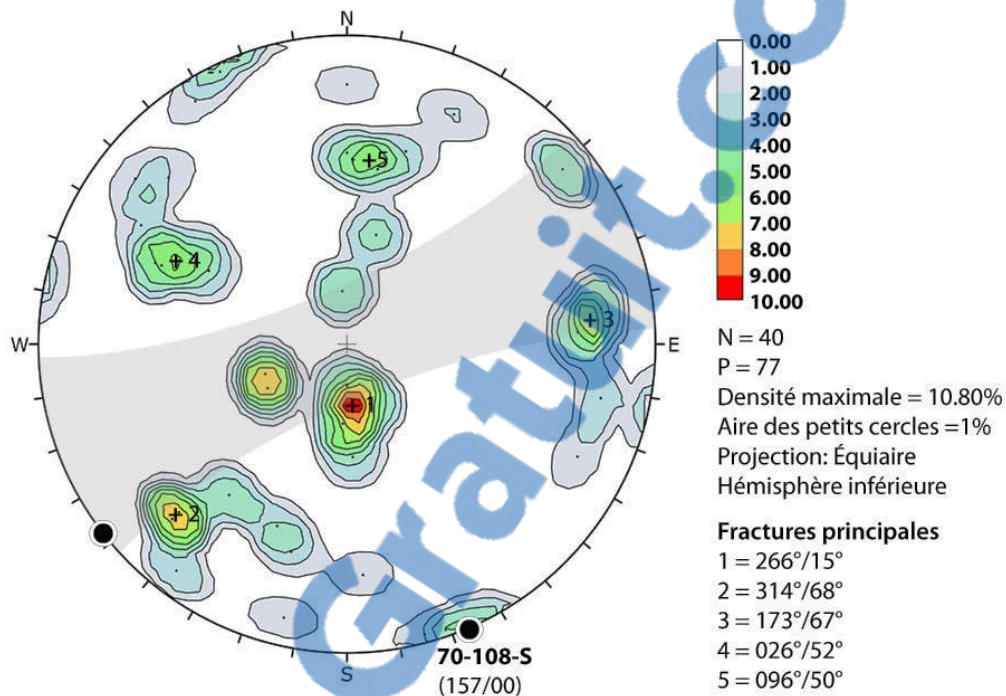


Figure 5.20 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé 70-108-S, roches granodioritiques

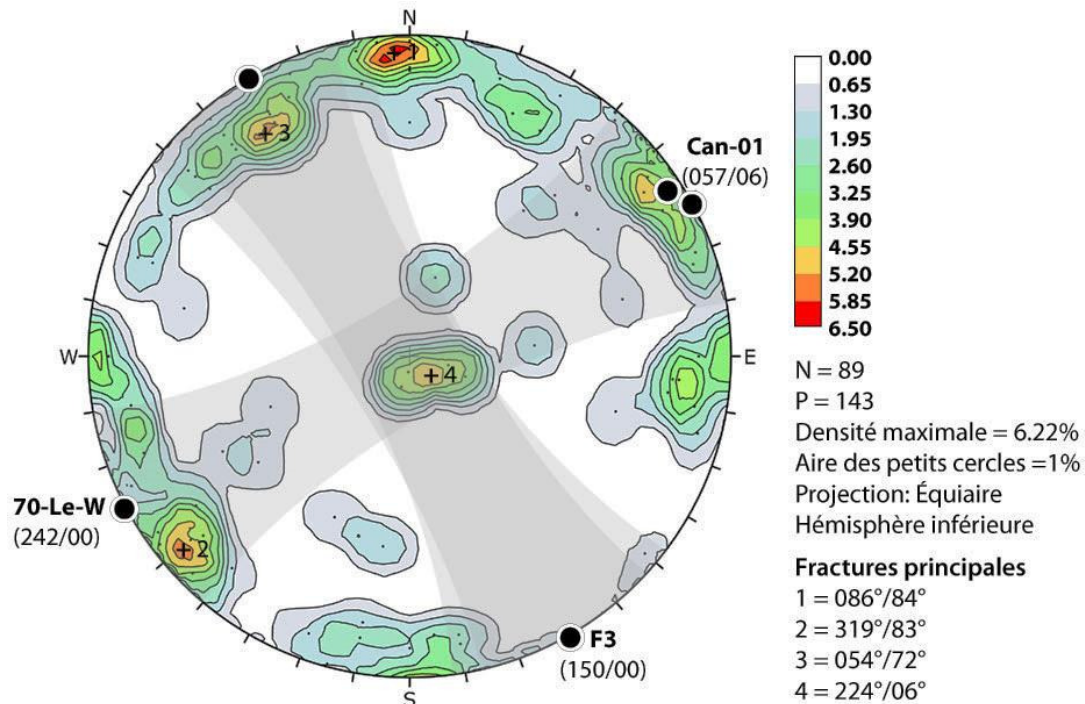


Figure 5.21 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé Can-01, 70-Le-W et F3, roches volcaniques

Dans le domaine des roches volcaniques (figure 5.21), les familles 1 et 2 sont conjuguées. La troisième famille d'orientation NE n'est observable que dans le forage car elle est dans la zone noire des deux lignes de levées (70-Le-W et Can-01). La famille 4, d'orientation subhorizontale, est probablement sous-estimée car elle se trouve dans la zone noire de chaque ligne de levé.

Mine Lac Herbin

L'emplacement de l'affleurement EBG-10 et des galeries de la mine Lac Herbin sont illustrés à la figure 5.22.

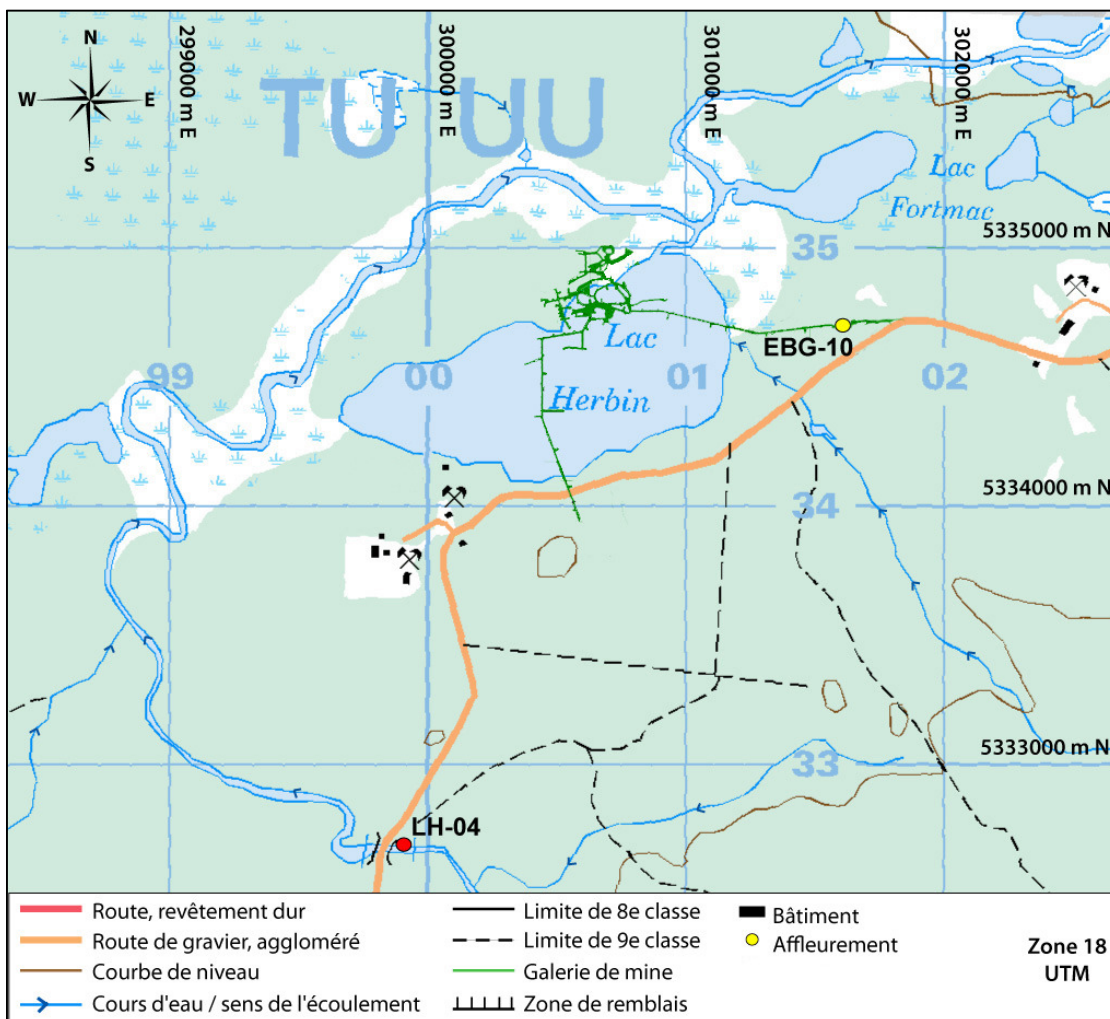


Figure 5.22 : Localisation de l'affleurement près de la mine Lac Herbin

Trois levés structuraux (figure 5.23) ont été réalisés à la surface sur l'affleurement EBG-10, près des installations de la mine. À cet endroit, les fractures sont espacées et il est plus facile de les identifier sur un levé structural que sur un croquis.

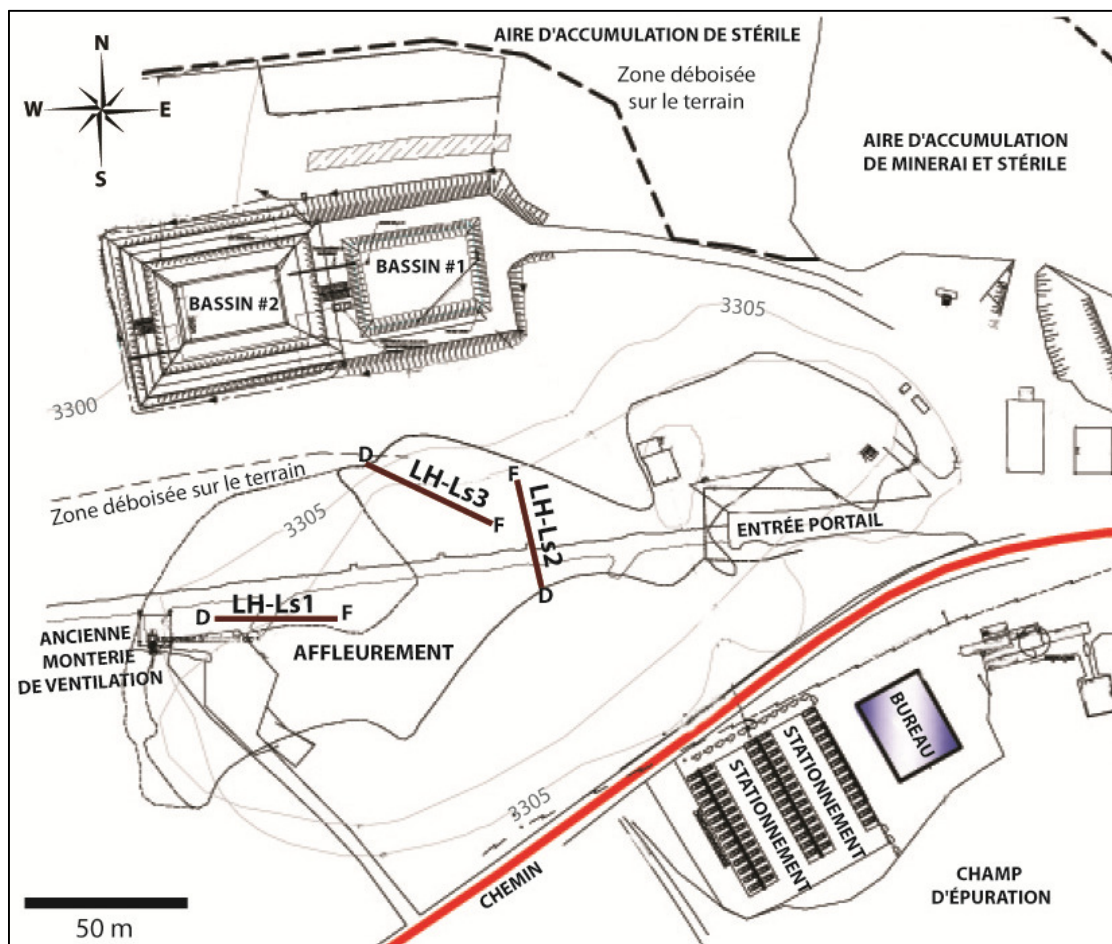


Figure 5.23 : Localisation des lignes de levé sur l'affleurement EBG-10 sur la propriété de la mine Lac Herbin

Les pôles des fractures mesurées à l'aide de lignes de levées sont illustrés sur la figure 5.24.

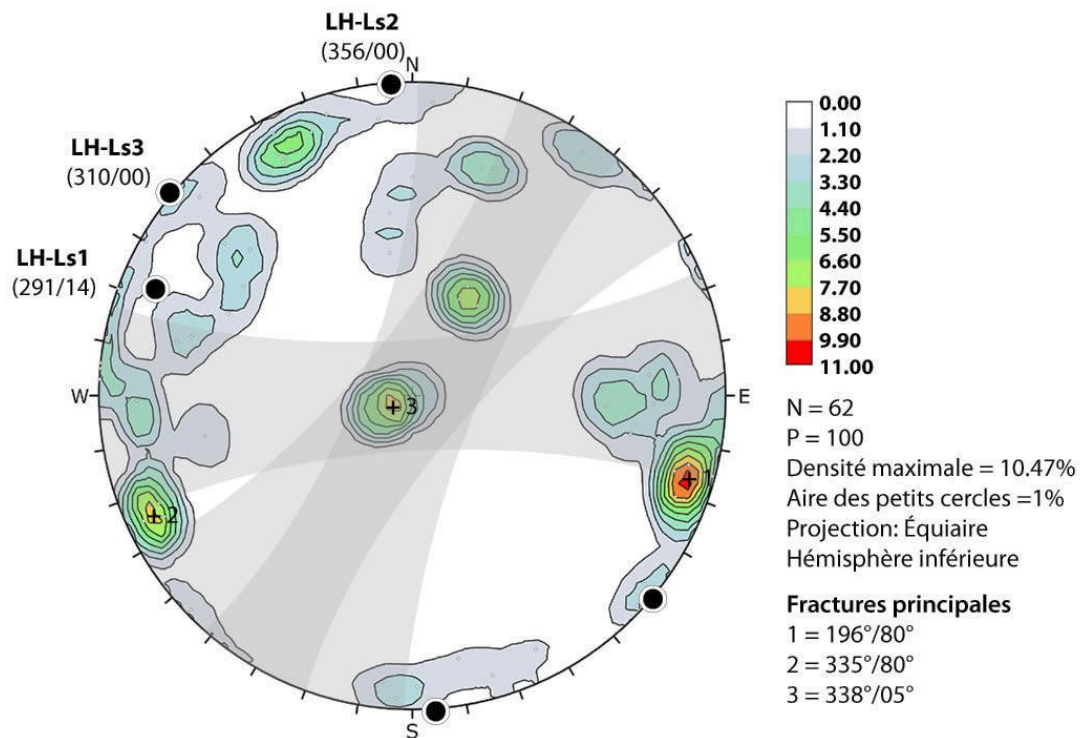


Figure 5.24 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé LH-Ls1, LH-Ls2 et LH-Ls3, roches granodioritiques

Trois lignes de levé ont été effectuées à l'intérieur de la mine (figure 5.25), deux à 170 m de profondeur (niveau 17) et une à 200 m de profondeur (niveau 20).

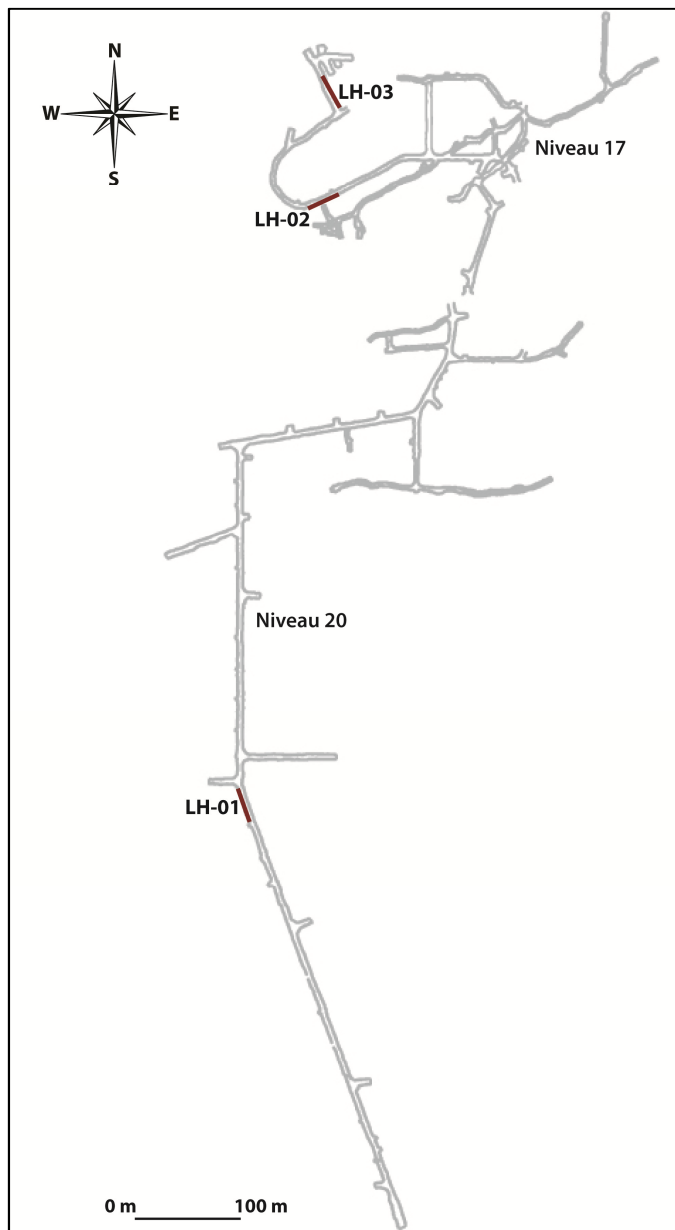


Figure 5.25 : Localisation des lignes de levé dans la mine Lac Herbin

L'orientation des pôles des fractures observées sur les levés effectués dans la mine est illustrée aux figures 5.26 et 5.27. La majorité des familles observées sont inclinées, avec un pendage entre 27° et 43° . Certaines fractures sont subverticales, mais elles sont moins fréquentes.

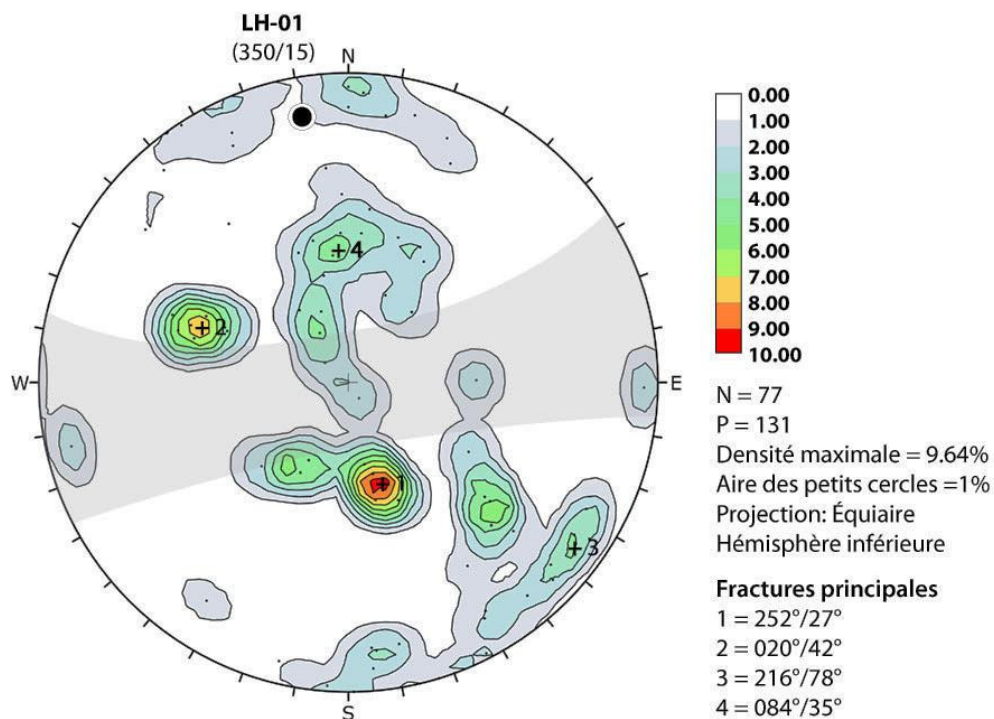


Figure 5.26 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur la ligne de levé LH-01, roches granodioritiques

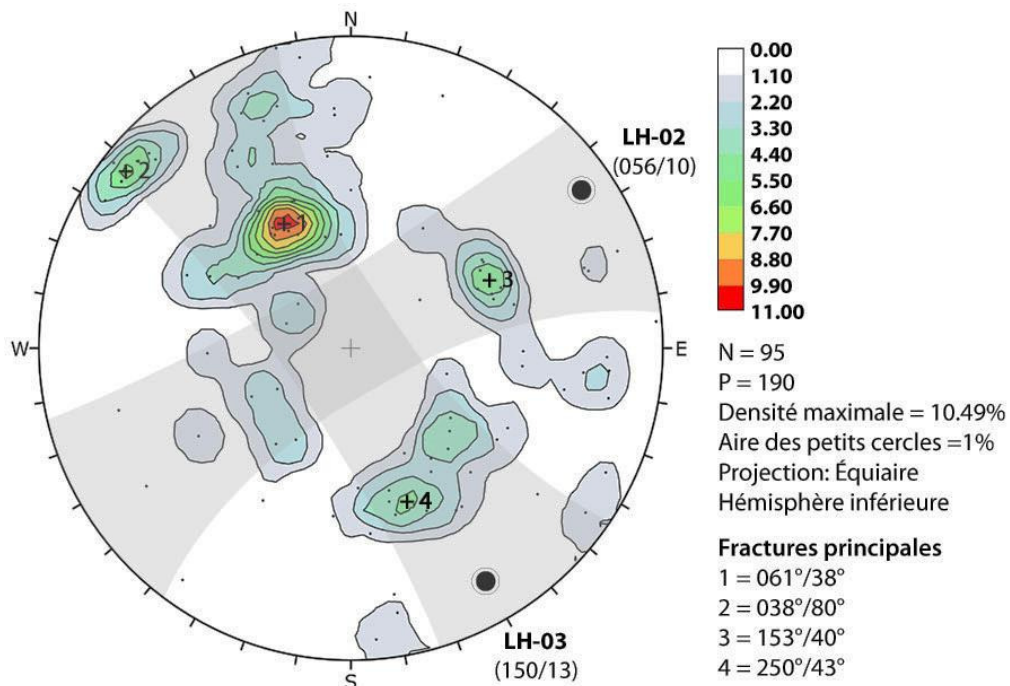


Figure 5.27 : Orientation des pôles des fractures mesurées sur les lignes de levé LH-02 et LH-03, roches granodioritiques

5.1.2 Longueur de trace des fractures

Des histogrammes de la longueur de trace sont présentés pour chaque famille de fractures pour les regroupements de lignes de levé dans un même secteur où la fracturation est similaire (figures 5.28, 5.29 et 5.30, annexe H). Le pôle de la famille de fracture est indiqué au-dessus de chaque histogramme. Les familles de fractures sont déterminées à l'aide des stéréogrammes réalisés après avoir appliqué la correction de Terzaghi. Des biais d'échantillonnage affectent les résultats obtenus : la troncation, la censure et la longueur de trace elle-même (Terzaghi, 1965; Rouleau et Gale, 1985; Kulatilake et al., 2003). Pour les nouveaux levés, les fractures mesurées ont une longueur de trace minimale de 0,3 m et pour les levés existant celle-ci est de 1 m. Les fractures ayant une longueur de trace inférieure à la longueur seuil fixée ne sont pas considérées; il en résulte une distribution des fréquences de longueur de trace qui est tronquée à gauche à cette valeur seuil. En raison de la distribution des fractures, la ligne de levée n'en recoupe qu'une partie. Les fractures dont la trace ne recoupe pas cette ligne ne sont pas comptabilisées; comme ce sont surtout les plus courtes fractures qui sont ainsi rejetées, cette procédure induit un biais de longueur de trace car les traces les plus longues sont favorisées. Une fracture ayant au moins une extrémité non visible est dite censurée, puisque la longueur de trace qui est visible et mesurée est plus courte que la longueur réelle de la trace. Le niveau de censure 0 est attribué aux longueurs de trace non censurées, 1 à celles ayant une extrémité censurée et 2 à celles n'ayant aucune extrémité observable (figure 5.28). Les

données de censure sont disponibles pour les levés réalisés lors de cette étude, mais pas pour les levés préexistants.

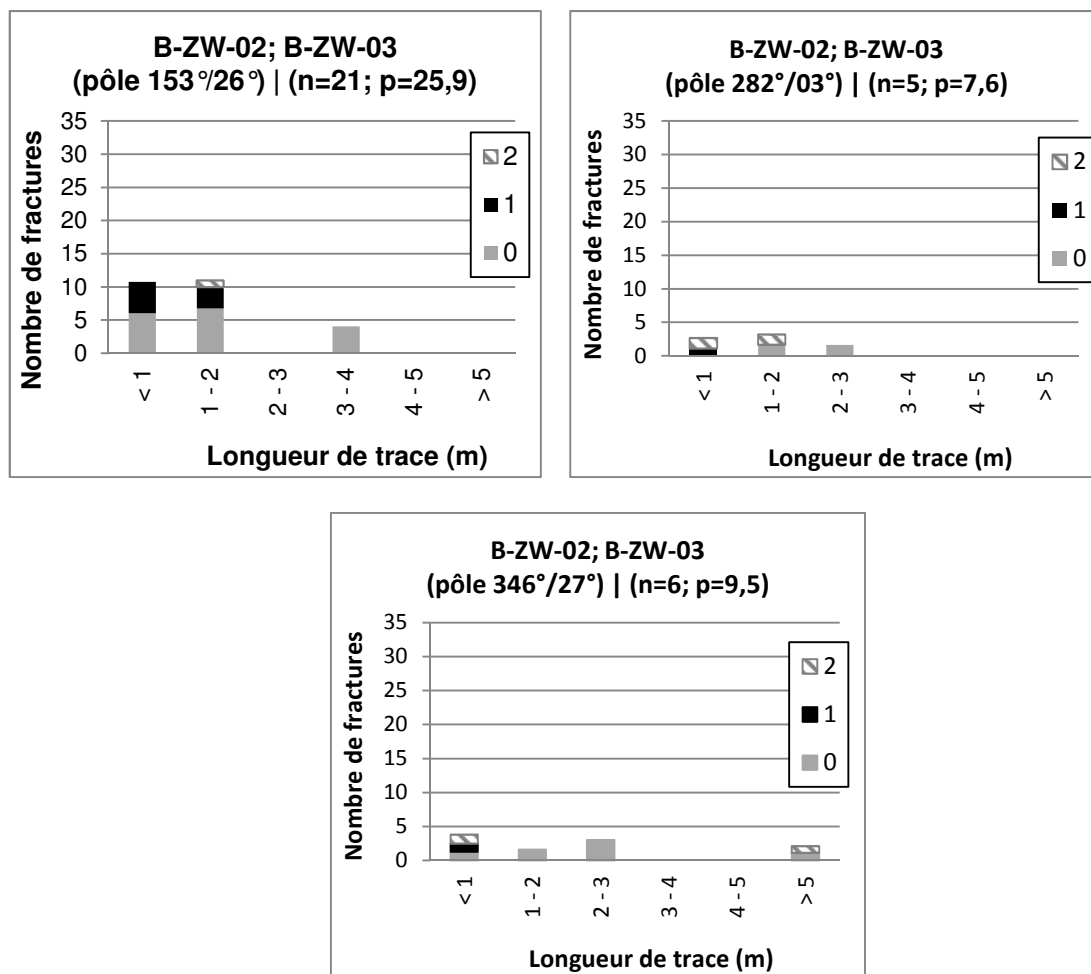


Figure 5.28 : Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine Beaufor pour les lignes de levé B-ZW-02 et B-ZW-03. Les données de censure sont illustrées.

Aux mines Beaufor et Lac Herbin (figure 5.28 et 5.30), les traces de fractures observées sont majoritairement inférieures à 3 m. Plusieurs fractures ont au moins une extrémité censurée. Leur longueur de trace réelle est probablement supérieure aux longueurs de trace observées. À la mine CANMET (figure 5.29), les

valeurs des longueur de trace des fractures sont tronquées à 1 m. Plusieurs fractures mesurées ont une longueur de trace supérieure à 3 m.

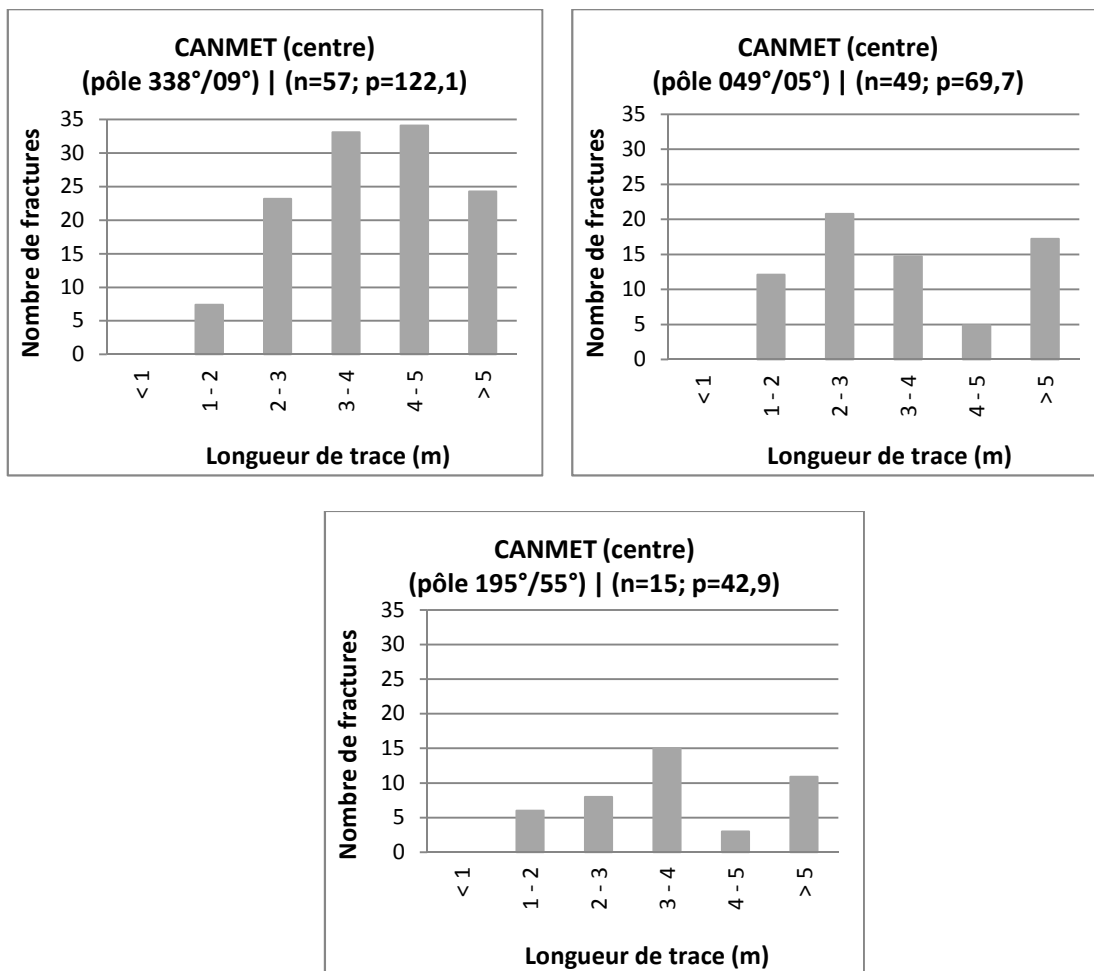


Figure 5.29 : Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine CANMET pour le secteur centre.

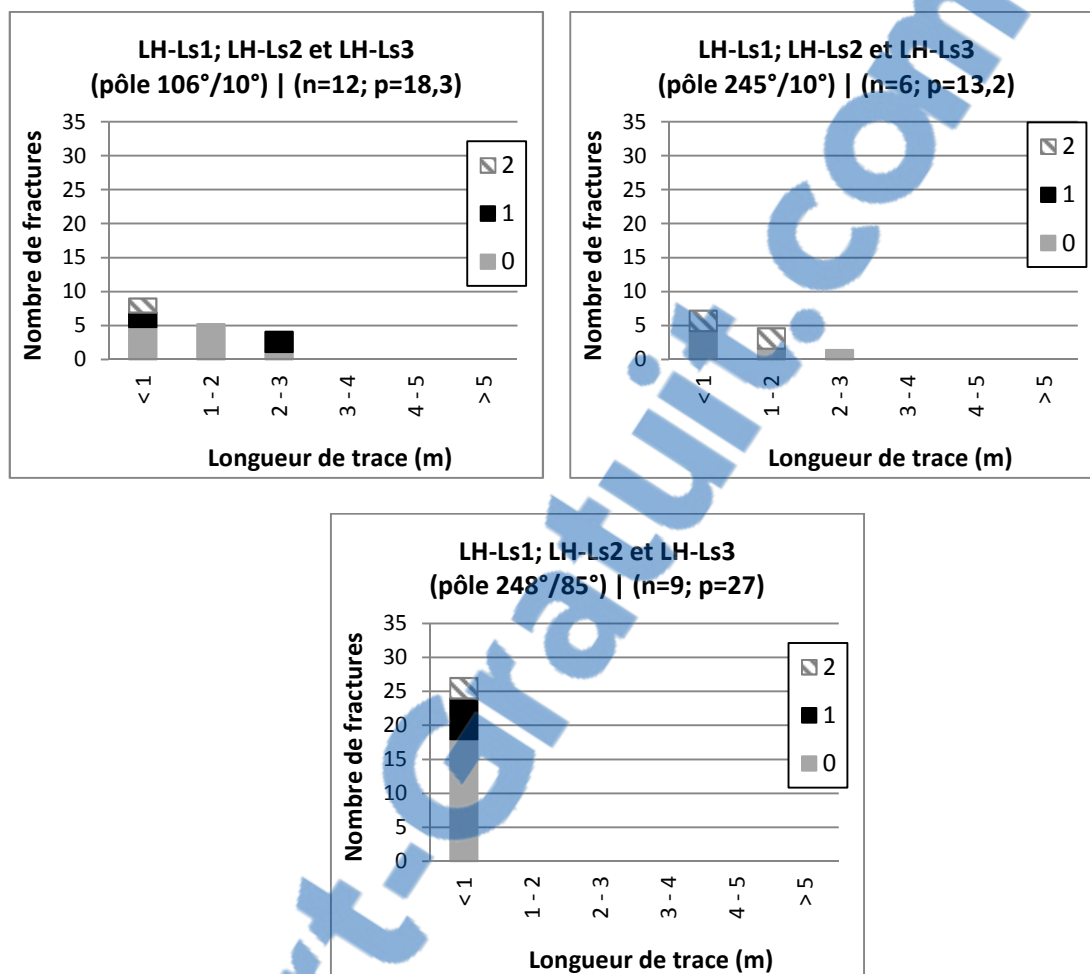


Figure 5.30 : Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine Lac Herbin pour les lignes de levé LH-Ls1, LH-Ls2 et LH-Ls3.

5.2 Caractérisation hydrogéologique

Cette section présente les modèles analytiques sélectionnés pour estimer la conductivité hydraulique, les résultats de l'analyse de sensibilité des paramètres et les valeurs de K estimées aux trois mines.

5.2.1 Modèles et méthodes utilisés

La conductivité hydraulique (K) du massif rocheux encaissant chacune des mines est évaluée en utilisant des données d'archive des volumes d'eau pompés, avec des modèles analytiques décrivant l'écoulement des eaux souterraines vers des mines, des tunnels et des puits à drains rayonnants (figure 5.31, tableau 5.2).

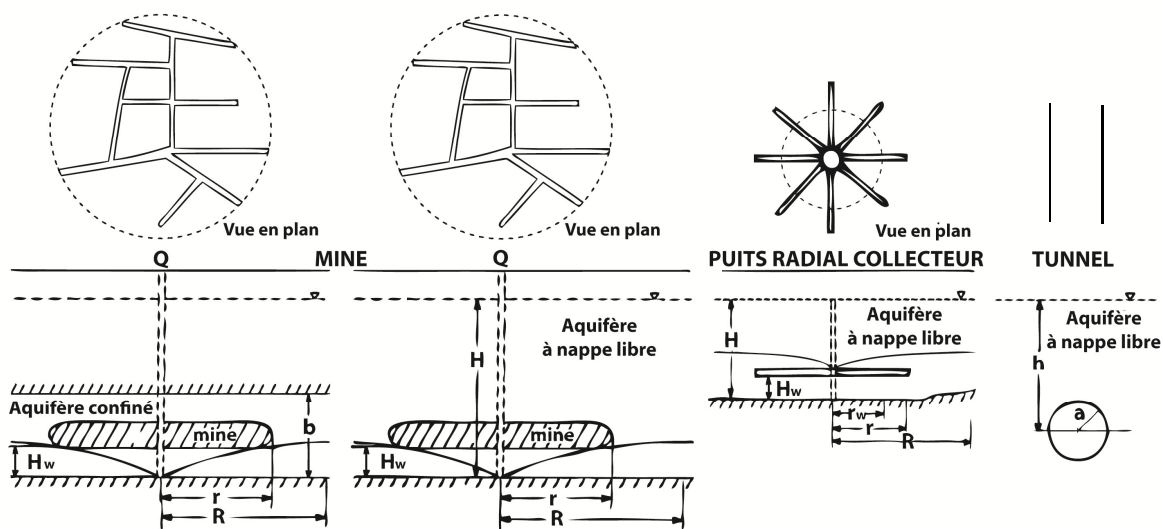


Figure 5.31 Schéma des différents modèles analytiques sélectionnés

Tableau 5.2 Formules analytiques sélectionnées

		Condition	Source	Formules analytiques	Variables
MINE	Basé sur les équations du puits	Aquifère confiné	Thiem (1906)	$K = \frac{Q \ln(R/r)}{2\pi b(H - H_w)}$	a = rayon du tunnel [L]; b = épaisseur de la formation dénoyée [L]; h = profondeur du milieu du tunnel par rapport au niveau d'eau [L]; H = hauteur de la charge d'eau originale [L]; H_w = hauteur de charge au centre du puits radial collecteur [L]; Q = débit d'eau sortant de la mine [L ³ /T]; K = conductivité hydraulique [L/T]; L = longueur du drain [L]; R = rayon d'influence effectif [L]; r = rayon moyen des excavations minières [L]; r_w = rayon du puits [L];
		Aquifère à nappe libre	Dupuit (1863)	$K = \frac{Q \ln(R/r)}{\pi(H^2 - H_w^2)}$	
PUITS À DRAINS RAYONNANTS	Basé sur les équations du puits	Aquifère confiné	Thiem (1906) McWhorter & Sunada (1977)	$K = \frac{Q \ln(R/r_w)}{2\pi b(H - H_w)}$ $r_w = \% L$	
		Aquifère à nappe libre	Dupuit (1863) McWhorter & Sunada (1977)	$K = \frac{Q \ln(R/r_w)}{2\pi b(H - H_w)}$ $r_w = \% L$	
TUNNEL	Basé sur les équations du puits	Aquifère à nappe libre	Goodman & al., (1965)	$K = \frac{Q \ln(2h/a)}{2\pi h}$	
		Aquifère à nappe libre	Rat (1973), Schleiss (1988) & Lei (1999)	$K = \frac{Q \ln\left(\frac{2h}{a} + \sqrt{\frac{h^2}{a^2} - 1}\right)}{2\pi h}$	

5.2.2 Analyse de sensibilité des paramètres

Des hypothèses fortement simplificatrices doivent être émises concernant la géométrie des systèmes (figure 5.31) et les valeurs des paramètres inconnus doivent être fixées. Les modèles développés pour les mines et les puits à drains rayonnants sont basés sur les mêmes équations analytiques. Le premier modèle considère un rayon de puits égal au rayon de la mine et le second un rayon de puits égal à un pourcentage de la longueur des latérales situé entre 61 et 80%. Le

rayon d'influence réel (R) est généralement inconnu, car il n'y a pas de piézomètre assez profond dans le roc autour d'une mine; on suppose donc une valeur de R égale au rayon du rabattement requis (r) multiplié par un certain facteur, tel que $R = 1,6r$ (tableau 5.3, 5.4 et 5.5). La limite imperméable à la base de la mine est présumée plus basse que le niveau le plus profond de la mine. La somme de la longueur des galeries (L) d'une mine comporte une certaine incertitude car elle n'est pas connue spécifiquement pour chaque mine. Le rayon des galeries est hétérogène dans la mine. Les tableaux 5.3, 5.4 et 5.5 présentent la valeur moyenne et les valeurs extrêmes mais réalistes de chaque paramètre considéré pour les trois mines à l'étude.

Tableau 5.3 Valeurs possibles pour chaque paramètre à la mine Beaufor

		Beaufor		
		Valeur pour un K minimal	Moyenne arithmétique	Valeur pour un K maximal
Paramètres	Q (m ³ /s)	0,0055	0,0074	0,0164
	r _w (m)	800 = 1r	600 = 0,75r	400 = 0,5r
	R (m)	960 = 1,2r	1280 = 1,6r	1600 = 2r
	H _w (m)	500	300	100
	H (m)	1183 = 683+H _w	983 = 683+H _w	783 = 683+H _w
	L (m)	10000	8000	6000
	a (m)	5	3	1
	h (m)	700	375	50

Tableau 5.4 Valeurs possibles pour chaque paramètre à la mine CANMET

		CANMET		
		Valeur pour un K minimal	Moyenne arithmétique	Valeur pour un K maximal
Paramètres	Q (m ³ /s)	0,0017	0,0022	0,0030
	r _w (m)	375 = 1r	281 = 0,75r	188 = 0,5r
	R (m)	450 = 1,2r	600 = 1,6r	750 = 2r
	H _w (m)	500	300	100
	H (m)	630 = 130+H _w	430 = 130+H _w	230 = 130+H _w
	L (m)	6000	5500	5000
	a (m)	3	2	1
	h (m)	130	85	40

Tableau 5.5 Valeurs possibles pour chaque paramètre à la mine Lac Herbin

		Lac Herbin		
		Valeur pour un K minimal	Moyenne arithmétique	Valeur pour un K maximal
Paramètres	Q (m ³ /s)	0,0053	0,0086	0,0104
	r _w (m)	350 = 1r	263 = 0,75r	175 = 0,5r
	R (m)	400 = 1,2r	560 = 1,6r	700 = 2r
	H _w (m)	500	300	100
	H (m)	895 = 395+H _w	695 = 395+H _w	495 = 395+H _w
	L (m)	10000	7000	4000
	a (m)	3	2	1
	h (m)	395	220	45

La figure 5.32 illustre comment l'incertitude de chaque paramètre affecte la conductivité hydraulique estimée avec chaque formule analytique sélectionnée (tableau 5.2); les valeurs de conductivité hydraulique correspondent à celles qui sont probables pour chaque mine et chaque modèle. Il est ainsi possible d'évaluer la sensibilité de la valeur estimée de la conductivité hydraulique aux variations des paramètres considérés.

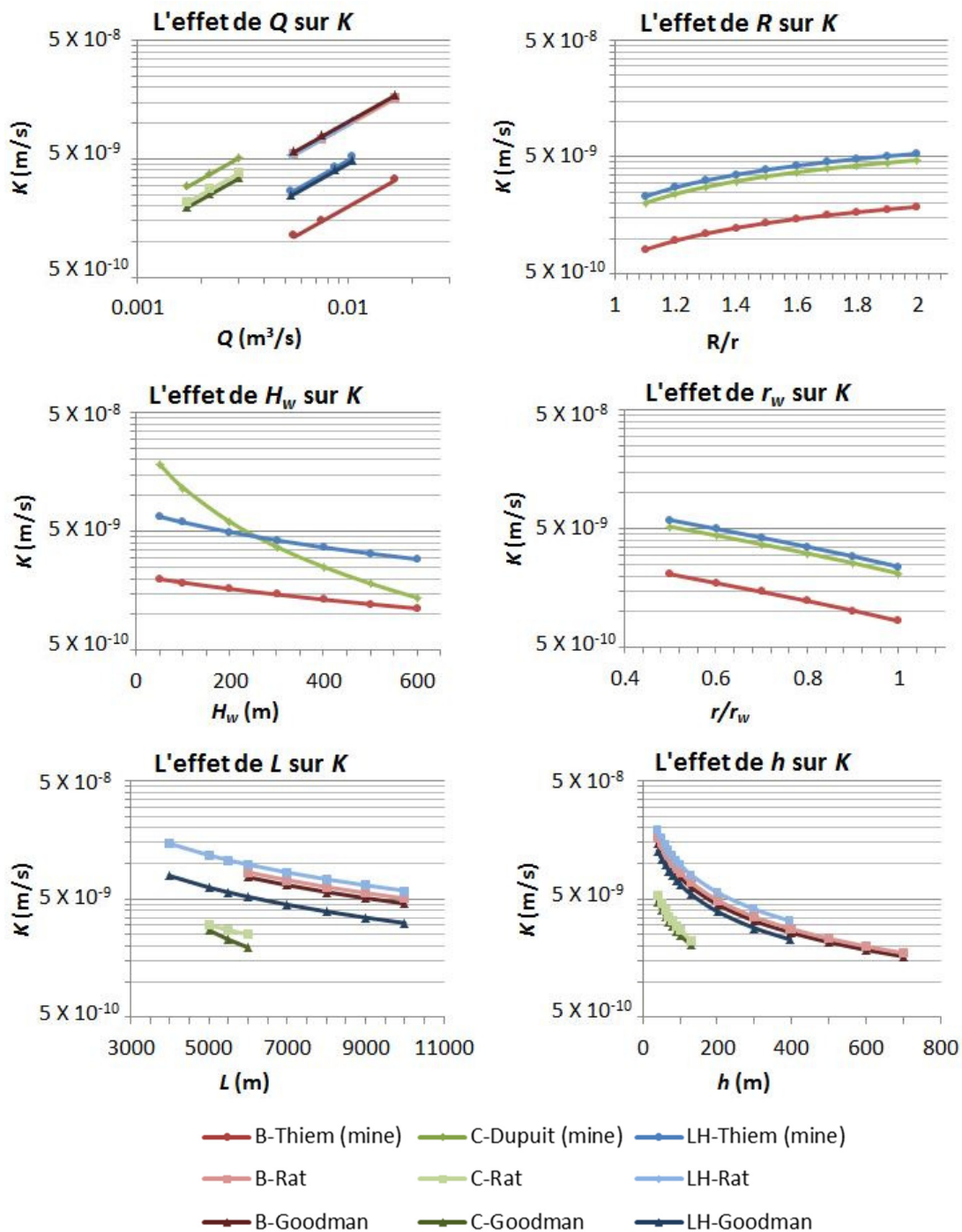


Figure 5.32 Effet des paramètres inclus aux solutions analytiques sur l'évaluation de la conductivité hydraulique aux mines Beaufort (B), CANMET (C) et Lac Herbin (LH). Se référer au tableau 5.2 pour de plus amples détails relatifs aux solutions analytiques sélectionnées.

Aux mines CANMET et Lac Herbin, le débit (Q) ne varie que légèrement au cours de l'année; ce paramètre affecte peu la valeur de K estimée, dont la variation est d'environ un quart d'ordre de grandeur (figure 5.32). Pour la mine Beaufor, Q varie davantage, produisant plus de variation sur l'estimation de K , soit un demi-ordre de grandeur. Dans les équations, le paramètre Q est linéairement lié à K , lorsque Q augmente, K augmente.

Le rayon d'influence (R) est nécessairement plus grand que le rayon d'une mine; différentes valeurs de R situées entre $1,2r$ et $2r$ sont testées. Même si les valeurs de R considérées varient de quelques centaines de mètres, la variation de la valeur de K estimée n'est que de 0,37 ordre de grandeur car R est à l'intérieur du logarithme dans l'équation. Lorsque R augmente, K augmente.

L'épaisseur de l'aquifère a beaucoup plus d'effet pour la mine CANMET, qui est située dans un aquifère à nappe libre et dont la profondeur dénoyée (130 m) est inférieure aux autres mines (tableaux 5.3, 5.4 et 5.5). La différence des valeurs de K calculées est de plus d'un ordre de grandeur pour CANMET alors qu'elle est de 0,25 ordre de grandeur pour la mine Beaufor et 0,36 ordre de grandeur pour la mine Lac Herbin. Pour les calculs, les mêmes valeurs de niveau d'eau dans les puits (H_w) sont considérées, entre 50 m et 600 m. Ceci signifie que l'épaisseur de l'aquifère contribuant à l'écoulement est considérée égale à la profondeur de la mine plus H_w . La valeur de K diminue lorsque H_w augmente.

Une gamme de valeurs de rayon de puits (r_w) possibles entre $0,5r$ et $1r$ est considérée. Ceci correspond à une incertitude de 0,4 ordre de grandeur pour l'estimation de K . La valeur de K calculée est minimale lorsque la valeur utilisée de r_w est maximale.

À la mine CANMET l'incertitude de L a peu d'effet sur K , la variation est de 0,08 à 0,15 ordre de grandeur, selon la formule utilisée. Pour la mine Beaufor, cette variation est de 0,22 ordre de grandeur et à la mine Lac Herbin, elle est de 0,4 ordre de grandeur. Plus L est grand et plus K est faible car Q est divisé par L .

Avec la formule des tunnels, la profondeur considérée affecte l'estimation de K , et ce, surtout lorsque la mine est profonde. La valeur calculée de K diminue avec la profondeur de la galerie. Pour la mine Beaufor, la différence entre la galerie la plus près de la surface et celle la plus profonde est d'environ un ordre de grandeur. Pour les mines CANMET et Lac Herbin, cette différence est respectivement de 0,37 à 0,38 ordre de grandeur et de 0,75 à 0,77 ordre de grandeur.

L'incertitude sur chaque paramètre d'entrée a un certain effet sur l'estimation des valeurs de K . Cet effet ne peut être réduit que par des observations ou des mesures sur le terrain de certains des paramètres d'entrée. Les résultats de l'estimation des valeurs de K sont présentés (figure 5.33) comme des intervalles de valeurs possibles considérant les grandes incertitudes affectant les paramètres d'entrée (tableaux 5.3, 5.4 et 5.5) (B. Gagné et al., 2013a; 2013b; 2013c).

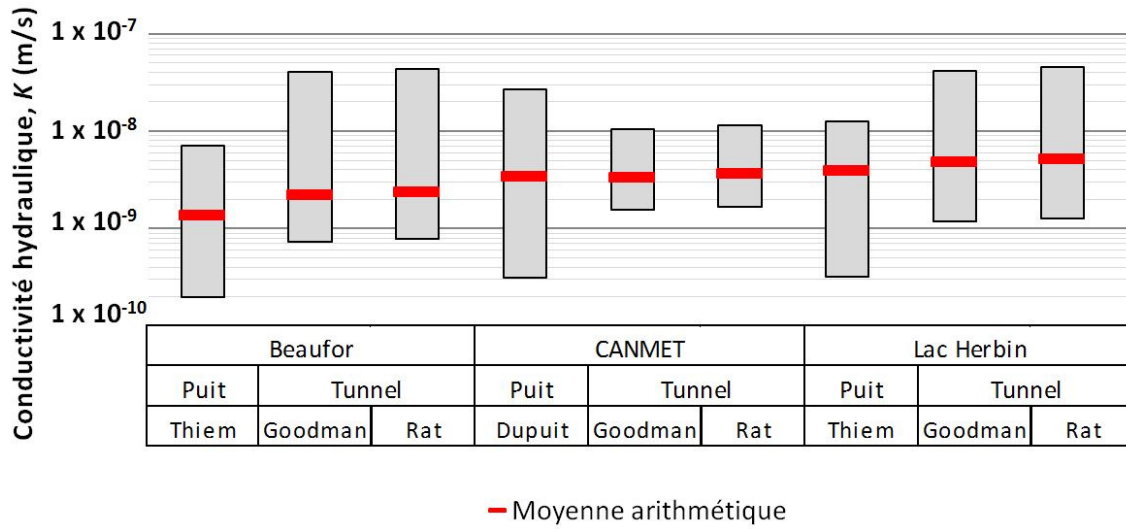


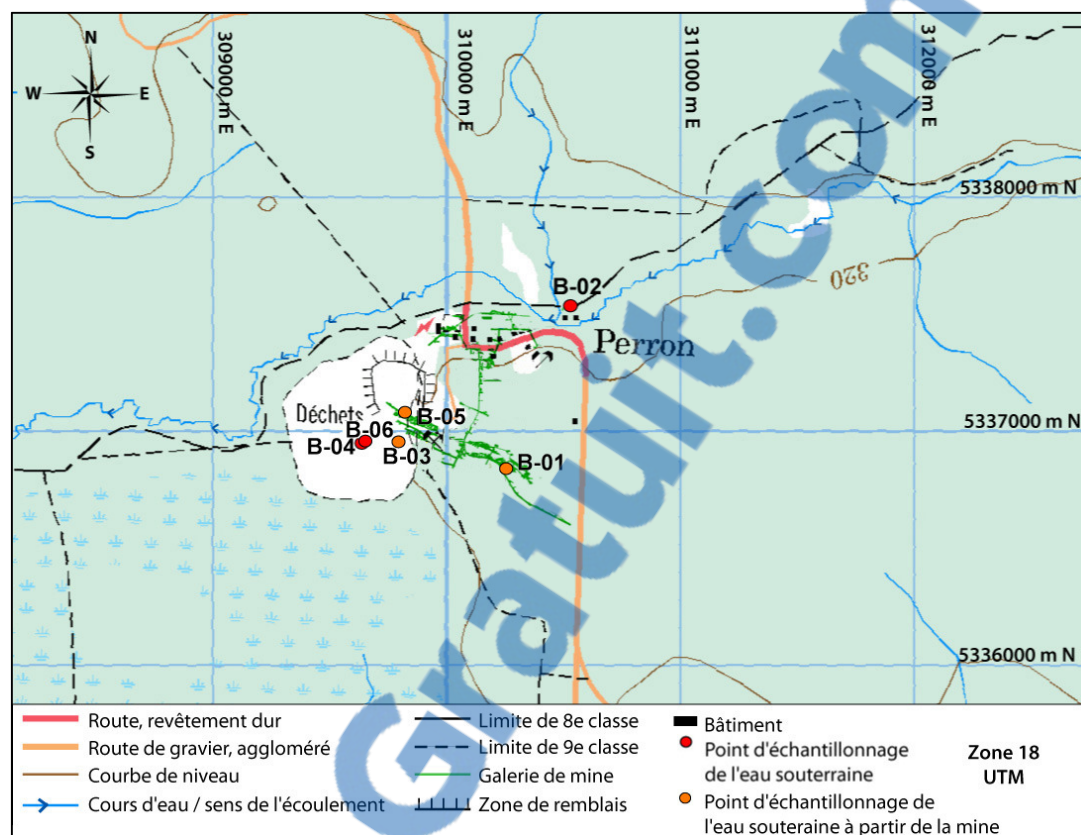
Figure 5.33 Intervalle de conductivité hydraulique estimé à chaque mine avec différentes méthodes (tableau 5.2); Les limites inférieure et supérieure d'une boîte sont respectivement la valeur minimale et la valeur maximale.

Les valeurs de conductivités hydrauliques moyennes estimées avec les formules analytiques (tableau 5.2) sont similaires d'un modèle à l'autre (figure 5.33). La valeur de K minimale est plus élevée pour le modèle de tunnel que pour les autres modèles. Pour le modèle de tunnel, les valeurs de K fluctuent moins à la mine CANMET car le débit varie moins au cours de l'année et il y a moins d'incertitudes sur L qu'aux autres mines. Ces résultats suggèrent que les massifs rocheux encaissant les mines ont une perméabilité semblable pour les trois mines. Pour les modèles basés sur l'équation du puits, les valeurs de K moyennes varient entre 1×10^{-9} m/s (mine Beaufor) et 4×10^{-9} m/s (mine Lac Herbin). Pour les modèles de tunnel, ces valeurs varient entre 2×10^{-9} m/s (mine Beaufor) et 5×10^{-9} m/s (mine Lac Herbin).

5.3 Caractérisation hydrogéochimique

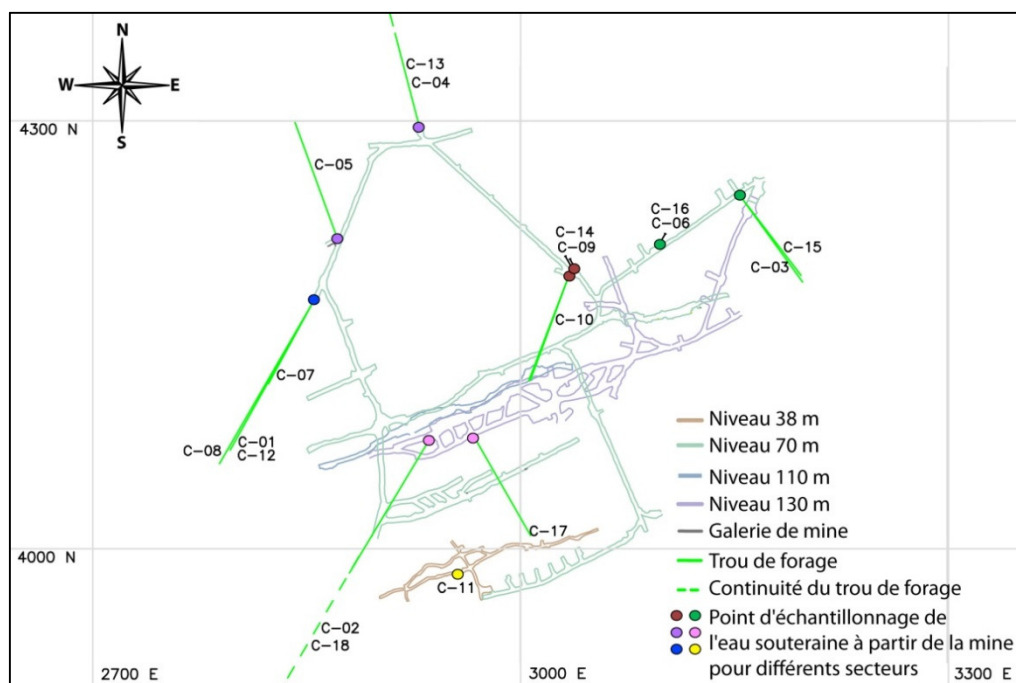
Cette section présente les caractéristiques hydrogéochimiques : les résultats d'analyses chimiques sont validés avec le bilan ionique (5.3.1) ; les anions et cations majeurs sont caractérisés à l'aide de différents types de diagrammes (5.3.2); des diagrammes binaires illustrent les relations entre différents paramètres (5.3.3) ; les indices de saturation calculés à l'aide du logiciel PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) permettent d'évaluer la saturation en minéraux particuliers (5.3.4) ; les isotopes stables ^{18}O et ^2H et le tritium donnent des indices sur l'origine de l'eau (5.3.5).

Tout d'abord, la localisation des échantillons prélevés dans les trois mines et à leur proximité est illustrée sur les cartes des figures 5.34, 5.35 et 5.36. Le type de station de prélèvement et ses caractéristiques spatiales sont indiqués dans les tableaux en dessous de chaque carte. Lorsqu'un échantillon d'eau provient d'un trou de forage, l'intervalle de la longueur est indiqué ainsi que la profondeur considérée (égale au milieu de l'intervalle) dans les graphiques suivants. Par exemple, à la figure 5.34, l'échantillon prélevé à 150 m de profondeur dont l'intervalle est « 0-150 » signifie que le forage est dirigé vers le haut et qu'il atteint la surface et à la figure 5.36 l'échantillon prélevé à 200 m de profondeur dont l'intervalle est « 200-446 » signifie que le forage est dirigé vers le bas et qu'il atteint 446 m de profondeur.



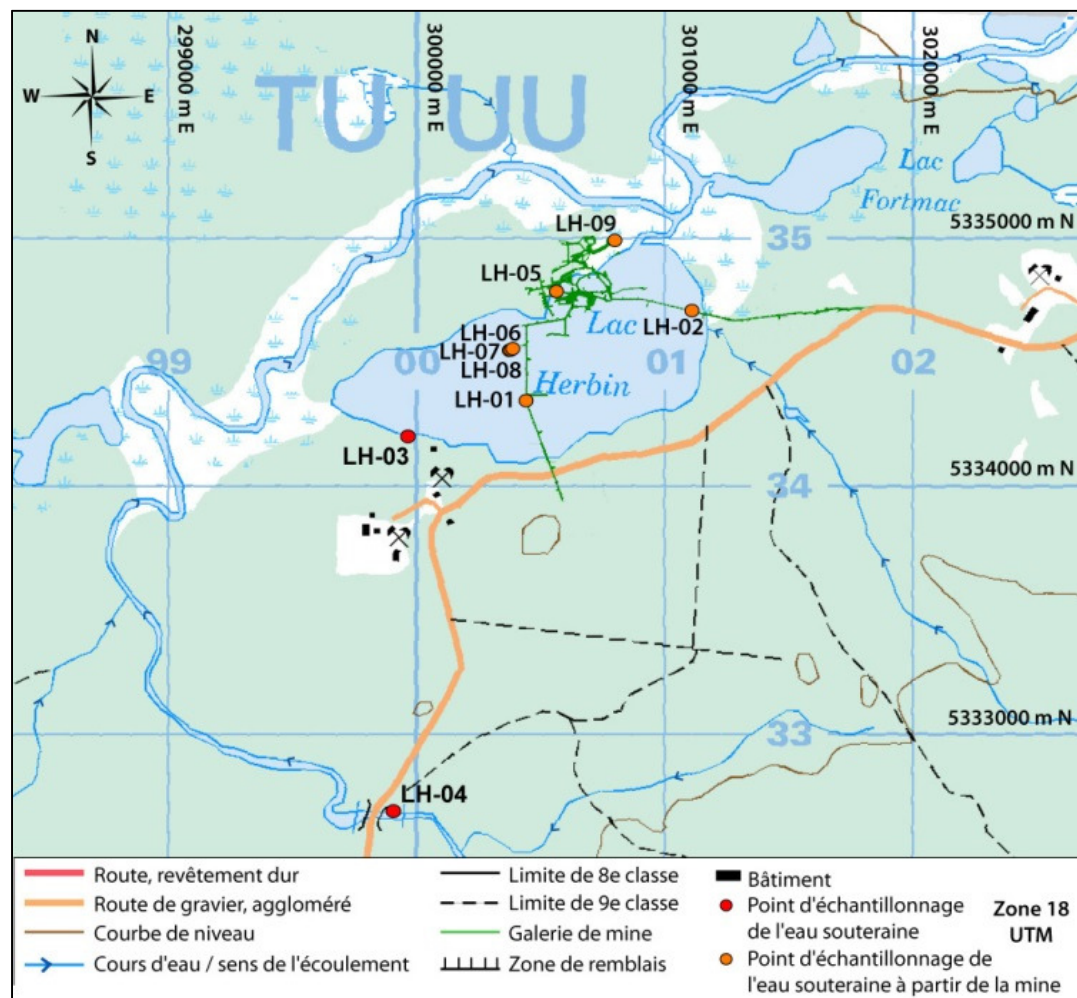
Mine	Niveau où l'eau est échantillonnée (m)	No. échantillon	Provenance de l'échantillon	Intervalle de profondeur (m)	Profondeur considérée (m)
Beaufor	Surface	B-02	Puits des citoyens	0 - 545	273
		B-04	Forage calibre NQ	0 - 153	77
		B-06	Forage calibre NQ	0 - 104	52
		B-06D	Forage calibre NQ	0 - 104	52
	31	B-03	Fracture	31	31
	150	B-01	Forage calibre BQ	0 - 150	75
175	B-05	Forage calibre BQ	0 - 175	88	

Figure 5.34: Localisation des échantillons d'eau souterraine à la mine Beaufor



Mine	Niveau où l'eau est échantillonnée (m)	No. échantillon	Provenance de l'échantillon	Intervalle de profondeur (m)	Profondeur considérée (m)
Canmet	38	C-11	Fracture	38	38
	70	C-01	Forage calibre BQ	70	70
		C-03	Forage calibre BQ	70	70
		C-04	Forage calibre BQ	0 - 70	35
		C-05	Forage calibre BQ	42 - 70	56
		C-06	Forage calibre BQ	70	70
		C-07	Forage calibre BQ	0 - 70	35
		C-08	Forage calibre BQ	22 - 70	46
		C-09	Forage calibre BQ	31 - 70	51
		C-09D	Forage calibre BQ	31 - 70	51
		C-10	Forage calibre BQ	51 - 70	61
		C-12	Forage calibre BQ	70	70
		C-13	Forage calibre BQ	0 - 70	35
		C-14	Forage calibre BQ	31 - 70	51
	C-15	Forage calibre BQ	30 - 70	50	
	C-16	Forage calibre BQ	70	70	
130	C-02	Forage calibre BQ	130	130	
	C-17	Forage calibre BQ	130	130	
	C-18	Forage calibre BQ	130	130	

Figure 5.35 : Localisation des échantillons d'eau souterraine à la mine CANMET, selon le système de coordonnées de la mine



Mine	Niveau où l'eau est échantillonnée (m)	No. échantillon	Provenance de l'échantillon	Intervalle de profondeur (m)	Profondeur considérée (m)
Lac Herbin	Surface	LH-03	Lac	0	0
		LH-04	Rivière	0	0
	Rampe	LH-02	Fracture	30	30
	170	LH-05	Fracture	170	170
	200	LH-01	Fracture	200	200
		LH-06	Forage calibre BQ	200 - 446	323
		LH-07	Forage calibre BQ	200 - 518	359
	220	LH-08	Forage calibre BQ	195 - 200	198
		LH-09	Forage calibre BQ	182 - 220	201
		LH-9-D	Forage calibre BQ	182 - 220	201

Figure 5.36 : Localisation des échantillons d'eau souterraine à la mine Lac Herbin



5.3.1 Validité des résultats

Les résultats des analyses chimiques (annexe D) sont validés à l'aide du principe de l'électroneutralité de l'eau. Selon ce principe, la somme des anions et des cations, en milliéquivalent par litre d'eau (meq/L), doit être égale à zéro. Les concentrations en milligrammes par litre d'eau (mg/L) obtenues du laboratoire sont converties en milliéquivalent (meq) en divisant la concentration (mg/L) par la masse équivalente de l'ion (Banton et Bangoy 1999).

L'erreur sur le bilan ionique se calcule ainsi :

$$B.I. (\%) = \left[\frac{\sum cations - \sum anions}{\sum cations + \sum anions} \right] \times 100 \quad (21)$$

L'analyse d'un échantillon est considérée valable si l'erreur sur le bilan ionique est inférieure à 5% (Freeze et Cherry, 1979). Sinon, l'analyse n'est pas considérée, sauf pour quelques types limités d'interprétation, ou elle est remise en question (Banton et Bangoy, 1999). Soit que l'analyse est incomplète ou il y a eu une erreur d'analyse. Il est possible que la filtration ait contaminé l'échantillon ou que l'entreposage des échantillons ait endommagé les échantillons. Si l'analyse est valide, la différence entre les anions et les cations peut être dû à une phase gazeuse dissoute (CO₂).

La figure 5.37 illustre le pourcentage d'erreur sur le bilan ionique des échantillons. Seulement 10 échantillons (28%) respectent ce critère de 5% d'erreur de B.I., pour 17 échantillons (57%) l'erreur varie entre 5 et 10%, pour 6

échantillons (17%) elle varie entre 10 et 15%, puis pour 3 échantillons (8%) elle dépasse 15%.

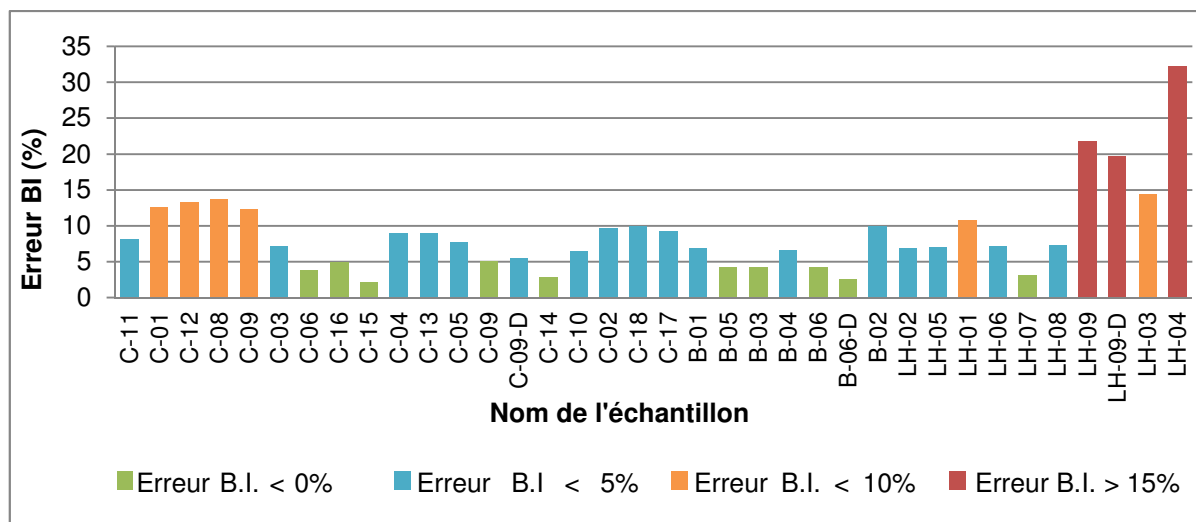


Figure 5.37 : Erreur de bilan ionique (%) par échantillon

Les erreurs de bilan ionique sont semblables à l'intérieur d'un secteur, par exemple dans le secteur MYL au niveau 70 à la mine CANMET, tous les échantillons ont des erreurs dépassant légèrement 10%. Dans ce secteur, la station 01 a été échantillonnée en 2011 (C-01) et 2012 (C-12) et les résultats sont très semblables d'une année à l'autre. D'autre part, l'échantillon LH-09 et son duplicata ont des résultats d'analyse semblables. Ces deux derniers points suggèrent que les erreurs de bilan ionique ne sont pas dues à des erreurs d'analyse en laboratoire. Comme toutes les erreurs sont positives, il est possible qu'un anion majeur n'ait pas été analysé ou que le HCO_3^- ait été sous-évalué. Malgré les erreurs de bilan ionique, tous les échantillons sont conservés pour les analyses puisque les anions majeurs sont présents. Pour les échantillons ayant un dépassement à la mine CANMET, il manquerait 8 à 17 mg/L d'un anion pour que

le bilan ionique atteint 10%. Pour les échantillons LH-01, LH-03, LH-04, LH-09 et LH-09D, il manquerait respectivement 3 mg/L, 5 mg/L, 10 mg/L, 20 mg/L et 16 mg/L d'un anion pour atteindre cette valeur.

5.3.2 Caractérisation des anions et cations majeurs

Le diagramme de Piper représente les types d'eau en fonction de la distribution des ions majeurs en solution (en %meq/L). Il est composé de deux triangles où est inscrit respectivement le pourcentage des cations majeurs (Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, et Mg^{2+}) et des anions majeurs (Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-), et d'un losange où la distribution des ions majeurs est indiquée. La figure 5.38 illustre la faible variabilité entre les échantillons prélevés aux même endroit en 2011 et 2012 à la mine CANMET.

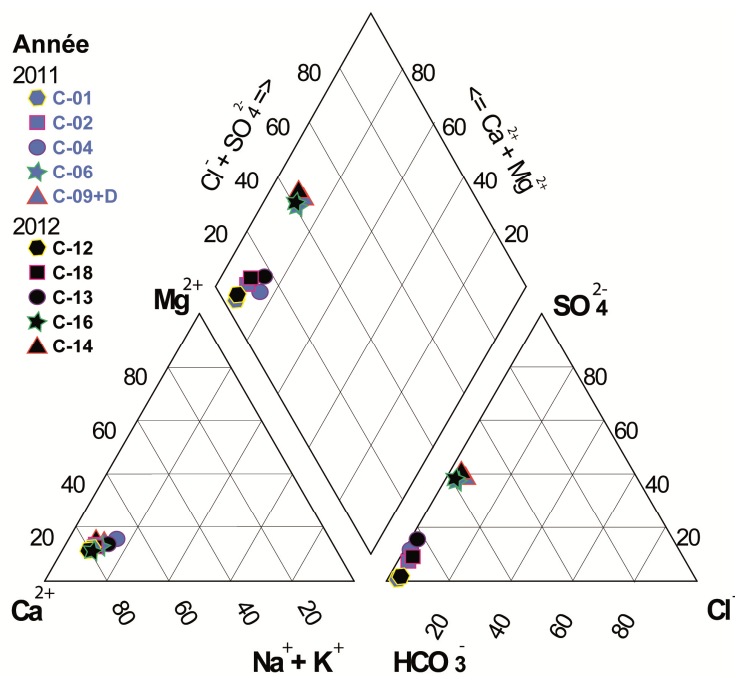


Figure 5.38 : Faible variabilité à l'échelle locale entre 2011 et 2012 à la mine CANMET

La figure 5.39 illustre les types d'eau échantillonnés dans les trois mines à l'étude en fonction de la profondeur considérée (B. Gagné et al., 2012b; 2013a; 2013b; 2013c). L'échantillon de la rivière Bourlamaque et celui du Lac Herbin contiennent peu de bicarbonate et ils sont riches en sulfates en raison des résidus miniers, principalement en provenance du site de l'ancienne mine Manitou (Berryman et Jalbert, 2004). Les échantillons prélevés à une profondeur variant de 0 à 195 m sont de type bicarbonaté calcique. Ceux prélevés de 195 m à 250 m de profondeur sont de type bicarbonaté sodique et potassique, les échantillons présentant une erreur de bilan ionique sont plus riches en chlorures et en sulfates. De 251 m à 300 m de profondeur, il n'y a que l'échantillon provenant du puits des

citoyens qui est de type bicarbonaté calcique, mais celui-ci est en contact avec les eaux de surface. À des profondeurs supérieures à 300 m les eaux sont de type chloruré sodique et potassique.

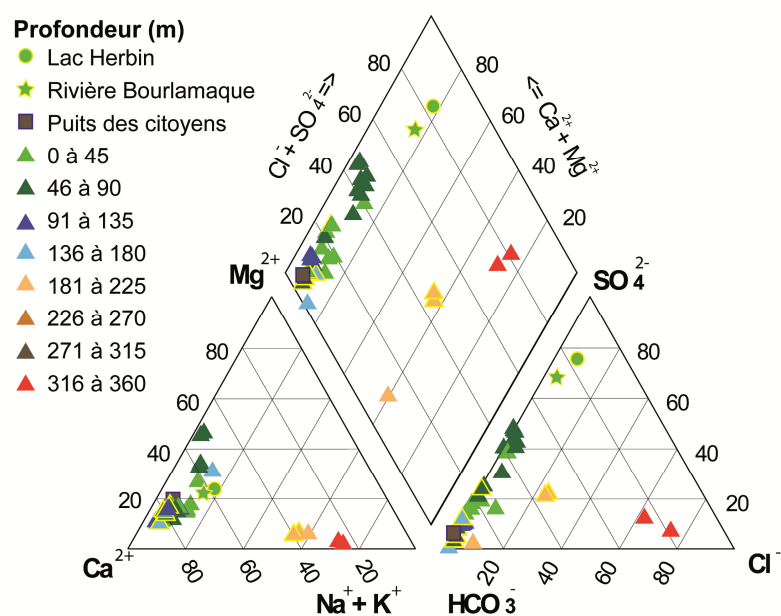


Figure 5.39 : Diagramme de Piper illustrant la variabilité des types d'eau selon la profondeur à la mine Beaufor, CANMET et Lac Herbin; Les échantillons ayant une erreur de bilan ionique supérieure à 10% sont représentés par des symboles ayant un contour jaune.

Les échantillons d'eau prélevés vers l'est de la mine Beaufor sont plus riches en calcium et les échantillons à l'ouest (B-04 et B-06) contiennent davantage de magnésium. Les échantillons à l'est sont près des roches andésitiques, mais les forages sont à l'intérieur de l'unité de granodiorite. Il est

possible que les échanges de l'eau avec l'andésite soit la cause des plus grandes concentrations en magnésium dans le secteur est.

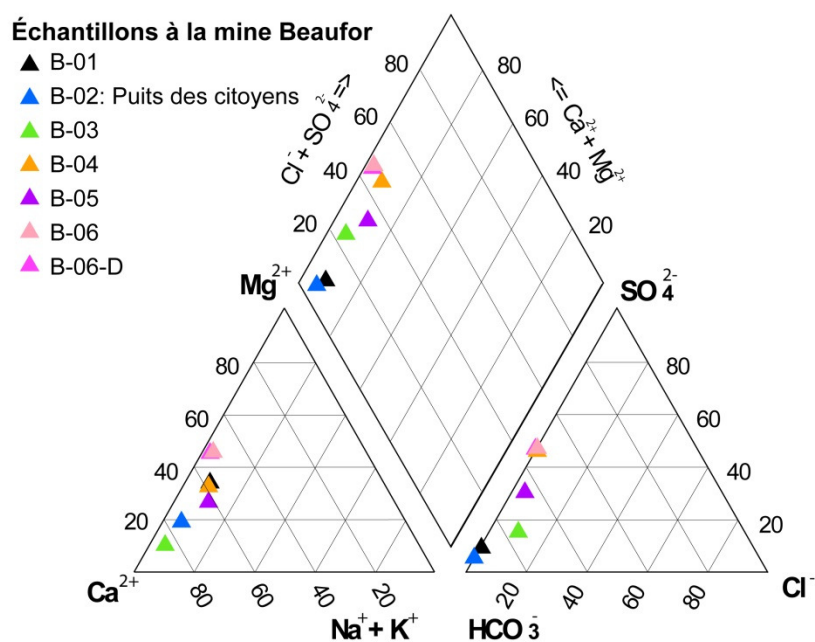


Figure 5.40 : Diagramme de Piper illustrant la variabilité de l'hydrogéochimie par secteur à la mine Beaufor.

À la mine CANMET, on observe des variations de la chimie de l'eau dans le secteur à l'est (symboles rouges et verts; figure 5.41), ces eaux contiennent plus de sulfates. Les échantillons représentés par des symboles bleus ont tous une erreur de bilan ionique dépassant 10%.

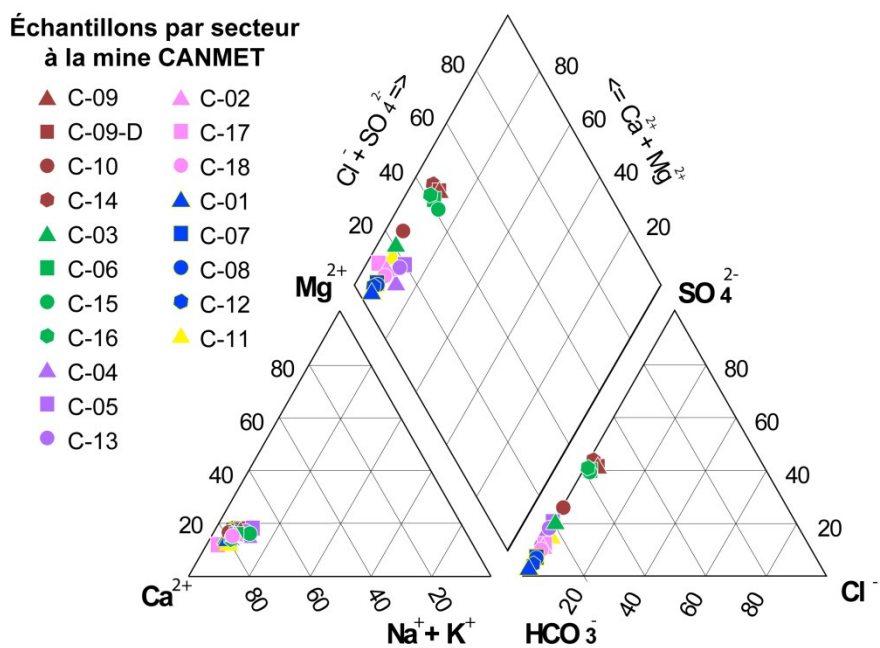


Figure 5.41 : Diagramme de Piper illustrant la variabilité de l'hydrogéochimie par secteur à la mine CANMET, chaque couleur fait référence à un secteur.

La chimie des échantillons de la mine Lac Herbin est plus diversifiée qu'aux autres mines car les échantillons ont pu être prélevés à différentes profondeurs (figure 5.42).

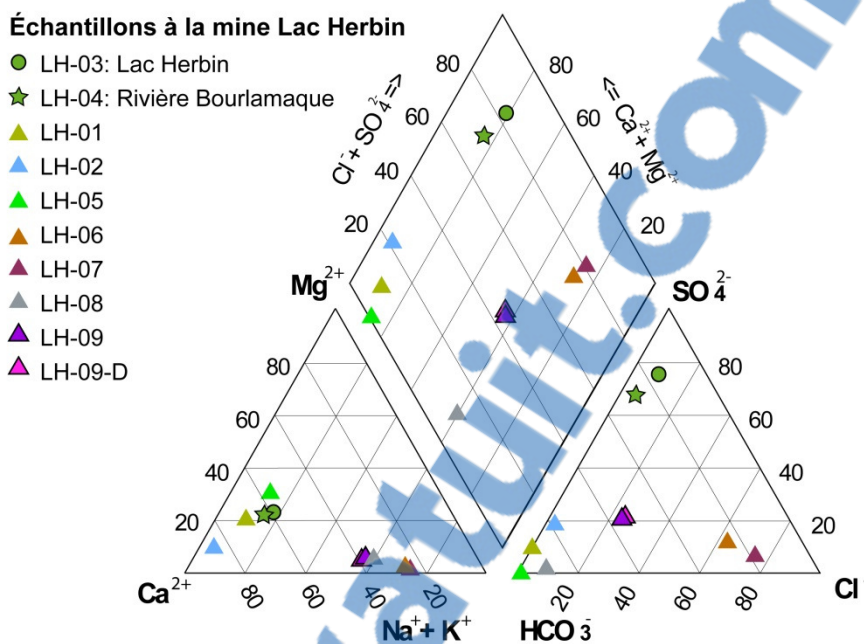


Figure 5.42 : Diagramme de Piper illustrant les échantillons de à la mine Lac Herbin; Les échantillons ayant un symbole avec un contour noir (LH-03, LH-04, LH-09 et LH-09-D) ont une erreur de bilan ionique dépassant 10%.

Les diagrammes de boîtes à moustaches (figure 5.43) illustrent les concentrations des ions majeurs aux trois mines. Pour tous les paramètres, à l'exception des chlorures (Cl^-), du potassium (K^+), et du sodium (Na^+), les concentrations médianes sont plus élevées à la mine Beaufor et elles sont les plus faibles à la mine Lac Herbin. Certains paramètres varient beaucoup à l'intérieur d'une mine, même si les mines sont toutes dans la même unité lithologique.

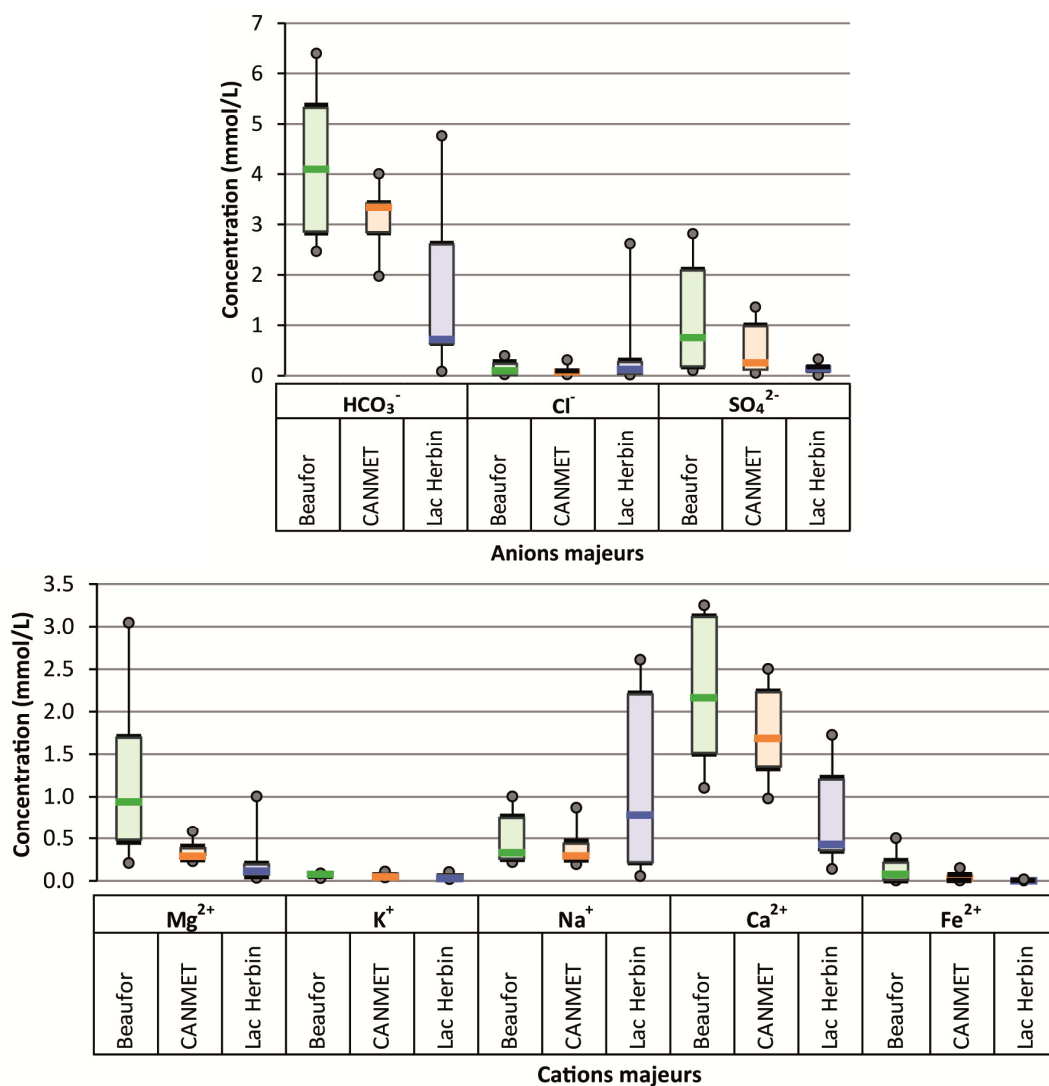


Figure 5.43 : Concentration des ions majeurs (mmol/L) pour chaque mine;
 Beaufor : n = 6, CANMET : n = 18, Lac Herbin : n = 9

La mine Lac Herbin présente la plus grande variabilité parmi les échantillons et c'est à cette mine que des échantillons ont été prélevés aux profondeurs les plus variées. Des échantillons ont pu être prélevés dans 5 des 18 niveaux existants de la mine. Les diagrammes de la figure 5.44 présentent les

concentrations des ions majeurs de la mine Lac Herbin en fonction de la profondeur.

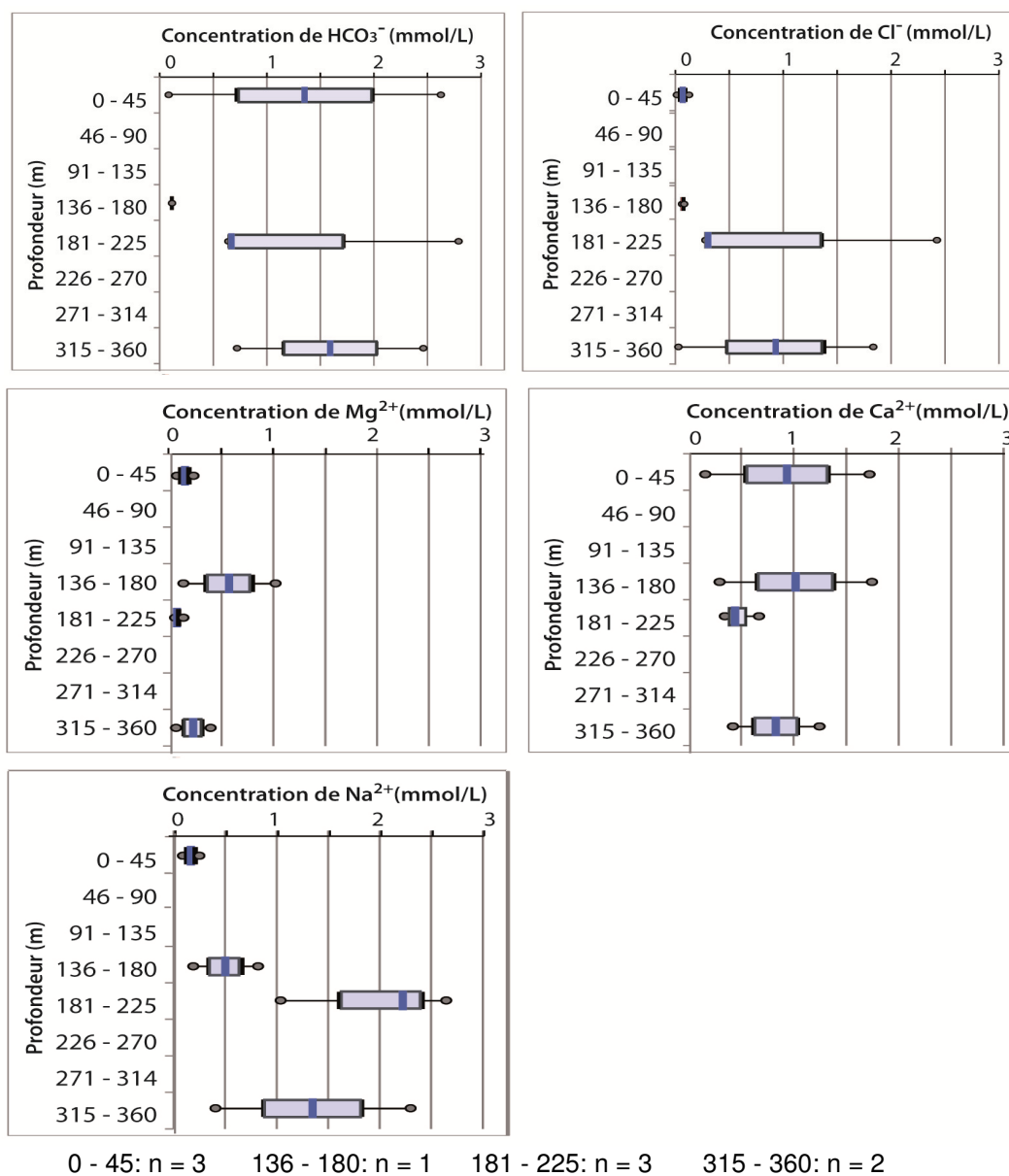


Figure 5.44 : Concentration des ions majeurs (mmol/L) selon la profondeur à la mine Lac Herbin



À la mine Lac Herbin, les concentrations minimales de HCO_3^- et de Ca^{2+} augmentent avec la profondeur, mais les concentrations maximales sont plus élevées à la surface et pour ces ions, l'intervalle des concentrations varie davantage plus près de la surface. L'intervalle des concentrations de Cl^- et de Na^{2+} est plus élevée à partir des profondeurs allant de 181 à 225 m. Le magnésium (Mg^{2+}) est relativement stable avec la profondeur. Les concentrations minimales de K^+ augmentent avec la profondeur mais les concentrations maximales se situent entre 136 et 225 m de profondeur.

À la mine Lac Herbin, le pH augmente avec la profondeur, mais contrairement à ce que l'on pourrait attendre pour l'ensemble des sites, le total des solides dissous (TSD) ne semble pas avoir de relation avec la profondeur (figure 5.45).

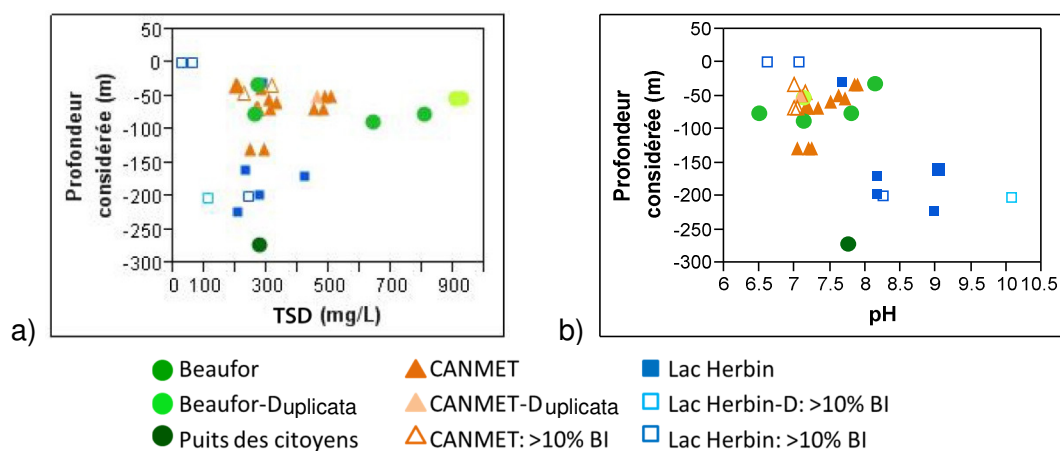


Figure 5.45 :a) Aucune relation entre la profondeur et le TSD, b) Diminution du pH avec l'augmentation de la profondeur

5.3.3 Corrélation entre les éléments (diagrammes binaires)

Les relations de différents éléments avec les bicarbonates, le calcium, le magnésium et l'aluminium sont représentées sur des diagrammes binaires.

Relations avec les bicarbonates

Lorsqu'il y a de l'aluminium ou des chlorures dans l'eau il y a peu de bicarbonates (figure 5.46 a et b). Il y a une corrélation positive entre HCO_3^- et Mg^{2+} (figure 5.46 c). La concentration des bicarbonates diminue lorsque le pH augmente (figure 5.46 d).

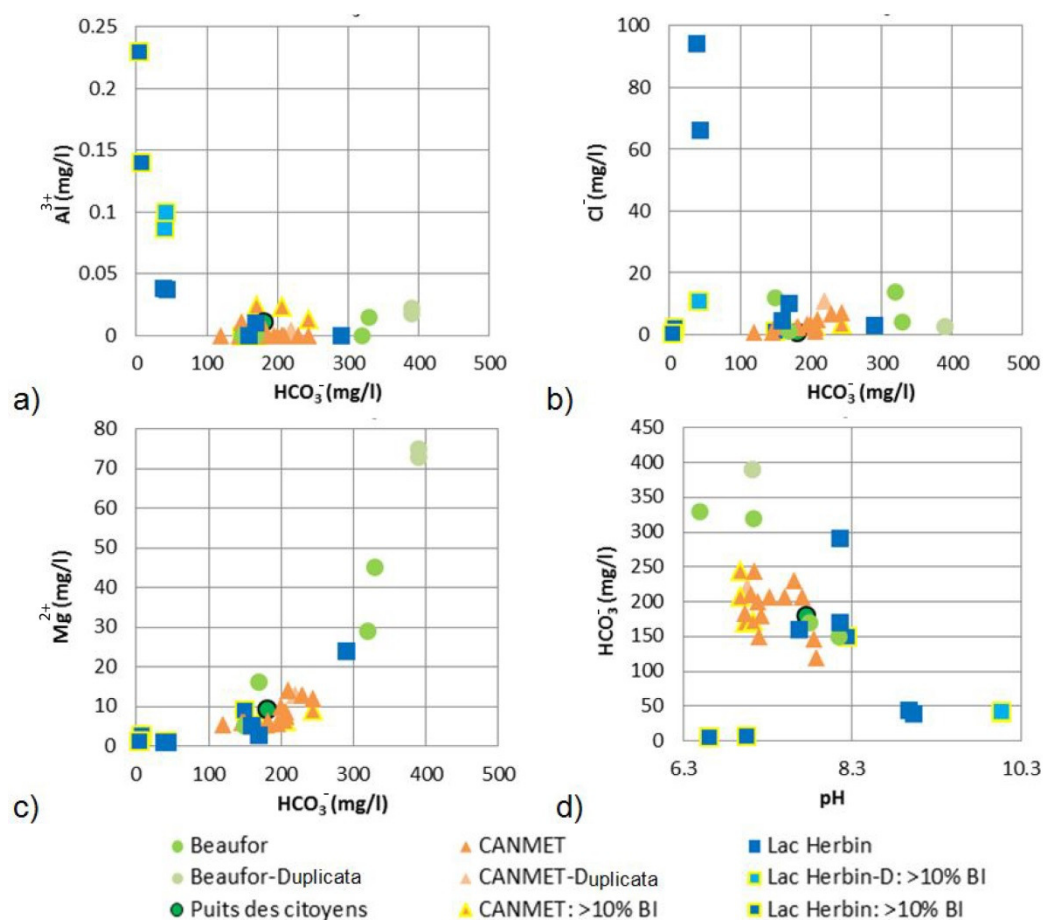


Figure 5.46 : Relation entre les bicarbonates et a) l'aluminium, b) les chlorures, c) le magnésium, d) le pH

Relations avec le calcium

On observe une corrélation positive entre le calcium (Ca^{2+}) et les paramètres suivants : bicarbonates (HCO_3^-), manganèse (Mn^{2+}), magnésium (Mg^{2+}) et sulfates (SO_4^{2-}) (figure 5.47). La relation entre Ca^{2+} et HCO_3^- peut être expliquée par la dissolution de la calcite (CaCO_3) tel que défini par l'équation suivante :

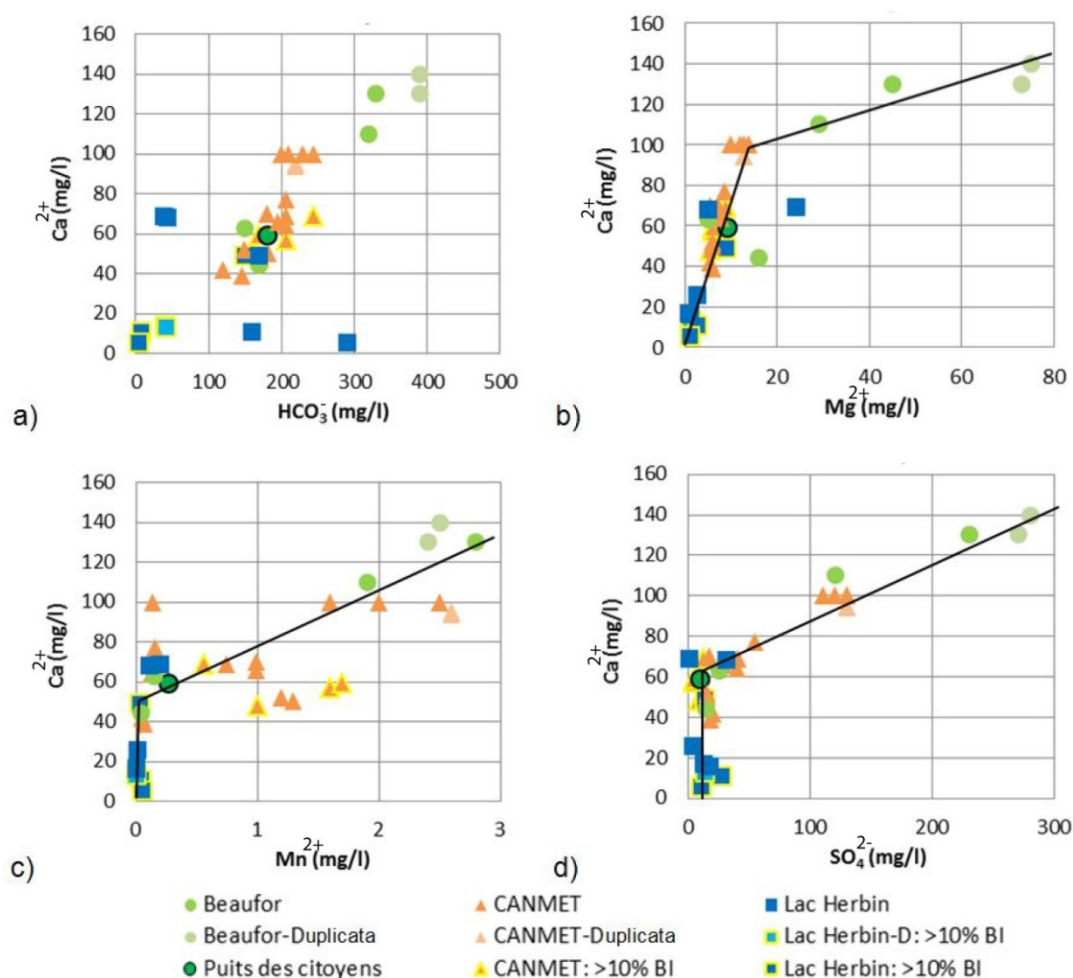
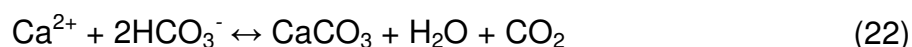


Figure 5.47 : Relation entre le calcium et a) les bicarbonates, b) le magnésium, c) le manganèse, d) les sulfates; les droites représentent deux comportements différents

Relations avec l'aluminium

L'aluminium n'est présent que lorsqu'il n'y a pas ou peu de calcium, de magnésium ou de sulfate en solution (figure 5.49).

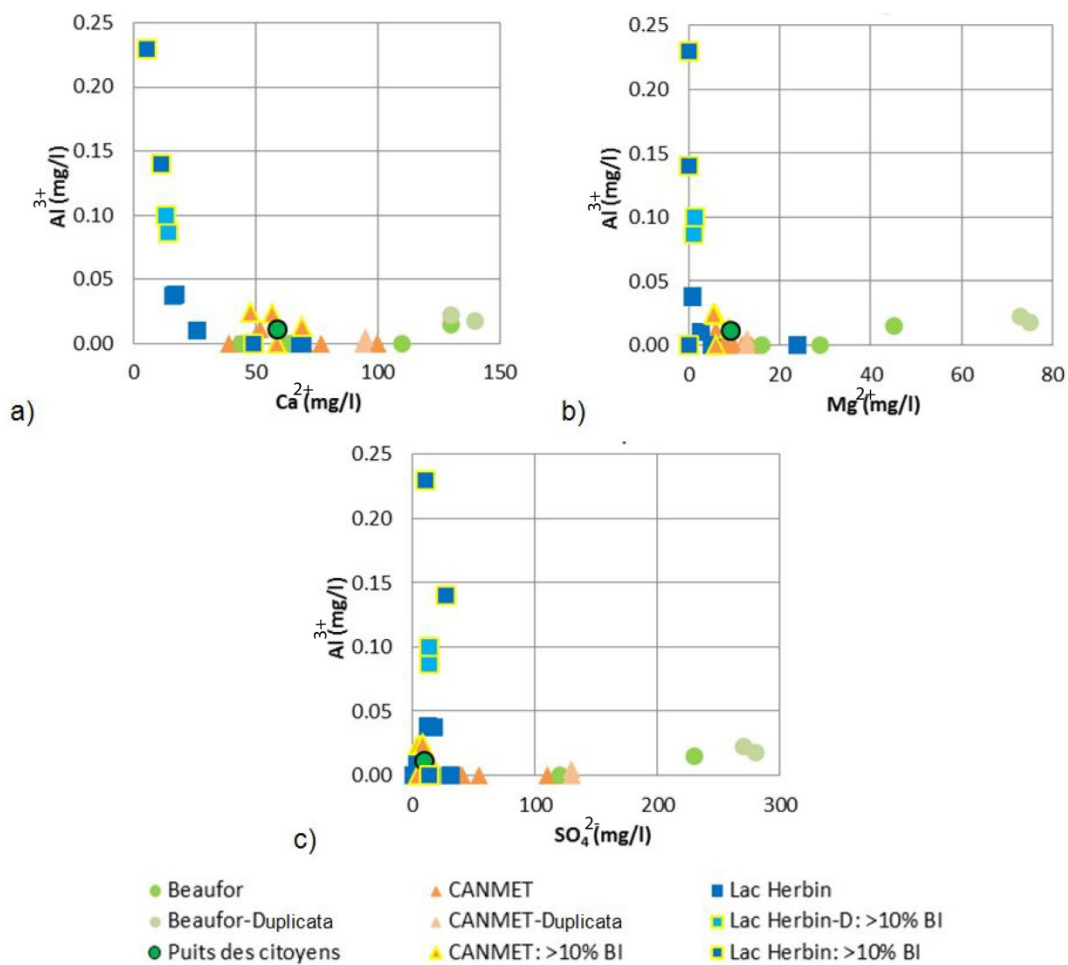


Figure 5.49 : Relation entre l'aluminium et a) le calcium, b) le magnésium, c) les sulfates

5.3.4 Indices de saturations

Les indices de saturation des carbonates, des oxydes de fer, des hydroxydes de fer, des silicates, de l'aluminosilicate et de l'alunite sont représentés à différents valeurs de pH et de profondeur pour les 3 mines à l'étude.

Indice de saturation des carbonates

L'indice de saturation de la calcite (CaCO_3), de l'aragonite (CaCO_3) et de la dolomie ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) passe de sous saturé à la surface à légèrement saturé à des profondeurs supérieures à 150m (figure 5.50). Bien que la calcite et l'aragonite aient la même formule chimique, elles ont une valeur différente de constante du produit de solubilité, soit respectivement 8,48 et 8,34. L'aragonite est donc plus soluble que la calcite. Pour les échantillons de cette étude, l'indice de saturation de ces minéraux est généralement inférieur à celui des échantillons prélevés à de plus grandes profondeurs, cependant près de la surface, les échantillons B-03, C-05, C-15 et LH-02 ont un indice de saturation supérieur à 0 pour la calcite et l'aragonite. Pour la dolomite, parmi les échantillons récoltés près de la surface, il n'y a que l'échantillon B-03 qui est saturé. Leur indice de saturation augmente aussi avec une augmentation de pH, la figure 5.50 présente l'exemple de la calcite.

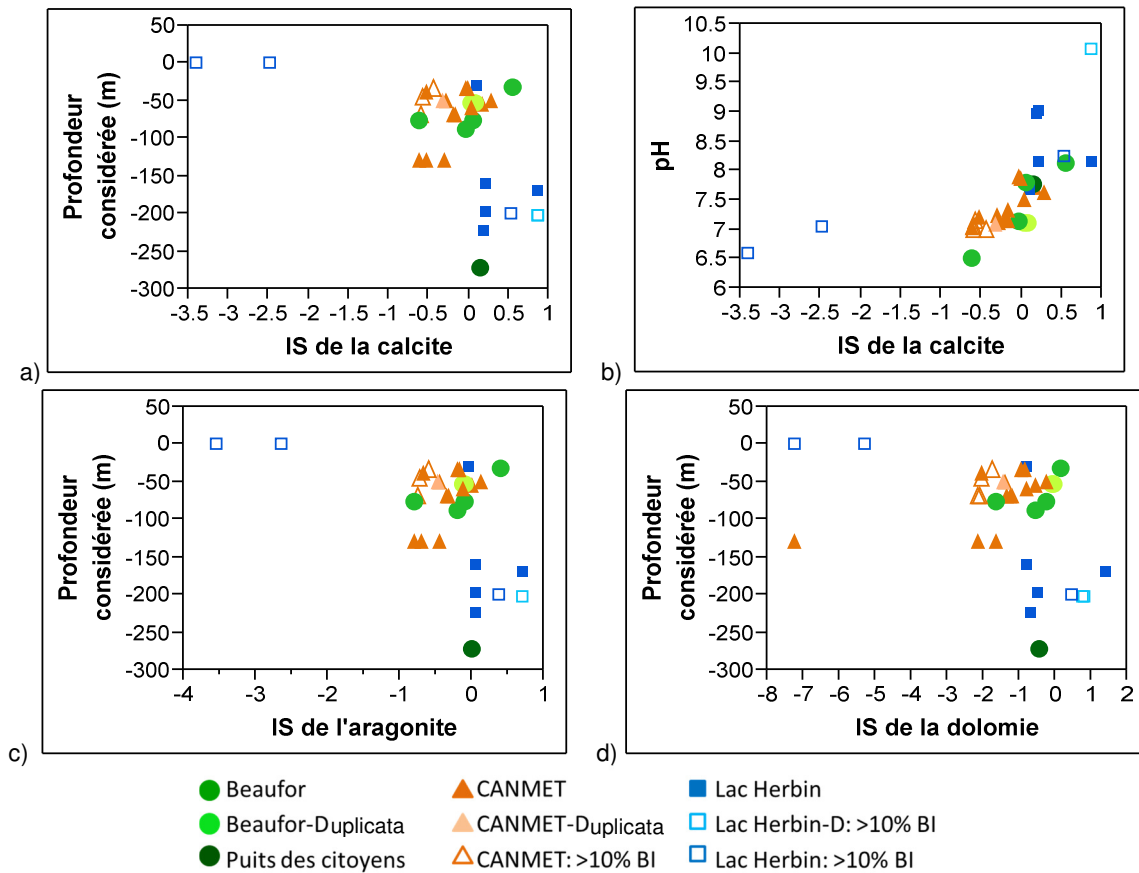


Figure 5.50 : a) Indice de saturation de la calcite vs la profondeur; b) Indice de saturation de la calcite vs le pH; c) Indice de saturation de l'aragonite vs la profondeur; d) Indice de saturation de la dolomite vs la profondeur. n = 36/36

Indice de saturation des oxydes et hydroxydes de fer

Parmi les 36 échantillons, 21 sont saturés en oxyde et hydroxyde de fer : $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$, goethite($\text{FeO}(\text{OH})$) et hématite(Fe_2O_3). L'indice de saturation de ces minéraux ne semble pas augmenter en fonction de la profondeur (p. ex : figure 5.51 d) mais l'indice augmente avec une augmentation de pH (figure 5.51 a, b et c). D'ailleurs, à la mine CANMET pour les stations d'échantillonnage présentes dans ces graphiques, des oxydes et hydroxydes de fer sont visibles sur les parois et dans les galeries où les valves sont continuellement ouvertes (figure 5.52).

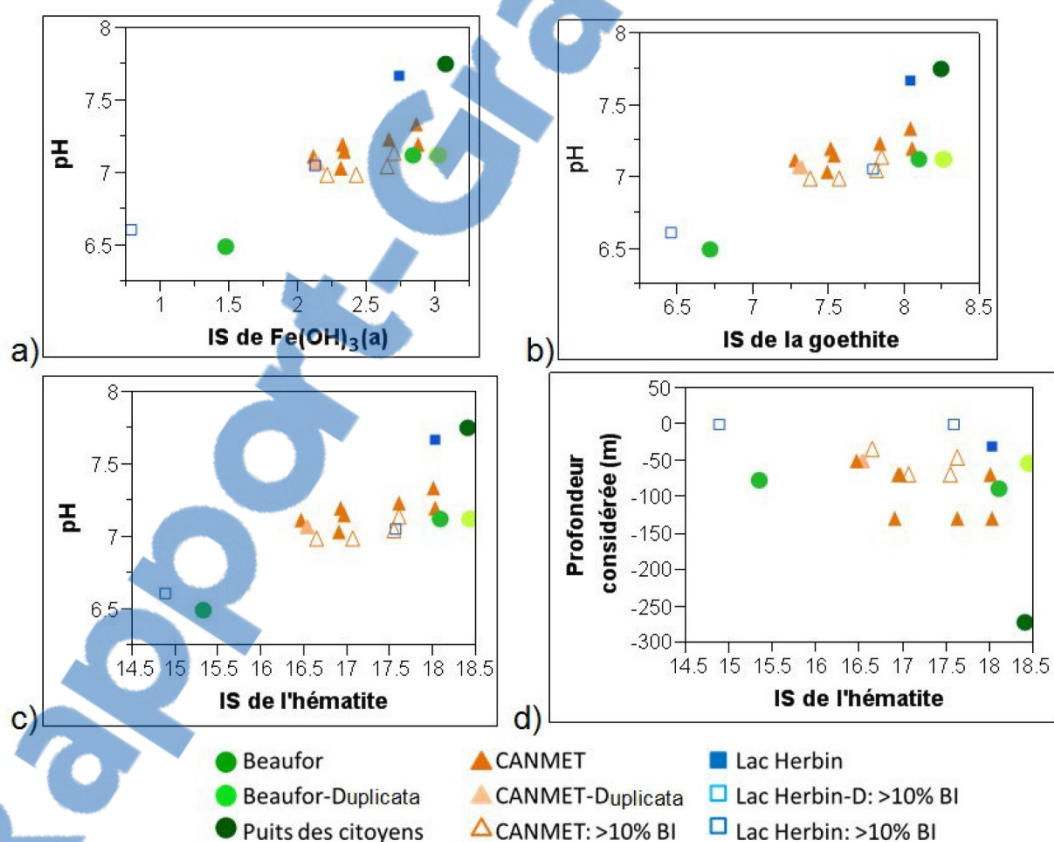


Figure 5.51 : a) Indice de saturation de $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$ vs le pH; b) Indice de saturation de la goethite vs le pH; c) Indice de saturation de l'hématite vs le pH; d) Indice de saturation de l'hématite vs la profondeur. n = 21/36



Figure 5.52 : Station d'échantillonnage (échantillon C-17) où il y a des oxydes et hydroxydes de fer visibles sur la paroi et sur le sol.

Indice de saturation des silicates

L'indice de saturation de la montmorillonite calcique ($\text{Ca}_{0,165}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), de l'illite ($\text{K}_{0,6}\text{Mg}_{0,25}\text{Al}_{2,3}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), de la kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) et des micas potassiques ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) diminue avec la profondeur et augmente avec le pH (figure 5.53). Les échantillons ayant un pH inférieur à 9 sont saturés en illite et en montmorillonite calcique, ceci correspond à 15 échantillons sur un total de 36.

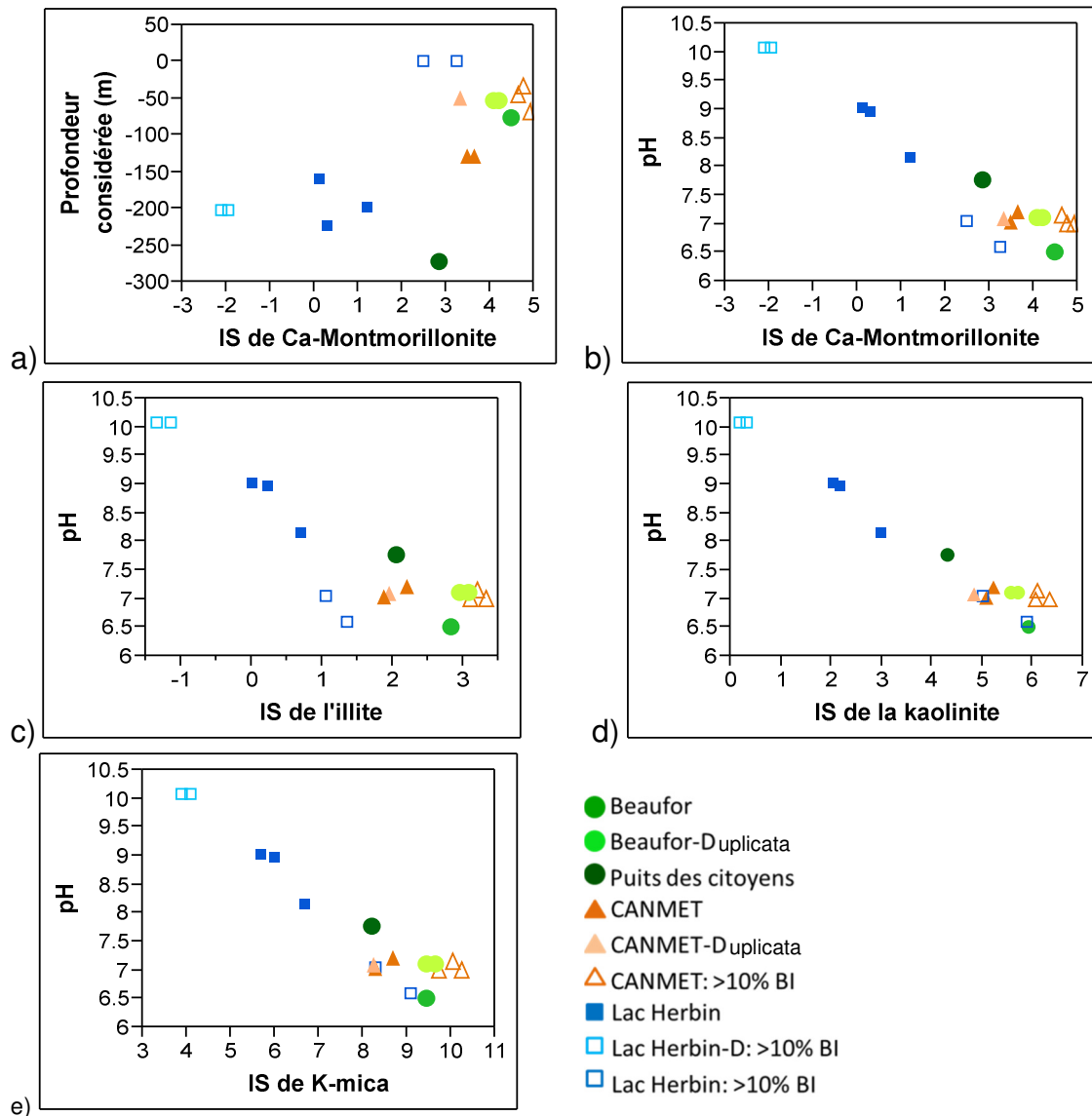


Figure 5.53 : a) Indice de saturation de Ca-Montmorillonite vs la profondeur; b) indice de saturation de Ca-Montmorillonite vs le pH; c) indice de saturation de l'illite vs le pH; d) indice de saturation de la kaolinite vs le pH; e) indice de saturation de K-mica vs le pH. n = 17/36

L'indice de saturation du talc ($Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$) est proportionnel à l'augmentation du pH et l'indice de saturation du quartz (SiO_2) est inversement

proportionnel à l'augmentation du pH sauf pour 2 échantillons qui sont sous-saturés à un pH faible (figure 5.54).

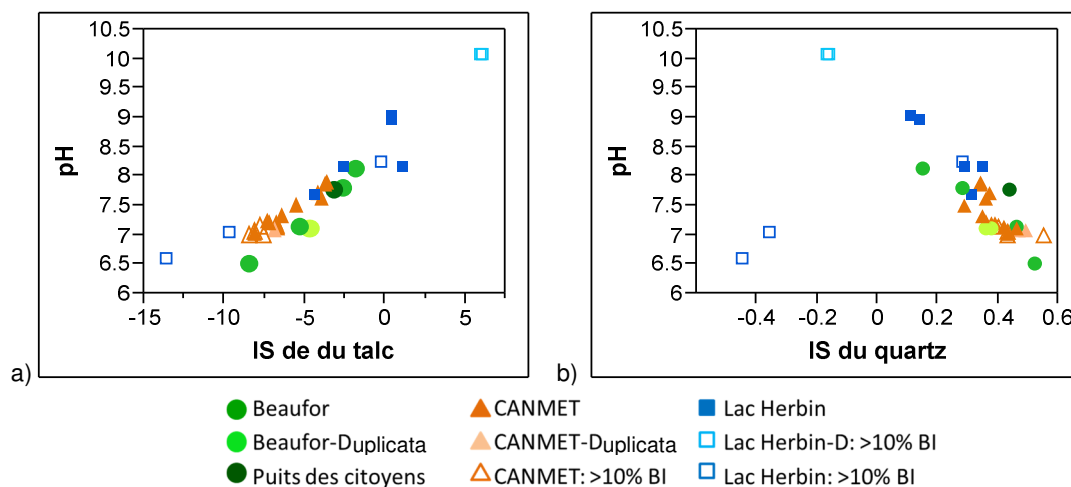


Figure 5.54 : a) Indice de saturation du talc vs le pH; b) Indice de saturation du quartz vs le pH. n = 36/36

Indice de saturation de l'aluminosilicate : $Al(OH)_3$

L'indice de saturation de $Al(OH)_3$ diminue avec une augmentation de la profondeur et du pH (figure 5.55).

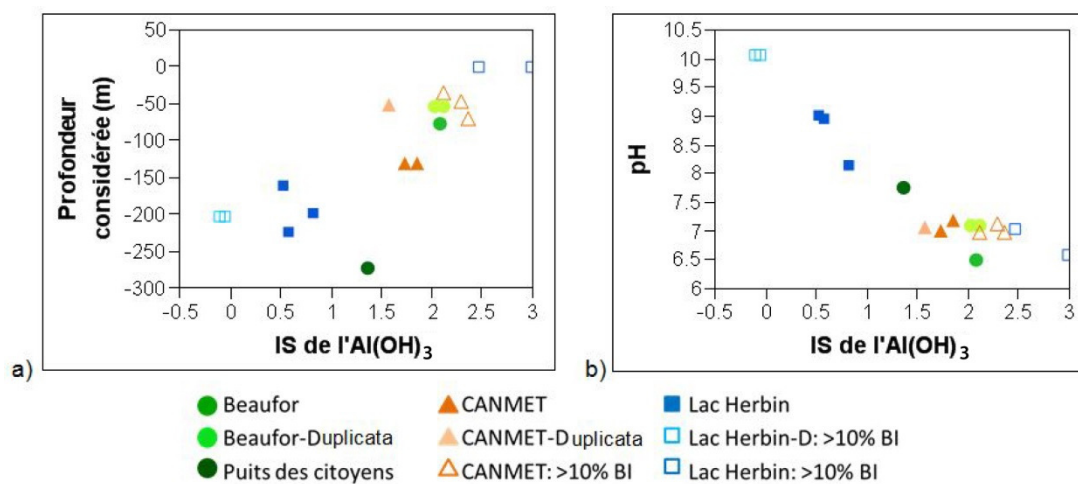


Figure 5.55 : a) Indice de saturation de $Al(OH)_3$ vs la profondeur; b) Indice de saturation de $Al(OH)_3$ vs le pH. n = 17/36

Indice de saturation d'un sulfate : alunite

L'indice de saturation de l'alunite ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) diminue avec une augmentation de la profondeur et du pH (figure 5.56). Les échantillons saturés sont près de la surface (< 70 m).

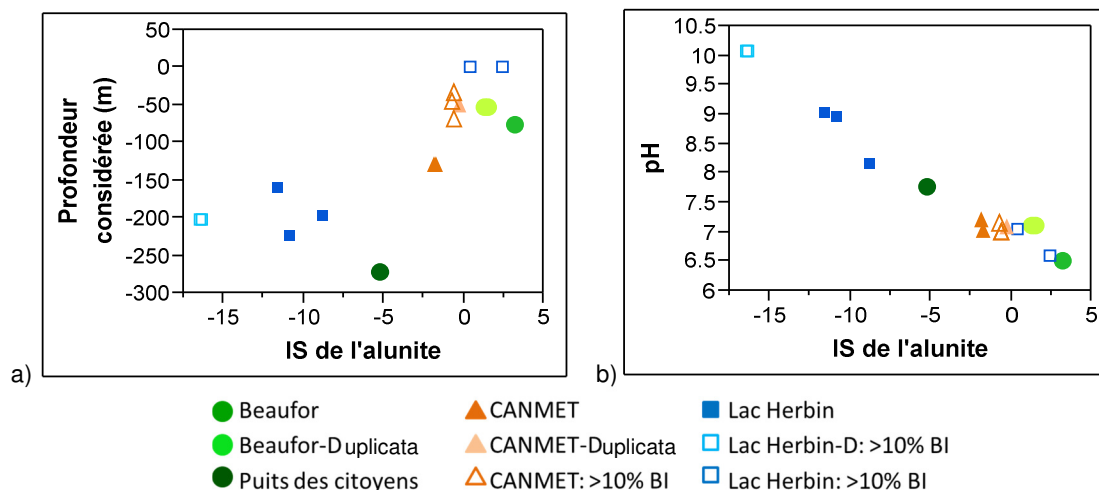


Figure 5.56 : Indice de saturation de l'alunite vs la profondeur; b) Indice de saturation de l'alunite vs le pH. n = 17/36

5.3.5 Isotopes de l'eau

Les isotopes stables de l'eau, soit les ^{18}O et 2H , puis le tritium sont utilisés pour dater l'eau et identifier les sources potentielles.

Isotopes stables de l'eau : ^{18}O et 2H

Les isotopes stables ^{18}O et 2H présents dans les précipitations ont une signature isotopique unique. Leur concentration varie en fonction de la distance à un océan, de l'altitude, de la latitude, de la température et de la saison. La composition isotopique de l'eau permet d'identifier les sources potentielles de l'eau souterraine, soit à partir de l'eau de mer, de l'eau de fonte glaciaire, de l'eau de

formation ou de l'eau de précipitation. Ils peuvent aussi être utilisés pour déterminer si l'eau souterraine a été rechargée lors d'un climat froid ou chaud, puis de déterminer si l'eau a été affectée par des phénomènes météorologiques secondaires tels l'évaporation ou des interactions eau-roche (Simpkins, 1995).

Les résultats d'analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) proviennent du Laboratoire d'analyses des isotopes stables légers du Centre GEOTOP-UQAM. Les données brutes des isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) sont corrigées à l'aide d'une droite de calibration construite par le laboratoire d'analyses avec deux matériaux de références ($\delta^{18}\text{O}=-6.71\text{‰}$ & -20.31‰ ; $\delta^2\text{H}=-51.0\text{‰}$ & -155.4‰). Un troisième matériel de référence est utilisé pour chacun des isotopes afin de s'assurer de l'exactitude de la calibration ($\delta^{18}\text{O}=-13,98\text{‰}$ & $\delta^2\text{H}=-99,9\text{‰}$). Ce matériel interne est normalisé sur l'échelle VSMOW / SLAP (*Vienna Standard Mean Ocean Water/ Standard Light Antarctic Precipitation*). Les valeurs sont obtenues avec l'équation suivante, tirée de Clark et Fritz (1997):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{échantillon}} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} - 1 \right] * 1000\text{‰ VSMOW} \quad (23)$$

Une valeur négative ou positive de δ indique respectivement un appauvrissement ou un enrichissement dans l'échantillon de l'isotope lourd par rapport à celui du standard. La droite des eaux météoriques globales (DEMG) est : $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ (Clark et Fritz, 1997) et celle pour la région d'Amos (DEMA) est : $\delta D = 7,8\delta^{18}\text{O} + 9,3$ (Castelli, 2012).

Les résultats obtenus des analyses isotopiques pour $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des 21 échantillons analysés en provenance des trois mines à l'étude sont présentés à la figure 5.57. Tous les échantillons sont appauvris en ^2H par rapport à la référence. Les échantillons de surface sont plus appauvris en isotopes lourds que les échantillons prélevés plus en profondeur (figure 5.58).

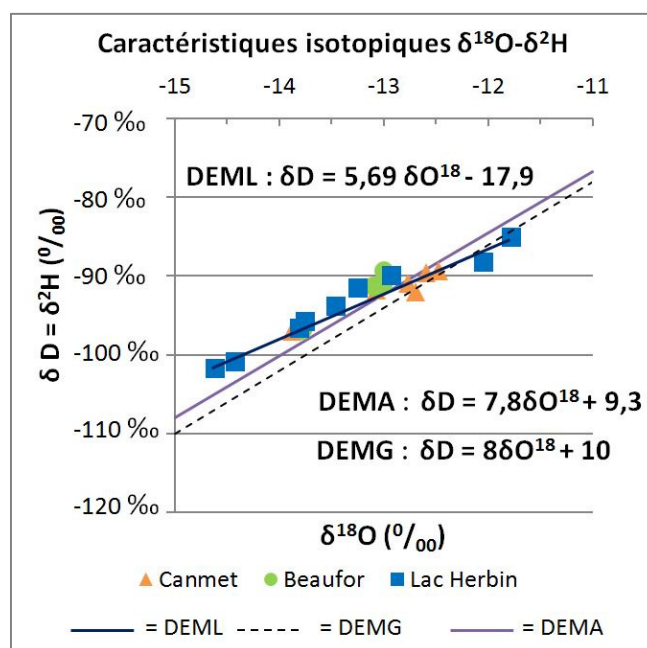


Figure 5.57 : Caractérisation isotopique $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des 21 échantillons analysés.
DEML = Droite des eaux météoriques locale

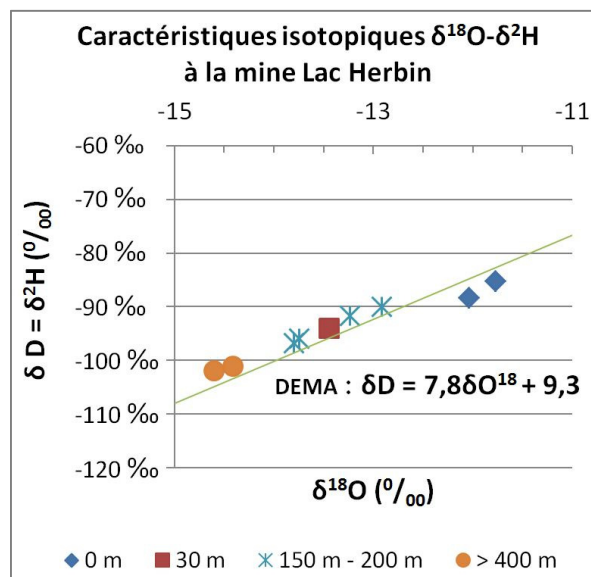


Figure 5.58 : Caractérisation isotopique $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des 9 échantillons analysés provenant de diverses profondeurs à la mine Lac Herbin.

Tritium

Le tritium (^3H) est un isotope radioactif présent dans l'atmosphère et ayant une demi-vie de 12,43 ans (Unterweger et al., 1980). De 1951 à 1976, les essais nucléaires ont libéré beaucoup de tritium dans l'atmosphère, laissant un signal permettant de dater l'eau rechargée après 1952. Les concentrations de tritium présentes dans les précipitations sont mesurées mensuellement par le réseau mondial de stations coordonnée par l'Agence Internationale pour l'Énergie Atomique (AIEA); ces concentrations sont mesurées à la station d'Ottawa depuis 1953 (figure 5.59, tirée de Castelli, 2012). Celles-ci augmentent à partir de 1953, la valeur maximale est atteinte en 1963, par la suite elles diminuent jusqu'en 1992 où elles se stabilisent. Les valeurs de tritium dans les précipitations varient avec les saisons, ce qui complique les interprétations; en effet elles sont plus faibles à

l'hiver et plus grandes au printemps (Clark et Fritz, 1997). Lorsque l'eau s'infiltré dans le sol, la concentration de tritium commence à décroître de manière exponentielle par désintégration radioactive, car il n'y a plus d'addition de tritium en provenance de l'atmosphère.

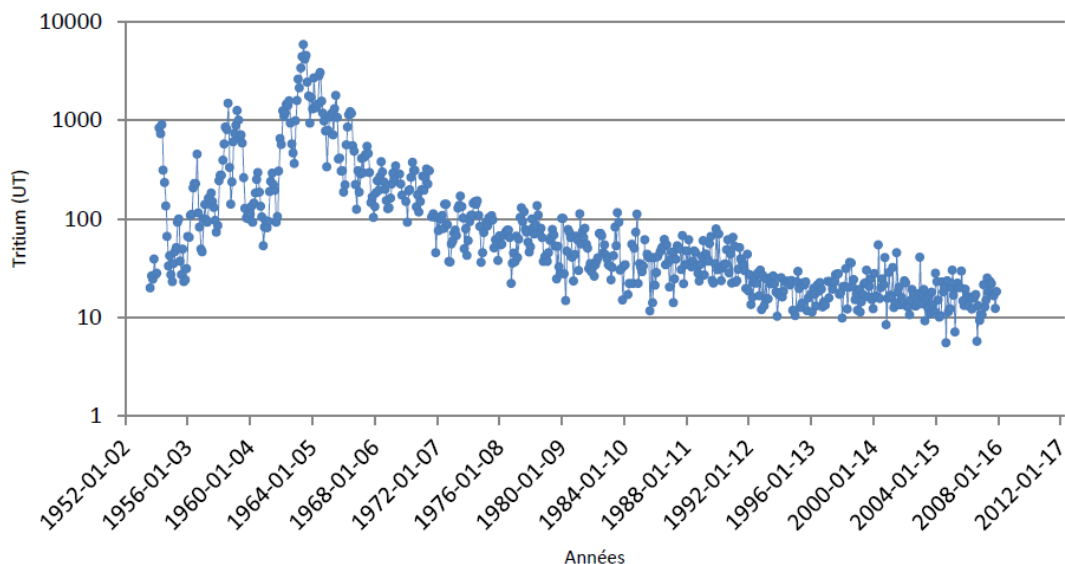


Figure 5.59 : Quantité de tritium présent dans les précipitations d'Ottawa (1953 à 2007), selon les données de l'AIEA (IAEA/WMO, 2012), tiré de Castelli (2012)

Il est possible de qualifier les échantillons prélevés dans les régions continentales selon l'échelle suivante (Clark et Fritz, 1997; tableau 5.6). Comme les limites mentionnées dans le tableau 5.6 datent de 15 ans, les périodes de temps devraient être décalées vers la gauche en raison de la demi-vie du tritium (figure 5.60), cependant ce décalage n'est pas représenté sur la figure.

Tableau 5.6 : Évaluation qualitative de la période à laquelle l'eau a été rechargée, tiré de Clark et Fritz (1997)

Concentration (UT)	Période
< 0,8	Submoderne, rechargée avant 1952
0,8 à ~ 4	Mélange eau submoderne et récente
5 à 15	Moderne (< 5 à 10 ans)
15 à 30	Tritium des essais nucléaires présent
> 30	Dominé par la recharge de 1960 à 1970

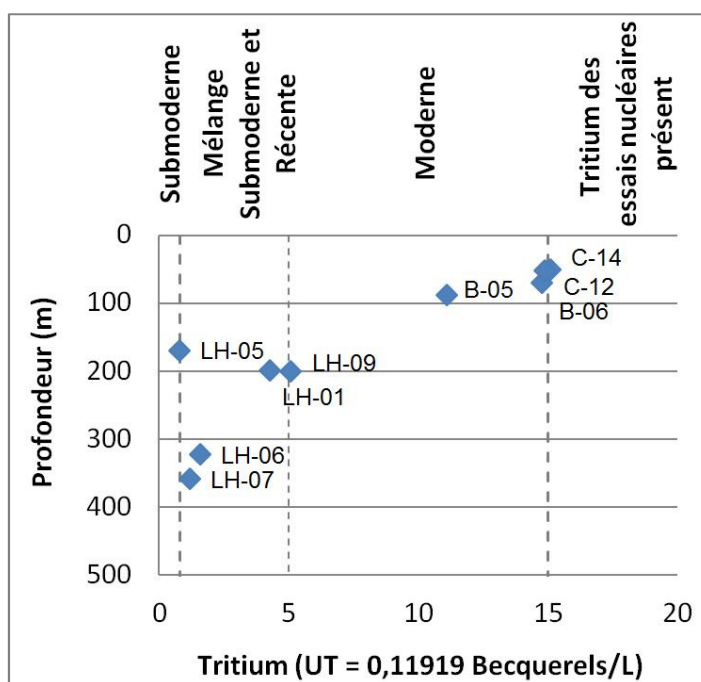


Figure 5.60 : Caractérisation isotopique ^3H des 9 échantillons analysés.

Les valeurs des neuf échantillons varient de < 0,8 UT à 15,1 UT (figure 5.60). Ces résultats semblent être liés à leur localisation spatiale en trois dimensions. Les échantillons B-06, C-12 et C-14 ont été prélevés dans une extrémité de la mine CANMET, où les apports d'eau sont principalement en provenance de la surface. L'échantillon B-05 a été prélevé à 175 m de profondeur près d'une

extrémité de la mine Beaufor mais l'eau collectée provient de la surface. LH-01 et LH-09 sont collectés dans les extrémités de la mine Lac Herbin dans un aquifère confiné. L'échantillon LH-05 a été collecté vers le centre de la mine Lac Herbin, il est possible que l'eau provienne de niveaux inférieurs en raison du dénoyage de la mine. Les échantillons LH-06 et LH-07 sont les plus profonds, ceux-ci ont été prélevés dans la rampe sous le lac dans un aquifère confiné. La profondeur de ces deux derniers forages va respectivement de 200 à 446 m et de 200 à 518 m; l'échantillon provient donc sans doute d'un mélange d'eau de différentes profondeurs.

Rapport-Gratuit.com

6

INTERPRÉTATION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS

Est-il pertinent et utile de faire usage des données et des excavations minières pour caractériser les aquifères rocheux régionaux? Ce chapitre vise à identifier comment les données sont utilisées, notamment concernant les relations hydrogéomécaniques et les relations hydrogéochimiques. Il est également discuté de l'application de la méthodologie d'acquisition et d'analyse des données.

6.1 Relations hydrogéomécaniques

Les relations hydrogéomécaniques sont complexes, pour les comprendre il faut considérer plusieurs éléments tel que les systèmes de fractures, l'hydraulique, les contraintes géomécaniques et la profondeur.

Relation : système de fracture et hydraulique

La géométrie des réseaux de fractures ainsi que celle des zones de cisaillement et des failles contrôlent l'écoulement de l'eau. L'interconnectivité et la densité des systèmes de fractures augmentent la conductivité hydraulique du milieu. Lorsque de longues fractures sont ouvertes et interconnectées, elles contribuent à un écoulement préférentiel dans leur direction.

Les zones endommagées de chaque côté d'une faille sont densément fracturées et elles ont généralement une perméabilité élevée (Evans et al., 1997). Une ligne de levée a été réalisée à proximité d'une faille à la mine Lac Herbin, mais les mesures prises le long de la ligne de levé n'ont pas permis d'observer une densité de fractures plus importante. Aux mines Beaufor et Lac Herbin il a été remarqué qu'à proximité de certaines failles, les parois étaient mouillées et il y avait de l'eau qui s'écoulait du plafond et des murs; d'ailleurs des échantillons d'eau ont pu être prélevés directement à partir des parois près de zones de failles où il y avait suffisamment d'eau qui s'écoulait. Il est important de localiser les zones de failles car celles-ci sont souvent perméables et elles augmentent l'hétérogénéité du terrain. De plus les systèmes de fracturation sont affectés par ces zones, par exemple la mine CANMET est entrecoupée par des failles d'orientation ENE-OSO et le système de fracturation est différent au nord et au sud de la mine, soit de chaque côté de cette zone de faille majeure. La caractérisation des structures majeures et mineures permet de mieux comprendre le système d'écoulement de l'eau à l'échelle de la mine.

Relation : contraintes géomécaniques et système de fracture

Le champ de contrainte a varié au cours des différents événements tectoniques passés. Chacune des conditions de champ de contrainte peut avoir généré son propre système de fractures, en lien également avec l'hétérogénéité du massif et avec le système de fractures préexistant. Pollard et Aydin (1998) expliquent différents mécanismes de formation des fractures en relation avec les

contraintes. En observant les patrons de fractures (figure 6.1) et en faisant leur croquis (figure 6.2), il est possible d'évaluer l'orientation des paléo contraintes et l'âge relatif des fractures. L'annexe G contient d'autres croquis contenant des informations complémentaires au croquis de la figure 6.2, ceux-ci ont également été utilisés pour faire les interprétations discutées dans ce chapitre. Bien que l'orientation des familles de fractures varie d'une mine à l'autre et même à l'intérieur d'une mine, on observe généralement deux systèmes principaux de fracturation. Le premier est interprété antérieur, il est composé de deux familles orthogonales (N-S et E-O) et associées à un système de contraintes en extension. Le second est un système de fractures conjuguées associé à un système de contraintes en compression, dont la contrainte principale majeure ayant permis de former ces fractures était E-O. Dans les roches volcaniques ce dernier système est moins présent que dans la granodiorite, c'est plutôt une schistosité subverticale d'orientation 70° qui y est développée. Par exemple, à la mine Beaufor, dans la granodiorite, pour une des zones de cisaillement d'orientation 70° avec un pendage vers le sud-ouest, σ_1 et σ_2 correspondent aux interprétations des contraintes ayant permis de former le système de fractures conjugué, soit les fractures orientées vers le ENE et ESE formant un angle d'environ 60° entre elles. Ce système de contrainte est probablement associé à la zone de faille Cadillac.

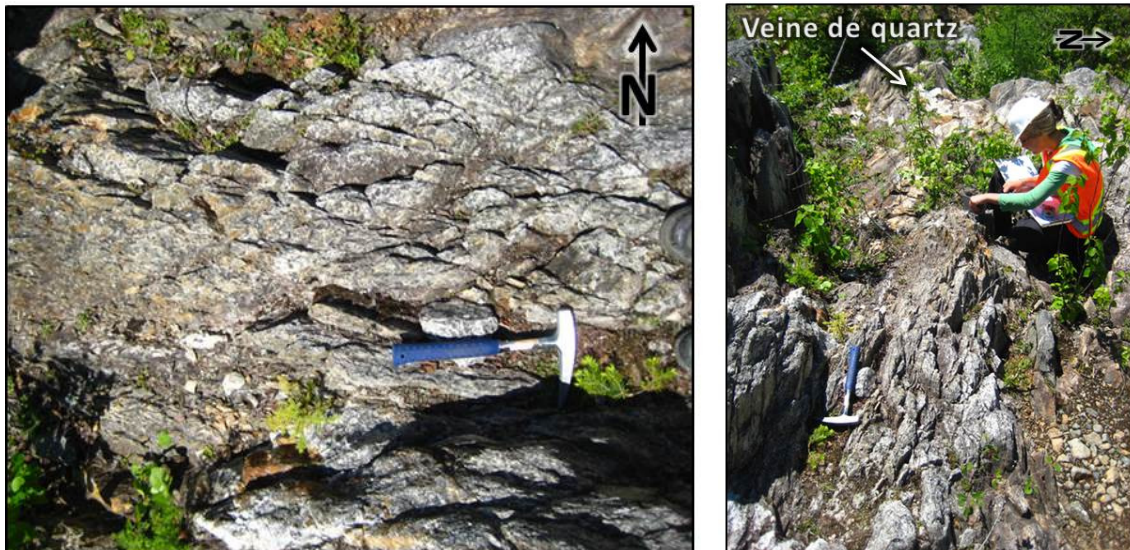


Figure 6.1 : Photo de la zone de cisaillement 1 à la mine Beaufor

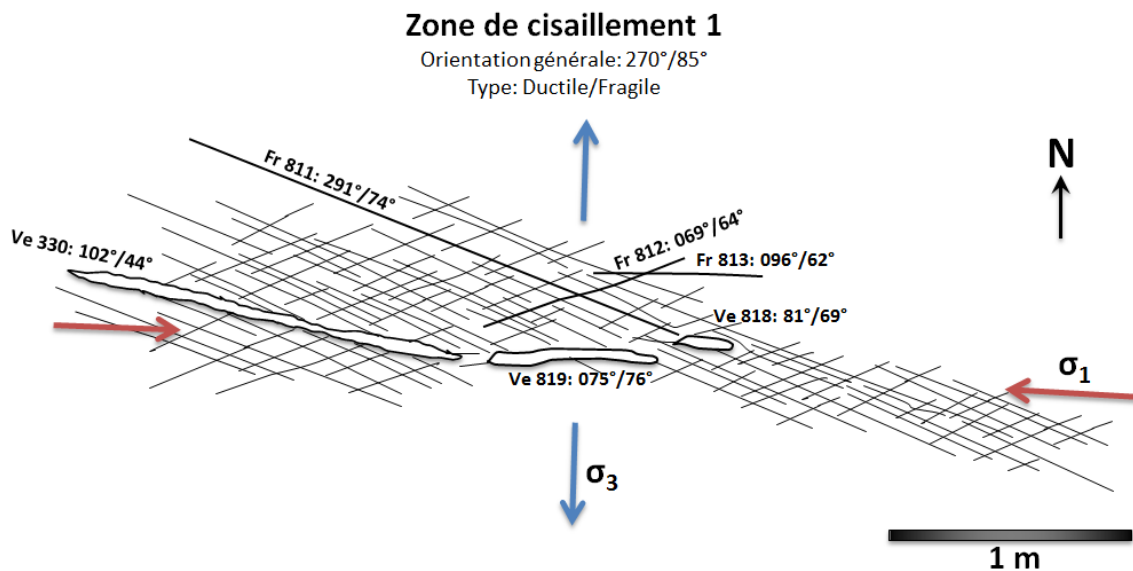


Figure 6.2 : Croquis de la zone de cisaillement 1 à la mine Beaufor et interprétation des contraintes σ_1 et σ_2 ayant permis de former ce système de fractures;
Fr = fracture; Ve = veine

La contrainte géomécanique majeure actuelle est considérée (Corthésy et al., 1998; Labrie et al., 2009) perpendiculaire au gisement, donc pour les trois

mines elle est d'orientation NNO-SSE (160°) et la contrainte intermédiaire qui est parallèle à la minéralisation est orientée à environ 70°. Ceci signifie que les fractures orientées parallèlement à la contrainte majeure sont plus susceptibles d'être ouvertes que les fractures orientées à 70°. Ce qui peut générer un écoulement préférentiel dans la direction NO.

Relation : contraintes géomécaniques, fracturation, profondeur et hydraulique

Près de la surface, une des contraintes géomécaniques principales est verticale et elle est de zéro; mais celle-ci augmente avec la profondeur et l'on s'attend à ce que l'ouverture des fractures diminue avec la profondeur, ainsi que la perméabilité du massif rocheux (Gale et Reardon, 1983; Mortimer et al., 2011). Dans les mines à l'étude, il est impossible de vérifier cette hypothèse en comparant les débits d'eau souterraine pour différents niveaux de profondeur, car il n'y a que les quantités totales d'eaux d'exhaures qui sont disponibles. Des mesures de débits ont été prises à certains trous de forage lors de l'échantillonnage de l'eau. Cependant il n'est pas possible de prendre ces mesures pour l'ensemble de la mine car la majorité des trous de forages sont bétonnés, ceci rend l'échantillonnage impossible pour un grand nombre de trou de forage.

Parmi les données disponibles, il n'y a qu'à la mine CANMET où il y a suffisamment d'informations sur l'orientation des fractures. Plusieurs domaines de fracturation sont observés à l'intérieur de la mine. Parfois, les systèmes de fractures sont les mêmes à différentes profondeurs, comme dans le secteur sud. Cependant, à cette mine, les galeries accessibles sont près de la surface, la

profondeur varie entre 40 m et 130 m. Pour les autres mines, il n'y a pas assez de données disponibles sur la fracturation pour tirer des conclusions sur ce point.

Il est préférable de faire des levés de fractures dans les galeries de mines et non seulement à la surface, pour diminuer les biais d'échantillonnage dû à l'orientation du relevé et pour obtenir un échantillonnage plus complet du massif, à des niveaux de profondeur différents. De plus les levés dans les galeries permettent de bien mesurer le pendage des fractures, alors qu'à la surface la roche est souvent altérée et il n'est pas possible de mesurer précisément le pendage sur les affleurements horizontaux.

Limitations des modèles d'estimations des propriétés hydrauliques applicables

Plusieurs modèles analytiques hydrauliques ont été utilisés pour estimer la conductivité hydraulique du massif rocheux à chaque mine (B. Gagné et al., 2013a; 2013b; 2013c). Plusieurs auteurs ont démontré que la valeur de K diminue avec la profondeur dans le roc (Mortimer et al., 2011; Munn et Parker, 2011). Les modèles analytiques négligent totalement cette variation. Ces modèles considèrent un système de géométrie très simple et ils ne considèrent pas les failles ni les variations de conductivité hydraulique selon la lithologie et avec la profondeur. L'hypothèse d'un massif rocheux dénoyé au-dessus de la mine est aussi inexacte, puisque diverses observations révèlent que le massif rocheux demeure partiellement saturé dans cette zone. Le modèle d'un aquifère à nappe libre considère que le massif rocheux et les dépôts meubles au-dessus de la mine demeurent non saturés. Cependant les piézomètres montrent fréquemment la présence d'une

nappe d'eau au-dessus des excavations minières indiquant qu'au moins une partie du roc au-dessus des excavations minières demeure saturé. Cette hypothèse contribue à sous-estimer la conductivité hydraulique.

Les excavations ne sont pas distribuées de façon homogène dans une mine. Les différents niveaux de la mine contiennent un nombre différent de galeries qui varient en longueur et en orientation. L'hypothèse selon laquelle la mine est un disque de rayon homogène contenant toutes les galeries constitue une simplification importante car elle surestime le volume des excavations, ce qui peut amener à sous-estimer la conductivité hydraulique du massif rocheux. Les excavations minières sont plutôt constituées d'une collection de galeries et de chantiers, parfois avec plus d'un puits de chevalement. Toutefois, les modèles analytiques peuvent facilement être utilisés pour estimer les valeurs des paramètres hydrauliques en considérant plusieurs cas de terrain, en utilisant par exemple différentes valeurs de rayons des excavations minières. Les équations utilisées pour les puits à drains rayonnants sont les mêmes que celles utilisées pour les mines, sauf que le rayon du puits est égal à un pourcentage de la longueur des drains horizontaux. Les modèles analytiques pour le drainage de tunnel considèrent des entrées d'eau en provenance d'un seul tunnel horizontal sans l'influence des autres tunnels de drainage à proximité. Toutefois, la géométrie d'un tunnel unique est différente de la géométrie d'une mine qui est composée de puits de chevalement, de chantiers, et de plusieurs galeries subhorizontales. Un

tunnel ayant le même diamètre que les galeries de mines est considéré pour l'estimation, ce qui a pour effet de surestimer la conductivité hydraulique.

Les modèles utilisés pour les tunnels sont normalement utilisés pour prévoir l'apport d'eau par unité de longueur d'un tunnel, en supposant une valeur de la conductivité hydraulique pour le massif rocheux. Dans notre application, la conductivité hydraulique est inconnue, mais un paramètre connu est la quantité d'eau pompée pour l'assèchement de la mine. Les quantités d'eau fournies par les différents niveaux de la mine sont rarement connues. L'utilisation d'un modèle de tunnel pour estimer la conductivité hydraulique moyenne du roc fracturé peut nécessiter l'hypothèse que la longueur totale du tunnel est égale à la somme des longueurs de toutes les galeries de la mine.

6.2 Relations hydrogéochimiques

Pour obtenir une bonne représentation de l'hydrogéochimie dans le massif rocheux encaissant la mine il faut prélever des échantillons aux extrémités des excavations minières et considérer la longueur des forages d'où provient un échantillon. Par exemple, si un échantillon est prélevé dans un niveau profond de la mine et que le trou de forage atteint la surface, la chimie de l'échantillon ne sera pas représentative des milieux profonds mais plutôt d'un mélange entre des eaux provenant possiblement des extrémités du forage. Les forages utilisés dans cette étude pour le prélèvement d'échantillons d'eau ont des longueurs variant de 10 à 545 m. Parfois les trous de forages sont subhorizontaux et ils peuvent recouper

plus d'une lithologie; parfois ceux-ci sont verticaux, donc les eaux les plus profondes se mélangent aux moins profondes dans un échantillon prélevé.

Relation : chimie de l'eau et temps

La variabilité observée au niveau des concentrations dissoutes pour des échantillons d'eau prélevés entre les échantillons de 2011 et de 2012 à la mine CANMET est faible; on observe plus de variabilité d'une station à une autre que d'une année à l'autre à une même station. Il est à noter que les échantillons ont tous été prélevés en été; il est possible qu'il y ait des variations en hiver ou sur plusieurs années. Les eaux échantillonnées à la mine Beaufor contiennent plus de solides dissous totaux qu'à la mine CANMET et parmi les mines à l'étude, la mine Lac Herbin est celle qui contient le moins de solides dissous totaux. Cet ordre semble refléter la durée du dénoyage de ces mines, la mine Beaufor pompe de l'eau en profondeur depuis plus longtemps que les deux autres mines. La mine CANMET dénoie l'eau moins profondément que les autres mines, cependant elle effectue le pompage depuis plus longtemps que la mine Lac Herbin. Pour vérifier s'il y a un lien entre les concentrations de solides dissous totaux et la durée du dénoyage, il faudrait plus de trois sites.

Relation : chimie de l'eau et profondeur

Aux mines Beaufor et CANMET aucun échantillon n'a pu être prélevé à une profondeur de plus de 130 m; la variation de l'hydrogéochimie avec la profondeur n'a donc pas pu être observée à ces mines. On observe dans les

échantillons provenant de la mine Lac Herbin que les concentrations de certaines espèces chimiques présentes dans l'eau varient avec la profondeur. Les chlorures et le sodium sont très peu présents dans les eaux de surface. En profondeur, les concentrations en calcium diminuent et les eaux contiennent davantage de chlorures et de sodium, ceci pourrait être dû aux interactions eau-roche. Entre 0 et 45 m de profondeur, il y a en moyenne 0,07 mmol/L de chlorures, de 181 à 225 m il y en a 1,07 mmol/L et de 315 à 360 m il y en a 0,93 mmol/L. Quant aux concentrations de sodium, elles sont en moyenne de 0,13 mmol/L entre 0 et 45 m, de 1,94 mmol/L entre 181 et 225 m et de 1,32 mmol/L entre 315 et 360 m. Les graphiques de corrélations entre les éléments (section 5.3.3) présentent les différentes signatures, lorsqu'il y a de l'aluminium ou des chlorures, il y a moins de bicarbonates, de calcium et de magnésium. Par exemple, avec des concentrations de 66 à 94 mg/L en chlorures, il y a moins de 44 mg/L de bicarbonates alors que pour des concentrations en chlorures inférieures à 14 mg/L, il y a jusqu'à 390 mg/L de bicarbonates. Avec l'augmentation de la profondeur, les carbonates passent de sous-saturés à saturés puisque le pH augmente également avec celle-ci. Les échantillons saturés en carbonates ont un pH entre 7 et 10. Les minéraux argileux sont plus saturés près de la surface. Près de la surface, à quelques stations, (< 100 m), un sulfate, l'alunite, a le potentiel de précipiter selon l'indice de saturation.

Relation : chimie de l'eau et lithologie

La composition chimique de l'eau varie en fonction de la position spatiale de l'échantillon et de la lithologie de la roche avec laquelle l'eau entre en contact. À la mine Beaufor, les échantillons à proximité des roches andésitiques sont plus calciques que ceux prélevés plus à l'intérieur du pluton de granodiorite, où l'eau contient davantage de magnésium. À la mine CANMET, les secteurs à l'est (symboles rouges et verts sur la figure 5.41) sont plus riches en sulfates et en fer que ceux à l'ouest. Aussi l'eau des secteurs à l'est est plus riche en solides dissous totaux, les concentrations varient entre 308 mg/L à 503 mg/L alors que pour le reste de la mine les concentrations varient entre 201 mg/L et 306 mg/L. Les trous de forages des secteurs à l'est passent à l'intérieur du gisement et dans des roches plus altérées que le reste de la mine, donc l'eau provenant de ces trous de forage est en contact avec des minéraux tels que chlorite et des sulfures. La chlorite peut libérer du fer dans l'eau et les sulfures libèrent des sulfates.

Relation : chimie de l'eau et zones de faille

Les zones de failles peuvent affecter la composition chimique de l'eau. Si la faille possède un coeur imperméable, la composition chimique de l'eau peut être différente de chaque côté de la faille. Ceci n'a pas été observé dans les mines à l'étude, même si des échantillons ont été prélevés de chaque côté des failles. Ce point doit tout de même être considéré pour des études ultérieures. Dans les mines à l'étude, les échantillons (B-03, C-11, LH-01, LH-02 et LH-05) ont tous été prélevés dans une zone densément fracturée en bordure d'une faille. Les

échantillons B-03, C-11, LH-01 et LH-02 ont une valeur de solides dissous totaux faible (240 mg/L à 283 mg/L), il est possible que ces failles constituent des chenaux de recharge et que l'eau de ces échantillons contienne une forte proportion d'eau récemment infiltrée depuis la surface. Les résultats d'analyse en tritium de l'échantillon LH-01 correspondent à un mélange d'eau submoderne (avant 1952) et récente. L'échantillon LH-05 a une valeur en solides dissous totaux plus élevée que les autres échantillons prélevés dans ce type d'environnement, sa concentration est de 422 mg/L et d'après l'analyse du tritium l'eau serait submoderne. Comme cet échantillon provient du centre de la mine Lac Herbin, il est possible que l'eau provienne des profondeurs car à cet endroit le pompage induit des gradients hydrauliques verticaux vers la surface et la zone endommagée le long de la faille aurait facilité la remontée d'eaux souterraines profondes. L'eau prélevée dans les zones de faille à la mine Lac Herbin ne semble pas provenir du lac puisque la composition chimique des échantillons d'eau de surface est différente de celle en profondeur. L'eau du lac contient des sulfates et non l'eau de l'échantillon LH-01. On note une couche d'argile située entre le lac et le roc; nos résultats n'indiquent pas que cette couche soit fissurée ou présente des fenêtres perméables.

6.3 Recommandations

Plusieurs données utiles pour ce type d'étude pourraient être collectées par les exploitants miniers à peu de frais. Par exemple, les débits pourraient être

mesurés à différents endroits et à divers niveaux. Ces mesures de débits aideraient les exploitants à mieux comprendre l'hydraulique souterraine de la mine et ils pourraient ainsi mieux gérer l'eau pompée. Aussi, les principales venues d'eau pourraient être échantillonnées et analysées. Ces résultats hydrogéochimiques leur permettraient d'avoir un meilleur contrôle sur la qualité de l'eau dans les différents secteurs de la mine et la chimie pourrait les aider à interpréter la provenance de l'eau.

Pour de futurs projets semblables à celui-ci, plusieurs améliorations pourraient être apportées autant pour les manipulations sur le terrain lors de la collecte des données que lors du traitement de l'information.

Sur le terrain, il serait préférable de laver les murs de galeries où les lignes de levé sont effectuées, afin de minimiser le biais de censure. Aussi, pour optimiser l'utilisation du temps à l'intérieur de la mine et obtenir un échantillonnage plus vaste, il est possible de ne relever que les fractures dont la trace a plus de 0,5 m de longueur. Ainsi lorsque la longueur des galeries de mine le permet, il sera possible de faire des lignes de levées plus longues pour avoir une bonne représentation des familles principales et de leurs caractéristiques. De plus, l'utilisation de nouvelles technologies, comme le LiDAR pourrait accélérer le temps requis pour obtenir les informations sur le terrain. Comme le temps sous terre est souvent limité, ceci permettrait d'obtenir un meilleur éventail de données. Le LiDAR est un instrument comparable à un scanner en trois dimensions, cet outil d'imagerie permet une cartographie des fractures rapide et précise, en toute

sécurité et à un plus faible coût que les levés traditionnels. Lato et Vöge ont créé le site internet www.rockbench.org pour créer une communauté de chercheurs et de développeurs travaillant à améliorer l'utilisation du LiDAR et de la photogrammétrie (Lato et al., 2013). Il serait également pertinent de faire des essais hydrauliques (essais de pompage ou d'injection entre obturateurs) à proximité de la mine ou à l'intérieur de celle-ci pour supporter des résultats obtenus avec les modèles hydrauliques.

La perméabilité équivalente peut être définie lors du traitement des données lorsque le système de fracturation est bien défini et que la quantité et la qualité des données recueillies le permet (Surrete, 2006; Pino, 2012). Par ailleurs, s'il y a des données de pompage recueillies dès le début du dénoyage de la mine il serait possible d'en apprendre davantage sur la localisation, la perméabilité et la géométrie des failles en s'inspirant de la méthode de Barker (1988) et de Rafini (2008). De plus, si les données de pompage sont disponibles pour différentes profondeurs, elles peuvent servir à estimer la différence de perméabilité en fonction de la profondeur. Quant aux données géochimiques, il serait pertinent d'interpréter les données locales des sites étudiés dans le contexte des données régionales PACES.

7

CONCLUSION

Le but de ce projet est d'élaborer et de tester des méthodes pour caractériser les aquifères dans le roc fracturé à partir de mines souterraines en tenant compte des discontinuités structurales, des contraintes géomécaniques, des propriétés hydrauliques, de la composition chimique de l'eau, ainsi que des relations possibles entre ces facteurs. Une attention spéciale est portée pour vérifier si les mines souterraines sont appropriées pour réaliser une telle caractérisation compte tenu que les excavations minières offrent un accès unique pour caractériser les réseaux de fractures et pour collecter des échantillons d'eau à diverses profondeurs, mais qu'elles occasionnent certaines perturbations à l'aquifère (2.1.5). L'exemple avec les trois mines dans le pluton de Bourlamaque a contribué à acquérir des connaissances sur les systèmes aquifères encaissant ces mines.

À chacune des mines, les familles de fractures principales varient mais on observe généralement deux systèmes de fractures; dans un cas les fractures sont environ N-S et E-O, et dans l'autre cas les fractures sont conjuguées avec des orientations d'environ NE-SO et NO-SE. Les fractures d'orientation N-S sont

probablement les plus perméables puisque la contrainte actuelle principale majeure se situe dans cette orientation.

Plusieurs modèles analytiques peuvent servir à obtenir des estimations de la conductivité hydraulique d'un aquifère régional en utilisant les données disponibles provenant des quantités d'eau d'exhaure d'une mine. Utiliser plus d'un modèle permet d'obtenir un meilleur niveau de confiance sur les valeurs de propriétés hydrauliques estimées. Les valeurs obtenues peuvent alors être utilisées pour des modèles d'écoulement souterrain à l'échelle locale ou régionale.

Les analyses hydrogéochimiques démontrent que la composition chimique de l'eau souterraine dans le roc fracturé demeure à peu près constante d'une année à l'autre à un même point d'échantillonnage pour la même période de l'année, mais qu'elle varie spatialement dans une même mine. À une profondeur inférieure à 195 m, les eaux sont de type bicarbonaté calcique et à une profondeur supérieure à 300 m, l'eau est de type chlorurée sodique potassique. Les échantillons prélevés à la surface, dans la rivière Bourlamaque et dans le Lac Herbin, sont sulfatés en raison des résidus miniers en provenance du site de Manitou situé en amont. Pour une même mine, on peut observer différents domaines hydrogéochimiques. Bien que toutes les mines soient localisées en bordure du pluton de Bourlamaque, les concentrations des ions majeurs varient d'une mine à l'autre, mais pour les eaux peu profondes, les pourcentages relatifs entre les ions sont semblables. Ces variations de concentrations en ions majeurs pourraient être expliquées par la durée du dénoyage des mines. Les mines

pompant plus longtemps à de grandes profondeurs auraient davantage perturbé les conditions hydrogéochimiques initiales en faisant remonter près de la surface des eaux profondes riches en solides dissous. Les concentrations en tritium mesurées au Lac Herbin diminuent avec la profondeur. Les eaux échantillonnées aux plus grandes profondeurs datent d'avant 1952, car elles ne contiennent presque pas de tritium. Les eaux près de la surface (environ 50 m de profondeur) semblent plus récentes car leur concentration en tritium est plus élevée.

Des mécanismes sont proposés pour expliquer la plupart des perturbations hydrogéochimiques observées attribuables aux excavations minières et à leur drainage. On peut donc considérer que les mines constituent des endroits tout à fait appropriés pour conduire des études de caractérisation d'aquifères en milieu rocheux fracturé et faillé. En regroupant les données de plusieurs mines, les aquifères pourraient être caractérisés à une échelle régionale.

Les excavations minières fournissent des accès privilégiés pour caractériser en trois dimensions un aquifère rocheux : réseaux de fractures, hydrogéochimie et perméabilité. Les industries minières possèdent plusieurs informations pertinentes et utiles pour caractériser les aquifères rocheux régionaux. L'utilisation d'informations existantes permet de diminuer les coûts des projets de caractérisation des aquifères et de mieux orienter les nouveaux travaux pour acquérir un maximum d'informations. Les données disponibles, notamment concernant l'hydraulique souterraine, permettent de faire des premières estimations hydrogéologiques. La valeur de conductivité hydraulique obtenue à

partir des modèles analytiques représente la moyenne de l'ensemble du massif rocheux où se trouve la mine, les résultats sont valides pour un grand volume et ils sont pertinents pour une cartographie à l'échelle régionale.

RÉFÉRENCES

- Arjang, B. (1996). *In-situ* ground stresses in the Abitibi Mining District. *Bulletin de l'institut canadien des mines, de la métallurgie et du pétrole (ICM)* **89** (1996): 65-71.
- B. Gagné, E., Rouleau, A., Chesnaux, R., Roy, D.W., Daigneault, R., Cloutier, V. (2012a). *Caractérisation d'aquifères régionaux en milieu fracturé à partir de mines souterraines: méthodologie et résultats préliminaires*. 80ème congrès de l'ACFAS, Montréal, 7-8 mai 2012.
- B. Gagné, E., Rouleau, A., Chesnaux, R., Roy, D.W., Daigneault, R., Cloutier, V. (2012b). *Regional characterization of fractured rock aquifers from underground mines: Methodology and preliminary results*. 39th IAH International Conference, September 17-21 2012, Niagara Falls, Canada.
- B. Gagné, E., Rouleau, A., Chesnaux, R., Roy, D.W., Daigneault, R., Cloutier, V. (2013a). *Regional characterization of fractured rock aquifers from underground mines: Hydraulic properties estimation of regional aquifers in fractured rock from underground mines*. 39th IAH International Mine Water Association Conference, Paper, Brown, A.; Figueroa, L. & Wolkersdorfer, Ch.: *Reliable Mine Water Technology (Vol I)*, 245-251 Annual International Mine Water Association Conference – *Reliable Mine Water Technology*, United States, Colorado, Golden, August 5-9, 2013.
- B. Gagné, E., Rouleau, A., Chesnaux, R., Roy, D.W., Daigneault, R., Cloutier, V. (2013b). *Les mines souterraines: une mine de données pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des aquifères régionaux en socle rocheux*. 81ème congrès de l'ACFAS, Québec, 7 mai 2013.
- B. Gagné, E., Rouleau, A., Chesnaux, R., Roy, D.W., Cloutier, V., Daigneault, R. (2013c). *Les mines souterraines et la caractérisation hydrogéologique d'aquifères régionaux en socle rocheux*. Congrès Québec Mines 2013, Québec, 12-14 novembre 2013.
- Bakker, M., Kelson, V. A. et Luther, K. H. (2005). Multilayer Analytic Element Modeling of Radial Collector Wells. *Ground Water* **43** (6): 926-934.
- Banks, D., Younger, P. L., Arnesen, R.-T., Iversen, E. R. et Banks, S. B. (1997). Mine-water chemistry: the good, the bad and the ugly. *Environmental Geology* **32** (3): 157-174.
- Banton, O. et Bangoy, L. M. (1999). *Hydrogéologie: multiscience environnementale des eaux souterraines*, Presses de l'Université du Québec: 460p.
- Barton, N., Bandis, S. et Bakhtar, K. (1985). Strength, deformation and conductivity coupling of rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **22** (3): 121-140.
- Bell, L. V. (1933). *Mining properties of Pascalis-Louvicourt area: Leroy Gold Mines, Limited (Louvicourt Township)*, Annual Report of the Quebec Bureau of Mines for the calendar year 1932, Part B, John A. Dresser, Directing Geologist, Bureau of Mines of Province of Québec, Canada, Québec. 6-12p.

- Benlahcen, A. (2003). *Étude des processus chimio-hydro-mécaniques dans un massif rocheux fracturé perturbé par une exploitation minière : exemple de la mine Bouchard-Hébert en Abitibi (Québec), Canada*, Université du Québec à Chicoutimi. Thèse de doctorat. 456p.
- Bense, V. et van Balem, R. (2003). Hydrogeological aspects of fault zones on various scales in the Roer Valley rift system. *Journal of Geochemical Exploration* **78-79** (2003): 317-320.
- Berkowitz, B. (1995). Analysis of fracture network connectivity using percolation theory. *Mathematical Geology* **27** (4): 467-483.
- Berryman, D. et Jalbert, L. (2004). *La rivière Bourlamaque: Mortalité de poissons du 8 août 2003 et qualité de l'eau*. Abitibi-Témiscamingue, Environnement Québec. 56p.
- Bézy, C. et Charlton, J. (1987). *Report on exploration program on the Beacon II property of D'or Val mines Ltd.* 48p.
- Bixel, H. C., Larkin, B. K. et Van Poolen, H. K. (1963). Effect of linear discontinuities on pressure build-up and drawdown behavior. *Journal of Petroleum Technology* **15**: 885-895.
- Blanchette, D., Cloutier, V., Roy, M., Audet-Gagnon, F., Castelli, S. et Beaudry, C. (2010). Protocole officiel de prélèvement d'échantillons d'eau souterraine. Programme d'acquisition de connaissances sur l'eau souterraine (PACES): 11p.
- Bolduc, A. M., Riverin, M.-N., Lefebvre, R., Paradis, S. J. et Fallara, F. (2004). *Modélisation de l'architecture 3D du segment sud de l'esker Saint-Mathieu-Berry reliée à la circulation de l'eau souterraine, région d'Amos, Abitibi*. GéoQuébec 2004, Québec, 57ième congrès Canadien de géotechnique, 5ième congrès conjoint SCG/AIH-CNN.
- Bottomley, D. J., Conrad Gregoire, D. et Raven, K. G. (1994). Saline ground waters and brines in the Canadian Shield: Geochemical and isotopic evidence for a residual evaporite brine component. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58** (5): 1483-1498.
- Boutin, P. (2001). *Étude géochimique des eaux souterraines à la mine Joe Mann, Chibougamau, Québec*, Université du Québec à Chicoutimi. Mémoire de maîtrise. 141p.
- Bouw, P. et Morton, K. (1987). Calculation of mine water inflow using interactively a groundwater model and an inflow model. *Mine Water and the Environment* **6** (4): 31-50.
- Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A. et Thompson, T. (1994). Fracturing and hydrothermal alteration in normal-fault zones. *Pure and Applied Geophysics* **142** (3-4): 609-644.
- Caine, J. S., Evans, J. P. et Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* **24** (11): 1025-1028.
- Castelli, S. (2012). *Hydrogéologie des sources associées aux eskers de l'Abitibi, Québec*, Université de Montréal., Mémoire de maîtrise. 126p.
- Chabot, F. (2007). *Rapport technique 43-101, Évaluations des réserves et ressources au 31 décembre 2006*. Val-d'Or Mines Richeiment -Division Beaufor en corporation avec la société minière Louvem. 319p.
- Cinco-Ley, H. et Samaniego, F. (1981). Transient pressure analysis for fractured wells. *Journal of Petroleum Technology* (September): 1749-1766.

- Cinco-Ley, H., Samaniego, F. et Dominguez, N. (1978). Transient pressure behavior for a well with a finite-conductivity vertical fracture. *Journal of Petroleum Technology* (August): 253-264.
- Clark, L. et Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. New York, Lewis Publishers. 352.
- Cook, N. G. W. (1992). Natural joints in rock: Mechanical, hydraulic and seismic behaviour and properties under normal stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **29** (3): 198-223.
- Cooper, H. H. Jr. et Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions, American Geophysical Union* **27** (4): 525-534.
- Corthésy, R., Leite, M. H. et Gill, D. E. (1998). Élaboration d'un modèle de prédiction des contraintes in-situ dans la faille de Cadillac. *CIM Bulletin* **91** (1020): 54-58.
- Cosgrove, J. W. (1998). The role of structural geology in reservoir characterization. *Geological Society*. London, Special Publications **127** : 1-13.
- Daigneault, R., Mueller, W. U. et Chown, E. H. (2002). Oblique Archean subduction; accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern volcanic zone, Abitibi Subprovince, Canada. *Precambrian Research* **115** (1-4): 261-290.
- Denny, S. C., Allen, D. M. et Journeay, J. M. (2007). DRASTIC-Fm: a modified vulnerability mapping method for structurally controlled aquifers in the southern Gulf Islands, British Columbia, Canada. *Hydrogeology Journal* **15** (3): 483-493.
- Diederichs, M. S. (1990). *Dips: An interactive and graphical approach to the analysis of orientation based data*. Toronto, University of Toronto. Mémoire de maîtrise. 145p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. (1982). Evolution of the South-Central Part of the Archean Abitibi Belt, Quebec .1. Stratigraphy and Paleogeographic Model. *Canadian Journal of Earth Sciences* **19** (9): 1729-1758.
- Domenico, P. A. et Schwartz, F. W. (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology*, John Wiley & Sons, Inc., 2e edition, 528 p.
- Dudley, W. W. (1972). Technique for predicting ground water inflow to large underground openings,. *Transactions Society of Mining Engineers AIME* **252**: 149-153.
- Dunne, W. M. et Hancock, P. L. (1994). Paleostress analysis of small-scale brittle structures. *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press. 101-120.
- El Tani, M. (1999). *Water inflow into tunnels*. World Tunnel Congress ITA-AITES 1999, Oslo.
- El Tani, M. (2003). Circular tunnel in a semi-infinite aquifer. *Tunnelling and Underground Space Technology* **18** (1): 49-55.
- El Tani, M. (2010). Helmholtz evolution of a semi-infinite aquifer drained by a circular tunnel. *Tunnelling and Underground Space Technology* **25** (1): 54-62.

- Evans, J. P., Forster, C. B. et Goddard, J. V. (1997). Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology* **19** (11): 1393-1404.
- Farvolden, R. N., Pfannkuch, F. W., Pearson, R. et Fritz, P. (1988). Region 12, Precambrian Shield. *The Geology of North America, Hydrogeology*. W. Back, Rosenheim, J.S. et Seaber, P.R. Geological Society of America. O-2: 101-114.
- Fawcett, R., Hibberd, S. et Singh, R. (1984). An appraisal of mathematical models to predict water inflows into underground coal workings. *Mine Water and the Environment* **3** (2): 33-54.
- Fernandes, A. et Rudolph, D. (2001). The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil. *Hydrogeology Journal* **9** (2): 151-167.
- Frape, S. K. et Fritz, P. (1982). The chemistry and isotopic composition of saline groundwaters from the Sudbury Basin, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* **19** (4): 645-661.
- Frape, S. K., Fritz, P. et McNutt, R. H. (1984). Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48** (8): 1617-1627.
- Freeze, A. R. et Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. New Jersey, USA. 604 p.
- Fritz, P. et Frape, S. K. (1982). Saline groundwaters in the Canadian Shield — A first overview. *Chemical Geology* **36** (1-2): 179-190.
- Fritz, P., Frape, S. K., Drimmie, R. J., Appleyard, E. C. et Hattori, K. (1994). Sulfate in brines in the crystalline rocks of the Canadian shield. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58** (1): 57-65.
- Gale, J. E. et Reardon, E. J. (1983). Effects of groundwater geochemistry on the permeability of grouted fractures. *Canadian Geotechnical Journal* **21** (1): 8-20.
- Ganerød, G. V., Braathen, A. et Willemoes-Wissing, B. (2008). Predictive permeability model of extensional faults in crystalline and metamorphic rocks; verification by pre-grouting in two sub-sea tunnels, Norway. *Journal of Structural Geology* **30** (8): 993-1004.
- Gascoyne, M. et Kamineni, D. C. (1994). The hydrogeochemistry of fractured plutonic rocks in the Canadian shield. *Hydrogeology Journal* **2** (2): 43-49.
- Gentier, S. (1988). *Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans le granite sous contrainte normale : étude expérimentale et théorique*. Orléans, Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières : 597p.
- Gleeson, T. P. (2009). *Groundwater recharge, flow and discharge in a large crystalline watershed*. Canada, Queen's University. Thèse de doctorat. 251p.
- Golder Associés Ltée (2000). *Investigation des piliers de surface, mine Beaufor, Val d'Or, Québec*. 78p.
- Goodman, R. E., Moye, D. G., van Schalwyk, A. et Javandel, I. (1965). Ground water inflows during tunnel driving. *Engineering Geology* **2** (1): 39-56.

- Gringarten, A. C., Henry, J., Ramey, H. J. et Raghavan, D. L. (1974). Unsteady state pressure distributions created by a well in a well with single infinite conductivity vertical fracture. *Journal of Petroleum Technology*: 347-360.
- Gringarten, A. C., Ramey, H. J. et Raghavan, D. L. (1975). Applied pressure analysis for fractured wells. *Journal of Petroleum Technology*: 887-892.
- Gudmundsson, A., Berg, S. S., Lyslo, K. B. et Skurtveit, E. (2001). Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology* **23** (2-3): 343-353.
- Gudmundsson, A., Simmenes, T. H., Larsen, B. et Philipp, S. L. (2010). Effects of internal structure and local stresses on fracture propagation, deflection, and arrest in fault zones. *Journal of Structural Geology* **32** (11): 1643-1655.
- Hantush, M. S. et Papadopoulos, L. S. (1962). Flow of groundwater to collector wells. *Journal of Hydraulics Engineering Division* **88** (5): 221-244.
- Hitchins, A., Lapointe, A. et Sévigny, P. (2011). 43-101 Technical report on mineral reserve estimate at the Lac Herbin mine. Val d'Or. 187p.
- Hocq, M. (1994). *La Province du Supérieur dans Géologie du Québec*, MM-94-01. Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ): 7-20.
- Horne, R. N., Temeng, K. O. et Aramco, S. (1995). *Relative productivities and pressure transient modeling of horizontal wells with multiple fractures*. Middle East Oil Show, Bahrain: 563-574.
- Hudson, J., Bäckström, A., Rutqvist, J., Jing, L., Backers, T., Chijimatsu, M., Christiansson, R., Feng, X. T., Kobayashi, A., Koyama, T., Lee, H. S., Neretnieks, I., Pan, P. Z., Rinne, M. et Shen, B. T. (2009). Characterising and modelling the excavation damaged zone in crystalline rock in the context of radioactive waste disposal. *Environmental Geology* **57** (6): 1275-1297.
- Hudson, J. A. et Priest, S. D. (1983). Discontinuity frequency in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **20** (2): 73-89.
- Karlsrud, K. (2001). Water control when tunnelling under urban areas in the Oslo region. *Norwegian Tunneling Society Publication* **12** (4): 27-33.
- Kawecki, M. W. (2000). Transient flow to a horizontal water well. *Groundwater* **38** (6): 842-850.
- Kolymbas, D. et Wagner, P. (2007). Groundwater ingress to tunnels – The exact analytical solution. *Tunnelling and Underground Space Technology* **22** (1): 23-27.
- Kompani-Zare, M., Zhan, H. et Samani, N. (2005). Analytical study of capture zone of a horizontal well in a confined aquifer. *Journal of Hydrology* **307** (1-4): 48-59.
- Kordas, B. (1960). *Conference d'Hydraulique*. Conférence d'hydraulique. Association d'hydraulique, Budapest, Hungary.
- Kulatilake, P. H. S. W., Uma, J.-G., Wanga, M., Escandonb, R. F. et Narvaizb, J. (2003). Stochastic fracture geometry modeling in 3-D including validations for a part of Arrowhead East Tunnel, California, USA. *Engineering Geology* **70**: 131-155.

- Labrie, D., Doucet, C. et Côté, M. (2009). *Manuel de Contrôle de terrain de la Mine-laboratoire des LMSM-CANMET, Val-d'Or (Québec), Canada*, Laboratoires des mines et des sciences minérales (LMSM). 63p.
- Langseth, D. E., Smyth, A. H. et May, J. (2004). A method for evaluating horizontal well pumping tests. *Ground Water* **42** (5): 689-699.
- Lato, M., Kemeny, J., Harrap, R. M. et Bevan, G. (2013). Rock bench: Establishing a common repository and standards for assessing rockmass characteristics using LiDAR and photogrammetry. *Computers & Geosciences* **50** (0): 106-114.
- Laubach, S. E., Olson, J. E. et Gale, J. F. W. (2004). Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? *Earth and Planetary Science Letters* **222** (1): 191-195.
- Lei, S. (1999). An Analytical Solution for Steady Flow into a Tunnel. *Ground Water* **37** (1): 23-26.
- Lemieux, J. M., Kirkwood, D. et Therrien, R. (2009). Fracture network analysis of the St-Eustache quarry, Quebec, Canada, for groundwater resources management. *Canadian Geotechnical Journal* **46** (7): 828-841.
- Lian, P. Q., Cheng, L. S. et Cui, J. Y. (2011). A new computation model of fractured horizontal well coupling with reservoir. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* **67** (8): 1047-1056.
- Lloyd, J. et Edwards, M. (1988). Estimation of groundwater inflow to an underground mining operation. *Mine Water and the Environment* **7** (1): 25-47.
- Lombardi, G. (2002). Private communication.
- Mansur, C. I. et Kaufman, R. I. (1962). Dewatering. *Foundation Engineering* G.A. Leonards. McGraw-Hill, New York: 303p.
- Masset, O. et Loew, S. (2010). Hydraulic conductivity distribution in crystalline rocks, derived from inflows to tunnels and galleries in the Central Alps, Switzerland. *Hydrogeology Journal* **18** (4): 863-891.
- McNutt, R. H., Frape, S. K., Fritz, P., Jones, M. G. et MacDonald, I. M. (1990). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54** (1): 205-215.
- McWhorter, D. B. et Sunada, D. K. (1977). Ground-water hydrology and hydraulics. *Water Ressources Publications, Englewood*: 122-124.
- Meiri, D. (1985). Unconfined groundwater-flow calculation into a tunnel. *Journal of Hydrology* **82** (1-2): 69-75.
- Mikels, F. C. et Klaer, F. H. (1956). Application of ground water hydraulics to the development of water supplies by induced infiltration. *International association of scientific hydrogeology* **41**: 232-242.
- Minor, S. A. et Hudson, M. R. (2007). *Regional survey of structural properties and cementation patterns of fault zones in the northern part of the Albuquerque Basin, New Mexico*;

- implications for ground-water flow*. United States, U. S. Geological Survey Professional Paper 1719. 34p.
- Morin, R. H. et Savage, W. Z. (2003). Effects of crustal stresses on fluid transport in fractured rock: case studies from northeastern and southwestern USA. *Hydrogeology Journal* **11** (1): 100-112.
- Mortimer, L., Aydin, A., Simmons, C. T. et Love, A. J. (2011). Is in situ stress important to groundwater flow in shallow fractured rock aquifers? *Journal of Hydrology* **399** (3-4): 185-200.
- Munn, J. D. et Parker, B. L. (2011). *FLUTE hydraulic conductivity profiling in angled coreholes for characterization of a fractured dolostone aquifer*. Geohydro2011, Congrès conjoint CANQUA et AIH-CNC, Québec. 28-31 août 2011: 6p.
- Muskat, M. (1937). The flow of homogeneous fluid through porous media. *Mc Graw Hill*: 175-181.
- Novakowski, K., Bickerton, G., Lapcevic, P., Voralek, J. et Ross, N. (2006). Measurements of groundwater velocity in discrete rock fractures. *Journal of Contaminant Hydrology* **82** (1-2): 44-60.
- Nurmi, P. A., Kukkonen, I. T. et Lahermo, P. W. (1988). Geochemistry and origin of saline groundwaters in the Fennoscandian Shield. *Applied Geochemistry* **3** (2): 185-203.
- Odling, N. E., Harris, S. D. et Knipe, R. J. (2004). Permeability scaling properties of fault damage zones in siliclastic rocks. *Journal of Structural Geology* **26** (9): 1727-1747.
- Paradis, S. J. (2007). Géologie des formations en surface et historique, Québec, Lac Blouin. *Carte 2017A*. Commission géologique du Canada.
- Park, E. et Zhan, H. (2002). Hydraulics of a finite-diameter horizontal well with wellbore storage and skin effect. *Advances in Water Resources* **25** (4): 389-400.
- Park, E. et Zhan, H. (2003). Hydraulics of horizontal well in fractured shallow aquifer systems. *Journal of Hydrology* **281**: 147-158.
- Park, K.-H., Owatsiriwong, A. et Lee, J.-G. (2008). Analytical solution for steady-state groundwater inflow into a drained circular tunnel in a semi-infinite aquifer: A revisit. *Tunnelling and Underground Space Technology* **23** (2): 206-209.
- Parkhurst, D. L. et Appelo, C. A. J. (1999). *User's guide to PHREEQC (version 2) — A Computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. Denver, Colorado. 326p.
- Patel, H. M., Eldho, T. I. et Rastogi, A. K. (2010). Simulation of radial collector well in shallow alluvial riverbed aquifer using analytic element method. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **136** (2): 107-119.
- Perrochet, P. (2005). A simple solution to tunnel or well discharge under constant drawdown. *Hydrogeology Journal* **13** (5): 886-888.
- Pilote, P., Mueller, W.U., Moorhead, J., Scott, C.R. et Lavoie, S. (1997). Géologie, volcanologie et lithogéochimie des Formations Val-d'Or et Héva, district de Val-d'Or, Sous-province de

- l'Abitibi. *Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés*, Ministère des Ressources Naturelles du Québec. DV 97-03: 36p.
- Pino, D. S. (2012). *Structural hydrogeology in the Kenogami uplands, Québec, Canada*. Chicoutimi, Université du Québec à Chicoutimi. Mémoire de maîtrise. 193p.
- Pino, D. S., Rouleau, A., Roy, D. W. et Daigneault, R. (2011). *Analysis of the joint system in the Kenogami uplands bedrock aquifer: methodology and preliminary results*. Geohydro2011, Congrès conjoint CANQUA et AIH-CNC, Québec. 28-31 août 2011: 7p.
- Pollard, D. D. et Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* **100**: 1181-1204.
- Polubarinova-Kochina et Ya, P., Eds. (1962). *Theory of ground water movement*. New Jersey: Princeton University. 441.
- Priest, S. D. et Hudson, J. A. (1976). Discontinuity spacings in rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **13**(5): 135-148.
- Rafini, S. (2008). *Comportement hydraulique des milieux faillés*. Montréal, Université du Québec à Montréal., Thèse de doctorat. 379p.
- Rafini, S. et Larocque, M. (2009). Insights from numerical modeling on the hydrodynamics of non-radial flow in faulted media. *Advances in Water Resources* **32** (8): 1170-1179.
- Rafini, S. et Larocque, M. (2012). Numerical modeling of the hydraulic signatures of horizontal and inclined faults. *Hydrogeology Journal* **20** (2): 337-350.
- Ramsay, J. G. et Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology, volume 1*. London. Academic Press. 307p.
- Rat, M. (1973). *Écoulement et répartition des pressions interstitielles autour des tunnels*, Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées 68. 109-124p.
- Raven, K. G. et Gale, J. E. (1985). Water flow in a natural rock fracture as a function of stress and sample size. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **22** (4): 251-261.
- Richmont Mine (2013). Denver Gold Presentation. [Présentation PowerPoint]. Tiré de <http://ir.richmont-mines.com/en/presentations.cfm>
- Rocscience (2002). *Dips: User's Guide*, Rocscience Inc. 90p.
- Rouleau, A. (2008). Hydro-géomécanique dans les mines: résultats et occasions de recherche. Chicoutimi, Centre d'études sur les ressources minérales. Université du Québec à Chicoutimi: 40p.
- Rouleau, A. et Gale, J. E. (1985). Statistical characterization of the fracture system in the Stripa granite, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **22** (6): 353-367.
- Rouleau, A. et Gale, J. E. (1987). Stochastic discrete fracture simulation of groundwater flow into an underground excavation in granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **24** (2): 99-112.

- Rouleau, A., Guha, J., Archambault, G. et Benlahcen, A. (1999). Aperçu de l'hydrogéologie en socle précambrien au Québec et des problématiques minières. *Hydrogéologie* **4**: 23-32.
- Schleiss, A. J. (1988). *Design of reinforced concrete-lined pressure tunnels*. International Congress of Tunnels and Water, Madrid, Balkema: 1127-1133.
- Seront, B., Wong, T.-f., Caine, J. S., Forster, C. B., Bruhn, R. L. et Fredrich, J. T. (1998). Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of Structural Geology* **20** (7): 865-881.
- Simpkins, W. W. (1995). Isotopic composition of precipitation in central Iowa. *Journal of Hydrology* **172**: 185-207.
- Singh, R. et Atkins, A. (1984). Application of analytical solutions to simulate some mine inflow problems in underground coal mining. *Mine Water and the Environment* **3** (4): 1-27.
- Singh, R. et Reed, S. (1988). Mathematical modelling for estimation of minewater inflow to a surface mining operation. *Mine Water and the Environment* **7** (3): 1-33.
- Singh, R. N. et Atkins, A. S. (1985). Analytical techniques for the estimation of mine water inflow. *International Journal of Mining Engineering* **3** (1): 65-77.
- St-Cyr, D. (2007). La province de Québec. Commission scolaire Marie-Victorin.
- Strack, O. D. L. (1989). *Groundwater Mechanics*, Prentice Hall. 732 p.
- Sun, D. et Zhan, H. (2006). Flow to a horizontal well in an aquitard-aquifer system. *Journal of Hydrology* **321** (1-4): 364-376.
- Surrete, M. J. (2006). *Quantifying heterogeneity in variably fractured rock using a hydrostructural domain approach, Gulf Islands, British Columbia.*, Simon Fraser University. 129p.
- Tarshish, M. (1992). Combined mathematical model of flow in an aquifer-horizontal well system. *Ground Water* **30** (6): 931-935.
- Terzaghi, R. D. (1965). Sources of error in joint surveys. *Geotechnique* **15**: 287-304.
- Tessier, A. C. (1990). *Structural evolution and host rock dilation during emplacement of gold-quartz vein at the Perron deposit, Val d'Or Quebec*, Université de Queen, Kingston, Ontario, Canada. Mémoire de maîtrise non publié. 223p.
- Thovert, J. F., Mourzenko, V. V., Adler, P. M., Nussbaum, C. et Pinettes, P. (2011). Faults and fractures in the Gallery 04 of the Mont Terri rock laboratory: Characterization, simulation and application. *Engineering Geology* **117** (1-2): 39-51.
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal* **7** (1): 1-14.
- Tremblay, D. (1993). *Caractérisation hydrogéologique du massif rocheux à la Mine Niobec, St-Honoré, Québec*. Canada, Université du Québec à Chicoutimi. Mémoire de maitrise. 169p.
- Tremblay, G. (1974). *Géologie du Quaternaire. Région de Rouyn-Noranda et d'Abitibi. Comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest.* , Ministère des Richesses Naturelles. Services de l'Exploration géologique. Gouvernement du Québec, Québec. DP-236. 100p.

- Tsou, P. R., Feng, Z. Y., Yeh, H. D. et Huang, C. S. (2010). Stream depletion rate with horizontal or slanted wells in confined aquifers near a stream. *Hydrology and Earth System Sciences* **7** (2): 2347-2371.
- Unterweger, M. P., Coursey, B. M., Shima, F. J. et Mann, W. B. (1980). Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated water standards. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes* **31**: 611-614.
- Veillette, J. J. (1997). Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la Baie James. *Géographie physique et Quaternaire* **51. 2**: 141-161.
- Walsh, D. F. (1993). *The geology of the experimental mine, CANMET*. Val d'Or, Centre canadien de la technologie des minéraux et de l'énergie. 90p.
- Wang, W. et Zhang, G. (2007). Numerical simulation of groundwater flowing to horizontal seepage wells under a river. *Hydrogeology Journal* **15** (6): 1211-1220.
- YSI (1999). *Operators manual: YSI Model 3200*. Ohio, YSI incorporated. 86p.
- Zarei, H. R., Uromeihy, A. et Sharifzadeh, M. (2011). Evaluation of high local groundwater inflow to a rock tunnel by characterization of geological features. *Tunnelling and Underground Space Technology* **26** (2): 364-373.
- Zhan, H. (1999). Analytical study of capture time to a horizontal well. *Journal of Hydrology* **217**: 46-54.
- Zhan, H. et Cao, J. (2000). Analytical and semi-analytical solutions of horizontal well capture times under no-flow and constant-head boundaries. *Advances in Water Resources* **23**: 35-48.
- Zhan, H. et Park, E. (2003). Horizontal well hydraulics in leaky aquifers. *Journal of Hydrology* **281** (1-2): 129-146.
- Zhan, H., Wang, L. V. et Park, E. (2001). On the horizontal-well pumping tests in anisotropic confined aquifers. *Journal of Hydrology* **252** (1-4): 37-50.
- Zhan, H. et Zlotnik, V. A. (2002). Groundwater flow to a horizontal or slanted well in an unconfined aquifer. *Water Resources Research* **38** (7): 13-11 - 13-11.
- Zhang, L. et Franklin, J. A. (1993). Prediction of water flow into rock tunnels: an analytical solution assuming an hydraulic conductivity gradient. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **30** (1): 37-46.

Type de Structure	
Contact -roche	Cr
Dyke	Dy
Faille	Fa
Fracture	Fr
Foliation	Fo
Schistosité	Sh
Gneissosité	Gn
Stries	St
Joint	Jt
Veine	Ve
Milonite	Ml
Alonger minéral	Am
Axe	Ax
Cannelure	Cn
Mineral	Mn
Zone de cisaillement	Zcis
Litage magmatique	LM
Clivage	Cl

Remplissage	
Argile	Arg
Calcite	Cal
Carbonate	Carb
Chlorite	Chl
Ilménite	Ilm
Oxyde de fer	Fer
Quartz	Qz
Sable, silt	Sab
Matière organique	MaO
Mousse	Mou
Terre	Ter

Eau	
Écoulement	Ecou
Humidité	Hu
Rouille	R
Suintement	Su
Sec	Sec

Terminaison	
Visible	V
Non visible	N
Fracture	F
Sol	S
Plafond	P
Boulon	B

Ouverture: Type	
Libre	L
Rempli	R

Courbure	
Planaire	Pl
Courbée	Courb
Escalier	Es
Ondulée	Ond
Légèrement ondulée	L. Ond
Irrégulière	Irr

Direction de cisaille	
Senestre	S
Distral	D

Altération	
Frais	
Peu altéré	
Moyennement altéré	
Très altéré	
Complètement aléré	
Sol résiduel	

Commentaires	
Polie	
Irrégulier	
Brisé	
Cisailé	
Adoucie	
// = parallèle	

ANNEXE C: Procédure d'échantillonnage hydrogéochimique

Purge

Avant de collecter un échantillon à partir d'un trou de forage à la surface ou d'un puits qui est rarement pompé, il faut pomper au moins trois fois le volume d'eau du puits (MDDEP, 2008). Ce volume est calculé par la formule suivante :

$$V(L) = \left(\frac{DT}{2}\right)^2 \times \pi \times (PT - PE) \times 1000 \times 3$$

Pour un piézomètre, la formule utilisée (ci-dessous) prend en considération le matériel filtrant autour de la crépine (Blanchette et al., 2010).

$$V(L) = \left[\left(\left(\frac{DT}{2}\right)^2 \times \pi \times (PT - PE - IMF) \right) + \left(\left(\frac{DF}{2}\right)^2 \times \pi \times IMF \right) \right] \times 1000 \times 3$$

Où : 1000 converti les m³ en litres et 3 permet d'obtenir trois fois le volume;

V = volume à purger;

DT = diamètre du tubage (m);

DF : diamètre du forage (m);

PT = profondeur totale (m);

PE = profondeur d'eau (m);

IMF = intervalle d massif filtrant (m).

Filtration

Lorsque l'eau est très turbide ou riche en particules, elle est filtrée sur le terrain avec un filtre de 0,45 µm. Tous les échantillons prélevés pour l'analyse des métaux et des nutriments sont aussi filtrés même si l'eau est claire.

Lorsqu'il y a peu de matières en suspension, le filtre de nitrocellulose vissé à l'extrémité d'une seringue de 60 ml en polyéthylène est suffisant. Si la filtration est difficile en raison de la forte densité de particules, un filtre « Inline Disposable :

Modèle FHT-45 » peut être utilisé. Avant d'utiliser l'eau filtrée pour les échantillons, le filtre doit être rincé avec quelques millilitres d'eau, sauf si le filtre se bouche rapidement.

Remplissage des bouteilles

Les bouteilles doivent être en commençant par les bouteilles ne contenant aucun agent de conservation afin d'éviter de contaminer les échantillons avec les agents de conservation des autres bouteilles. La bouteille pour l'analyse des sulfures doit être remplie après celle des métaux car son agent de conservation est composé d'acétate de zinc, ce qui pourrait augmenter la teneur de l'analyse du zinc.

Bouteilles sans agent de conservation

Les bouteilles doivent être rincées avec l'eau à échantillonner puis remplies complètement en évitant les bulles d'air car le dégazage du CO₂ influence l'alcalinité totale ou pour éviter les échanges isotopiques pour les analyses du $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ et ^3H . La méthode développée par *United States Geological Survey* (USGS) (USGS, 2009) est utilisée. La bouteille est placée dans la chaudière afin qu'elle soit submergée. Le tuyau fixé au bout de la vanne est introduit dans le fond de la bouteille pour la remplir et le bouchon est vissé sous le niveau de l'eau. Il faut s'assurer qu'il n'y ait pas de bulles d'air dans la bouteille. Ensuite du ruban électrique est fixé à la base du bouchon pour étanchéifier les échantillons.

Bouteilles avec agent de conservation

Avant de remplir les bouteilles, il faut s'assurer qu'elles contiennent des agents de conservation. Il ne faut pas les rincer et elles doivent être remplies jusqu'au col (début des filets) pour ne pas perdre d'agent de conservation. Les gants ne doivent pas entrer en contact avec l'intérieur du bouchon et les filets du col de la bouteille. Si jamais les gants sont contaminés, ils peuvent être changés ou rincés avec de l'eau à échantillonner ou déminéralisée puis l'excès d'eau doit être retiré en les secouant. Ces bouteilles doivent aussi être scellées avec un ruban électrique.

Conservation et expédition

Les échantillons doivent être conservés à 4 °C et à l'obscurité. Les bouteilles destinées à l'analyse des isotopes peuvent être gardées longtemps au réfrigérateur ou dans une chambre froide jusqu'à ce qu'elles soient envoyées pour l'analyse. Les autres échantillons sont envoyés chez Maxxam Analytique Inc. dans un délai maximum de 5 jours après qu'ils aient été collectés. Il est préférable de regrouper les échantillons de chaque site dans un sac de plastique. Pour l'envoi, les bouteilles sont mises dans une glacière remplie de glace qui est scellée avec du ruban adhésif gris imperméable (duck tape) pour ne pas qu'elles s'ouvrent durant le transport.

ANNEXE D : Données hydrogéochimiques brutes

INFORMATIONS SUR L'ÉCHANTILLON											
Identification		Localisation							Provenance		
No. échantillon	Date d'échantillonnage	Mine	Niveau (m)	Secteur	Station	Syst. Coor-données	X	Y	Type	Interval prof. (m)	Prof. considérée (m)
C-11	2011-08-22	Canmet	38	LeRoy	1	Mine	2959	5333980	Fracture	38	38
C-01	2011-08-16		70	MYL	1	Mine	2853	5334173	Forage BQ	70	70
C-12	2012-06-04				1	Mine	2853	5334173	Forage BQ	70	70
C-07	2011-08-19				2	Mine	2853	5334173	Forage BQ	0 - 70	35
C-08	2011-08-19				3	Mine	2853	5334173	Forage BQ	22 - 70	46
C-03	2011-08-16			Lunch Room	1	Mine	3143	5334245	Forage BQ	70	70
C-06	2011-08-18				2	Mine	3098	5334212	Forage BQ	70	70
C-16	2012-06-04				2	Mine	3098	5334212	Forage BQ	70	70
C-15	2012-06-04			3	Mine	3143	5334245	Forage BQ	30 - 70	50	
C-04	2011-08-18			Éléphant blanc	1	Mine	2945	5334275	Forage BQ	0 - 70	35
C-13	2012-06-04				1	Mine	2945	5334275	Forage BQ	0 - 70	35
C-05	2011-08-18			Loco-motive	2	Mine	2870	5334212	Forage BQ	42 - 70	56
C-09	2011-08-19				1	Mine	3039	5334199	Forage BQ	31 - 70	51
C-09D	2011-08-19				1	Mine	3039	5334199	Forage BQ	31 - 70	51
C-10	2011-08-19			2	Mine	3036	5334192	Forage BQ	51 - 70	61	
C-14	2012-06-04		2	Mine	3039	5334199	Forage BQ	31 - 70	51		
C-02	2011-08-16		130	W	1	Mine	2927	5334037	Forage BQ	130	130
C-18	2012-06-04				1	Mine	2927	5334037	Forage BQ	130	130
C-17	2012-06-04				2	Mine	2968	5334054	Forage BQ	130	130

INFORMATIONS SUR L'ÉCHANTILLON												
Identification		Localisation							Provenance			
No. échantillon	Date d'échantillonnage	Mine	Niveau (m)	Secteur	Station	Syst. Coor-données	X	Y	Type	Interval prof. (m)	Prof. considérée (m)	
B-02	2012-05-28	Beaufor	Surface	Puits	1	U18	310556	5337492	Puits	0 - 545	273	
B-04	2012-05-30			Zone forages	1	Mine	1690	5333201	Forage NQ	0 - 153	77	
B-06	2012-06-01				2	Mine	1743	5333228	Forage NQ	0 - 104	52	
B-06D	2012-06-01			2	Mine	1743	5333228	Forage NQ	0 - 104	52		
B-03	2012-05-29		31	Zone W	1	Mine	2229	5333252	Fracture	31	31	
B-01	2012-05-16		150	Zone cis.	1	Mine	2350	5333160	Forage BQ	0 - 150	75	
B-05	2012-05-31		175		1	Mine	1758	5333499	Forage BQ	0 - 175	88	
LH-03	2012-05-24	Lac Herbin	Surface	Lac	1	U18	299983	5332679	Lac	0	0	
LH-04	2012-05-24			Rivière	1	U18	299891	5332679	Rivière	0	0	
LH-02	2012-05-23		R	Rampe	1	MTM	317775	5333505	Fracture	30	30	
LH-05	2012-05-24		170	14-APEX	1	MTM	316846	5333695	Fracture	170	170	
LH-01	2012-05-23		200	Venti-lation		1	MTM	316812	5333164	Fracture	200	200
LH-06	2012-05-24				2	MTM	316760	53333375	Forage BQ	200 - 446	323	
LH-07	2012-05-25				3	MTM	316760	53333375	Forage BQ	200 - 518	359	
LH-08	2012-05-25				4	MTM	316760	53333375	Forage BQ	195 - 200	198	
LH-09	2012-05-25		220	Nouvelle zone		1	MTM	317135	5333823	Forage BQ	182 - 220	201
LH-9-D	2012-05-25					1	MTM	317135	5333823	Forage BQ	182 - 220	201

INFORMATIONS SUR L'ÉCHANTILLON					ANALYSES DE TERRAIN			
Informations sur le forage					Mesure	Qualité		
No. échantillon	No de forage	Orientation (°)	Plongée (°)	Longueur (m)	Débit (L/s)	Couleur	Odeur	Turbidité
C-11						claire	m. org	non
C-01	LGM-04-07	209	0	120	0.06	Jaunâtre	fer	non
C-12	LGM-04-07	209	0	120	0.08	jaunâtre	fer	non
C-07	MGM-04-09	209	75	75	0.01	jaunâtre	fer	non
C-08	LGM-04-09	210	20	141	0.14	Jaunâtre, orangée	fer	faible
C-03	LGM-04-27	144	0	75	0.06	L. jaunâtre	nul	non
C-06	NA	31	0	10	0.00	claire	nul	non
C-16	NA	31	0	10	0.00	claire	nul	non
C-15	LGM-04-28	143	29.22	81	0.05	claire	nul	non
C-04	NA	345	10.48	726.29	>3	claire	nul	non
C-13	NA	345	10.48	726.29	>3	claire	nul	non
C-05	LGM-05-06	340	18	90	0.21	claire	nul	non
C-09	NA	169	40	NA	0.64	claire	fer?	non
C-09D	NA	169	40	NA	0.64	claire	fer?	non
C-10	2007-70-03	200	13.54	80	0.00	L. jaunâtre	fer?	non
C-14	NA	169	40	NA	0.83	claire	nul	non
C-02	#96-11	211	0	224	0.13	L. orangée	fer	non
C-18	#96-11	211	0	224	0.34	jaunâtre	soufre	faible
C-17	130-29	150	0	80	0.00	claire	nul	non

INFORMATIONS SUR L'ÉCHANTILLON					ANALYSES DE TERRAIN			
Informations sur le forage					Mesure	Qualité		
No. échantillon	No de forage	Orientation (°)	Plongée (°)	Longueur (m)	Débit (L/s)	Couleur	Odeur	Turbidité
B-02	P Citoyens	0	90	545	0.32	claire	nul	non
B-04	86-127	25	75	158.4	0.18	grisâtre	huile?	oui
B-06	90-82	25	81	105	0.17	jaunâtre	gaz	granules noir
B-06D	90-82	25	81	105	0.17	jaunâtre	gaz	granules noir
B-03						claire	fer?	non
B-01	148-02	34	78	602	0.03	claire	nul	faible
B-05	80-17			344.3	0.32	jaunâtre	fer	rouille
LH-03						jaunâtre, brunâtre	m. org	oui
LH-04						jaunâtre. Orangée	nul	oui
LH-02					0.01	claire	nul	tr. Fe
LH-05					0.01	claire	nul	non
LH-01						claire	nul	non
LH-06	LH02-397	356	50	321	0.52	blanchâtre, grisâtre	soufre	oui
LH-07	LH02-417	344	63	357	0.39	grisâtre	soufre	oui
LH-08	Gal. expl#3		10	NA	0.06	blanchâtre	soufre	oui
LH-09	LH-03-353	353	40	59	0.07	grisâtre	non	oui
LH-9-D	LH-03-353	353	40	59	0.07	grisâtre	non	oui

ANALYSES DE TERRAIN						PARAMÈTRES D'ANALYSE EN LABORATOIRE							
Analyse sonde						Anions						Nutriments	
No. échantillon	pH	Eh (mV)	T (°C)	Cond (µS/cm)	O ₂ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	Br (mg/L)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	N (mg/L)	F (mg/L)	N-NH ₃ (mg/L)	P inorg. (mg/L)
B-02	7.76	-49.5	6.06	460	0.14	180	0	0.6	9.1	0	0.1	0.15	0
B-04	6.5	-100	7.65	1468	1.2	330	0	4.3	230.0	0	0	1.3	0
B-06	7.12	-123.2	7.75	1561	0.2	390	0	2.6	280.0	0	0.1	1.4	0
B-06D	7.12	-123.2	7.75	1562	0.2	390	0	2.5	270.0	0	0.1	1.4	0
B-03	8.14	35.1	11.39	586	9.39	150	0	12	25.0	0.2	0	0.41	0
B-01	7.8	60.5	7.1	221	0.17	170	0	1.2	14.0	0.3	0.1	0.09	0
B-05	7.13	-143	7.91	1167	0.13	320	0	14	120.0	0	0	0.68	0
LH-03	7,05	128.6	18,85	178	0	7	0	2.2	27.0	0.5	0	0	0
LH-04	6,61	101.6	18,61	78	0	5	0	0.5	10.0	0	0	0	0
LH-02	7,67	27.7	9,15	560	0	160	0	4.5	31.0	0.2	0	0.31	0
LH-05	8,15	142.6	12,13	809	0	290	0	2.9	0.7	0.9	0.1	1.2	0.03
LH-01	8,24	52.4	9,7	430	12.4	150	0	1	13.0	0.1	0.1	0.05	0
LH-06	8,97	-0.7	7,98	466	3.3	44	0	66	17.0	0	0.2	0	0
LH-07	9.03	-17.5	7.96	530	1	39	1.1	94	12.0	0	0.2	0.06	0
LH-08	8.15	-16	7.97	455	0.88	170	0	10	3.2	0	0.1	0.06	0
LH-09	10.07	-17.3	7.45	219	0.29	40	0	11	13	0	0.2	0.12	0
LH-9-D	10.07	-17.3	7.45	219	0.29	42	0	11	13	0	0.2	0.12	0

PARAMÈTRES D'ANALYSE EN LABORATOIRE												
Cations												
No. échantillon	Mg	Mn	K	Na	Ca	Fe	Si	Sr	Al	Ni	Co	Cu
	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
<i>Limite d.</i>	0.1	0.0004	0.1	0.1	0.30	0.1	0.1	0.002	0.001	0.001	0.0005	0.0005
C-11	5.8	0.99	1.3	6.9	66	0	6	0.17	0	0	0	0.0069
C-01	6.2	1.6	1.8	5.5	57	7.7	8.4	0.17	0.023	0	0.0014	0
C-12	6	1.7	1.8	5.1	59	8.2	8.4	0.17	0	0.0016	0.0015	0.0009
C-07	9	0.56	1.4	7.5	69	5.1	11	0.42	0.013	0	0.0006	0
C-08	5.5	1	1.8	4.9	48	4.7	7.8	0.13	0.024	0.0011	0.0012	0
C-03	7.5	0.75	1.6	5.8	69	2	7.1	0.32	0	0	0	0
C-06	12	2	3.2	14	100	2.2	8.4	0.42	0	0.0027	0.0067	0
C-16	10	1.6	3.3	11	100	1.5	7.7	0.33	0	0.0035	0.0052	0.001
C-15	13	0.14	3.9	20	100	0	7.5	0.62	0	0.0013	0	0.0005
C-04	6	0.074	3.8	6.9	39	0	6.8	0.13	0	0	0	0.0065
C-13	5.5	0.056	3.1	6.4	42	0	6.8	0.14	0	0.002	0	0.0054
C-05	7.8	0.13	1.8	13	64	0	7.2	0.27	0	0	0	0
C-09	13	2.6	2.7	14	94	2.4	9.3	0.3	0	0.0019	0.011	0
C-09D	13	2.6	2.7	14	95	2.5	9.6	0.3	0.0044	0.0023	0.011	0
C-10	8.7	0.16	2.1	6.1	77	0	6.2	0.26	0	0	0	0.039
C-14	14	2.5	2.6	10	100	1.7	9	0.31	0	0.0031	0.011	0.0009
C-02	6.2	1.3	1.4	5.6	50	4	8.6	0.17	0.0061	0	0.0007	0
C-18	6.1	1.2	1.4	5.6	52	4.3	7.8	0.19	0.011	0	0.0007	0.0006
C-17	5.5	0.99	1.2	4.4	70	2.3	7.4	0.36	0	0	0.002	0.0027

PARAMÈTRES D'ANALYSE EN LABORATOIRE												
Cations												
No. échantillon	Mg	Mn	K	Na	Ca	Fe	Si	Sr	Al	Ni	Co	Cu
	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
B-02	9.2	0.27	2.8	5	59	0.27	8.7	0.16	0.011	0	0	0
B-04	45	2.8	3.3	21	130	28	11	0.45	0.015	0	0.0016	0
B-06	75	2.5	3.1	8.2	140	15	8	0.45	0.018	0	0.0008	0.0025
B-06D	73	2.4	3	8	130	15	7.7	0.45	0.022	0	0.0008	0
B-03	5	0.15	1.1	5.4	63	0	5.6	0.16	0	0	0	0
B-01	16	0.04	1.8	7.1	44	0	6.3	0.59	0	0	0	0
B-05	29	1.9	3.1	23	110	8.1	9.7	2	0	0	0.0033	0
LH-03	2.7	0.044	1	3.5	11	0.88	2.2	0.056	0.14	0.0017	0	0.0074
LH-04	1.2	0.056	0.8	1.2	5.5	0.69	1.8	0.02	0.23	0.0014	0.0006	0.0023
LH-02	5	0.11	1.7	4.9	68	0.2	7.3	0.095	0	0	0	0.0008
LH-05	24	0.2	3.9	18	69	0	9.1	0.69	0	0	0	0
LH-01	9	0.031	1.6	8.5	49	0	7	0.41	0	0	0	0.0009
LH-06	1	0.004	1.7	52	16	0	5	0.36	0.037	0	0	0
LH-07	0.8	0.0058	1.2	60	17	0	4.8	0.37	0.038	0	0	0
LH-08	2.7	0.014	3.3	51	26	0	6.7	0.62	0.01	0	0	0
LH-09	1.2	0.0041	1.1	23	14	0	4.3	0.19	0.087	0	0	0
LH-9-D	1.3	0.0056	1.1	23	13	0	4.4	0.19	0.1	0	0	0

PARAMÈTRES D'ANALYSE EN LABORATOIRE													
No. échantillon	Cations												Sulfures
	Ag (mg/L)	Cr (mg/L)	Mo (mg/L)	As (mg/L)	Ti (mg/L)	U (mg/L)	V (mg/L)	Zn (mg/L)	Ba (mg/L)	B (mg/L)	Cd (mg/L)	Pb (mg/L)	S ₂ (mg/L)
B-02	0	0	0	0	0	0	0	0.011	0.082	0.0074	0	0	0
B-04	0	0.0016	0	0	0	0	0	0.02	0.24	0.05	0	0	0
B-06	0	0.0013	0	0	0	0	0	0.0074	0.21	0.082	0	0	0
B-06D	0	0.0013	0	0	0	0	0	0.0068	0.2	0.08	0	0	0
B-03	0	0	0.016	0.0039	0	0.0078	0.0024	0.0071	0.076	0.0061	0	0	0
B-01	0	0	0.003	0.0048	0	0.0037	0	0	0.59	0.0073	0	0	0
B-05	0	0.0006	0.0039	0.0043	0	0	0	0	0.21	0.057	0	0	0
LH-03	0	0	0	0	0	0	0.002	0.099	0.0074	0.01	0	0.003	0
LH-04	0	0.0012	0	0.0011	0	0	0.0022	0.032	0.0058	0	0	0.0008	0
LH-02	0	0	0	0	0	0	0	0	0.019	0	0	0	0
LH-05	0	0	0.0013	0	0	0	0	0.031	0.097	0.019	0	0.0001	0
LH-01	0	0	0.0009	0.004	0	0	0	0.043	0.0044	0.012	0	0.0002	0
LH-06	0	0	0.0021	0	0	0	0	0	0.01	0.11	0	0	0.34
LH-07	0	0	0.0017	0	0	0	0	0	0.008	0.12	0	0	0.28
LH-08	0	0	0.0016	0	0	0	0	0	0.0083	0.1	0	0	0.11
LH-09	0.00064	0	0.0031	0	0	0	0	0.0062	0	0.057	0	0.0005	0.29
LH-9-D	0	0	0.0031	0	0.0000	0	0	0.011	0.002	0.054	0	0.0029	0.20

PARAMÈTRES D'ANALYSE EN LABORATOIRE				RÉSULTATS	
No. échantillon	Isotopes			TDS (mg/L)	BI (%)
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Tritium (UT)		
<i>Limite d.</i>			0.80		
C-11				280	8
C-01				266	13
C-12	-12.8	-90.9	14.8	269	13
C-07	-12.5	-89.3		316	14
C-08				225	12
C-03				308	7
C-06				480	4
C-16	-13.1	-91.8		450	5
C-15				503	2
C-04				201	9
C-13	-12.9	32.4		205	9
C-05				306	8
C-09				460	5
C-09D				461	6
C-10	-13.9	-97.1		329	6
C-14	-12.7	-92.1	15.1	485	3
C-02				245	10
C-18	-12.6	-89.6		247	10
C-17				292	9

PARAMÈTRES D'ANALYSE EN LABORATOIRE				RÉSULTATS	
No. échantillon	Isotopes			TDS (mg/L)	BI (%)
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Tritium (UT)		
<i>Limite d.</i>			0.80		
B-02	-13.1	-91.4		275	10
B-04	-13.0	-91.1		807	7
B-06	-13.8	-97.0	14.9	927	4
B-06D				904	3
B-03				268	4
B-01	-13.0	-89.4		262	7
B-05	-13.1	-91.3	11.1	642	4
LH-03	-12.0	-88.3		58	14
LH-04	-11.8	-85.2		27	32
LH-02	-13.5	-93.8		283	7
LH-05	-12.9	-89.9	<0.8	422	7
LH-01	-13.2	-91.6	4.3	240	11
LH-06	-14.4	-101.0	1.6	204	7
LH-07	-14.6	-101.8	1.2	231	3
LH-08	-13.7	-95.9		274	7
LH-09	-13.8	-96.7	5.1	109	22
LH-9-D				110	20

ANNEXE E: Calculs de la correction de Terzaghi

- 1- Calculer les cosinus directeurs de la ligne de levé (QLx, QLy, QLz) :
 D = direction
 P = plongée
 l = ligne de levé
 $Qlx = \cos (Pl) * \cos (Dl)$
 $Qly = \cos (Pl) * \sin (Dl)$
 $Qlz = \sin (Pl)$
- 2- Calculer les cosinus directeurs de chaque fracture (QFx, QFy, QFz) :
 f = fracture
 $Qfx = \cos (Pf) * \cos (Df)$
 $Qfy = \cos (Pf) * \sin (Df)$
 $Qfz = \sin (Pf)$
- 3- Calculer $\cos \alpha$ pour chaque fracture, où l'angle α = angle entre le pôle de la fracture et de la ligne de levé :
 $\cos \alpha = Qfx*Qlx + Qfy*Qly + Qfz*Qlz$
- 4- Calculer l'angle α :
 $\alpha = \arccos \alpha$
- 5- Calculer le poids 1 (W1) pour chaque fracture :
 Si $\alpha \geq 70$; W1 = 0
 Sinon W1 = 1/cos α
- 6- Multiplier W1 par 10 si le logiciel utilisé ne fait pas la correction de Terzaghi.
- 7- Le nombre de fractures équivalentes = somme W1 de chaque fracture.
- 8- Déterminer les pôles des fractures principales (Di, Pi) et calculer leur cosinus directeurs (Qix, Qiy, Qiz).
- 9- Calculer $\cos \gamma_i$ pour chaque fracture, où γ_i = angle entre le pôle de la famille i et le pôle de la fracture.
 $\cos \gamma_i = Qix*Qfx + Qiy*Qfy + Qiz*Qfz$
- 10- Calculer l'angle γ_i :
 $\gamma_i = \arccos \gamma_i$
- 11- Déterminer quelle fracture se situe à moins de 10° du pôle i :
 Si $\gamma_i \leq 10$; W1 reste W1
 Sinon W1 = 0
- 12- Déterminer quelle fracture se situe à moins de 20° du pôle i :
 Si $\gamma_i \leq 20$; W1 reste W1
 Sinon W1 = 0
- 13- Calculer la distance corrigée de chaque fracture (distance réelle à laquelle on observerait la fracture si la ligne de levé serait orientée parallèlement au pôle de la famille de fracture i) :
 $\sin \alpha_i * (LI - (\sin \alpha_i * (LI - d)))$
 α_i = angle entre le pôle de la famille de fracture i et la ligne de levé

LI = Longueur de la ligne de levé

d = Distance de la fracture le long de la ligne de levé

Pour chaque fracture sur chaque ligne de levé supplémentaire qui est ajouté au stéréogramme corrigé :

14-Calculer le poids 2 afin d'uniformiser les lignes de levé :

$$W2 = W1/LI*Lu$$

Lu = Longueur uniformisée

15-Calculer l'angle entre chaque fracture et la nouvelle ligne de levé.

$$\cos \alpha_j = Qfx*Ql_jx + Qfy*Ql_jy + Qfz*Ql_jz$$

$$\alpha_j = \arccos \alpha_j$$

16-Vérifier si chaque fracture se trouve dans la zone noire des autres lignes de levé.

Si $\alpha_j \geq 70$; alors $N_j = 1$ (la fracture se trouve dans la zone noire de la ligne j)

Sinon $N_j = 0$ (la fracture n'est pas dans la zone noire de la ligne j)

17- Calculer le poids 3:

$$W3 = T - \sum N_j$$

T = Nombre total de ligne de levé dans le stéréogramme

18-Calculer le poids final :

$$Wf = W2/W3$$

19-Multiplier le poids final par 10 pour mettre les données corrigées sur le stéréogramme, dans le logiciel Dips il suffit d'indiquer la valeur de $Wf*10$ dans la colonne « QUANTITY » pour chaque fracture.

ANNEXE F : Recommandations pour l'élaboration des croquis

- 1- À l'arrivée sur l'affleurement, identifier les fractures principales et commencer le croquis avec elles en donnant l'emphase sur les fractures et non sur la forme ou la rugosité de l'affleurement.
- 2- Écrire les directions des fractures sur le croquis afin de confirmer lesquelles correspondent aux familles principales et pour garder les relations angulaires.
- 3- Porter une attention spéciale à la continuité des fractures et à leur terminaison pour déterminer lesquelles sont les plus longues et lesquelles sont les plus courtes.
- 4- Représenter la forme des fractures sur le croquis : planaire. Irrégulière, courbée, ondulée, etc.
- 5- Observer s'il y a des fractures qui ne se propagent pas dans un type de roche.
- 6- Observer si les zones de failles ductiles/fragiles et observer s'il y a des fractures parallèles et continues le long d'elles et parallèles à la foliation de la zone de cisaillement.
- 7- Consulter les publications suivantes pour mieux comprendre les mécanismes de formation des discontinuités structurales : types de failles (Ramsay et Huber, 1987); formation des fractures en extension, en cisaillement et hybrides (Cosgrove, 1998); patrons de fracturation (Dunne et Hancock, 1994).

ANNEXE G: Cartographie des fractures (âge relative)

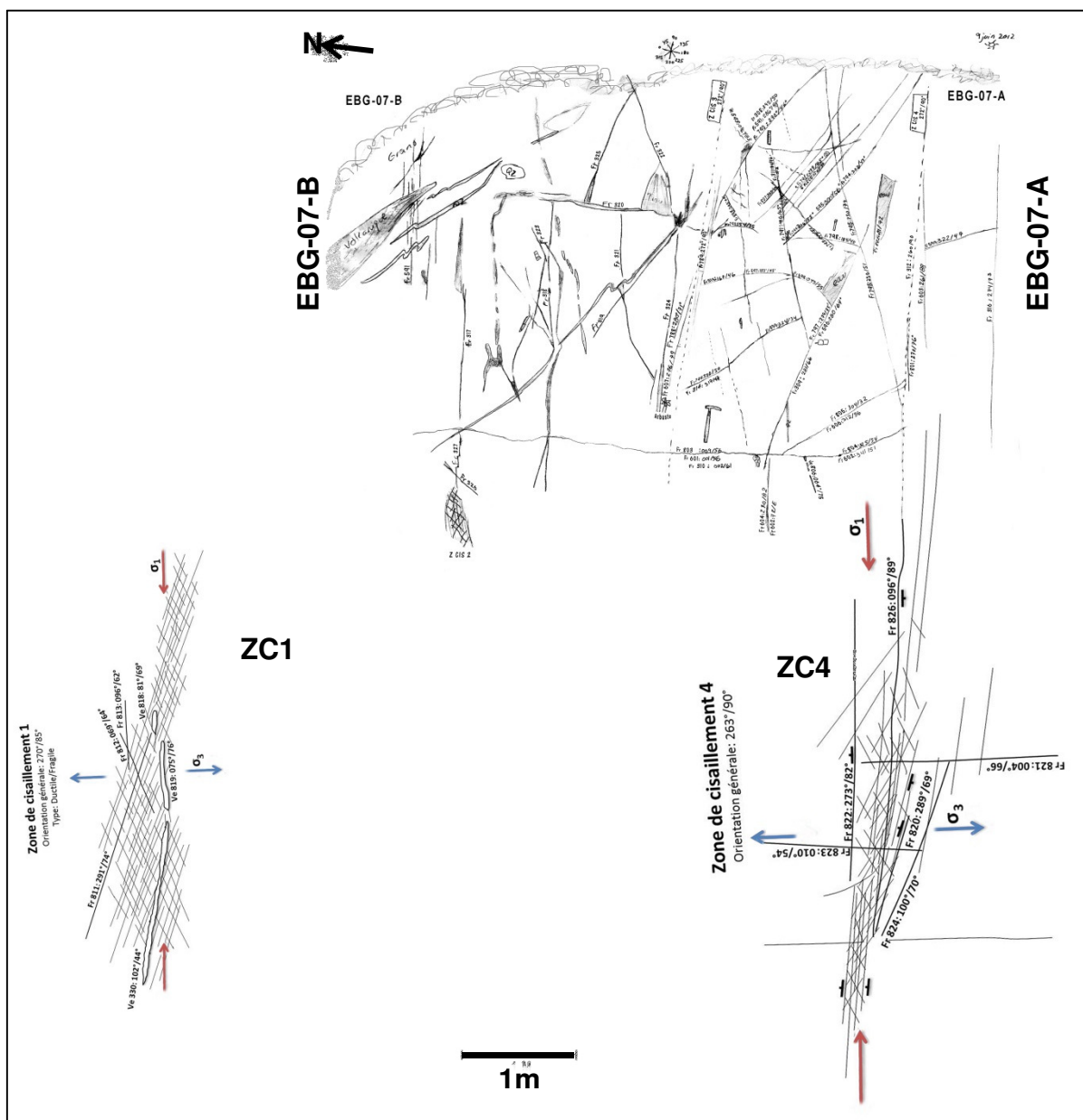


Figure AG.1 : Vue générale du croquis de l'affleurement EBG-07 à la mine Beaufor

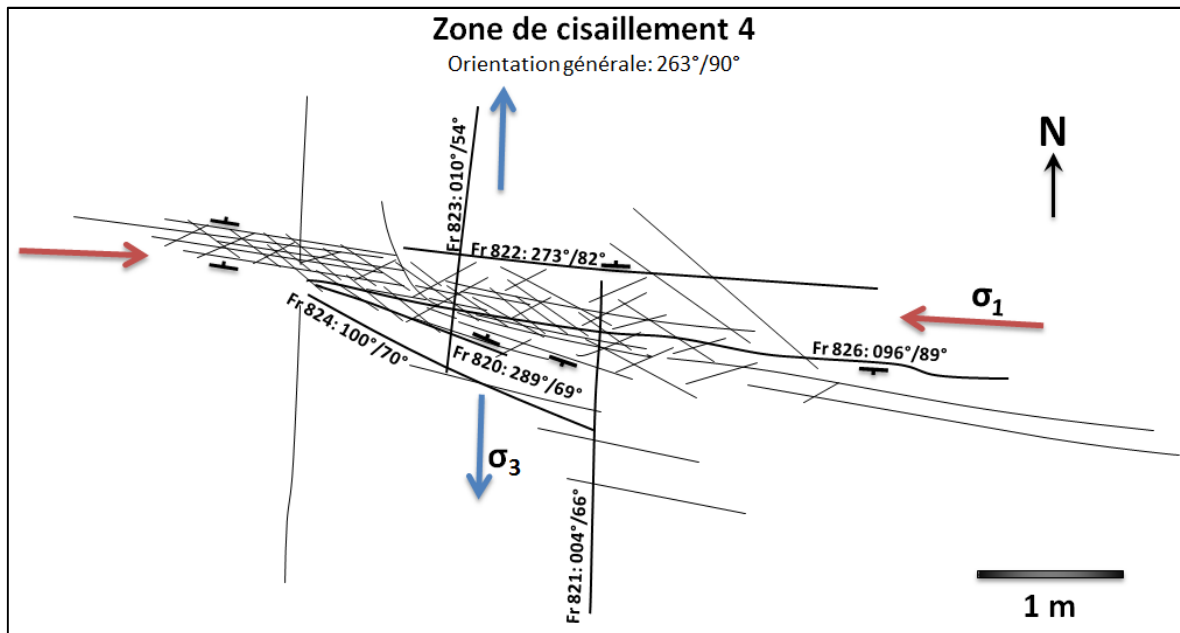


Figure AG.2 : Croquis de la zone de cisaillement 4 sur l'affleurement EBG-07 à la mine Beaufor

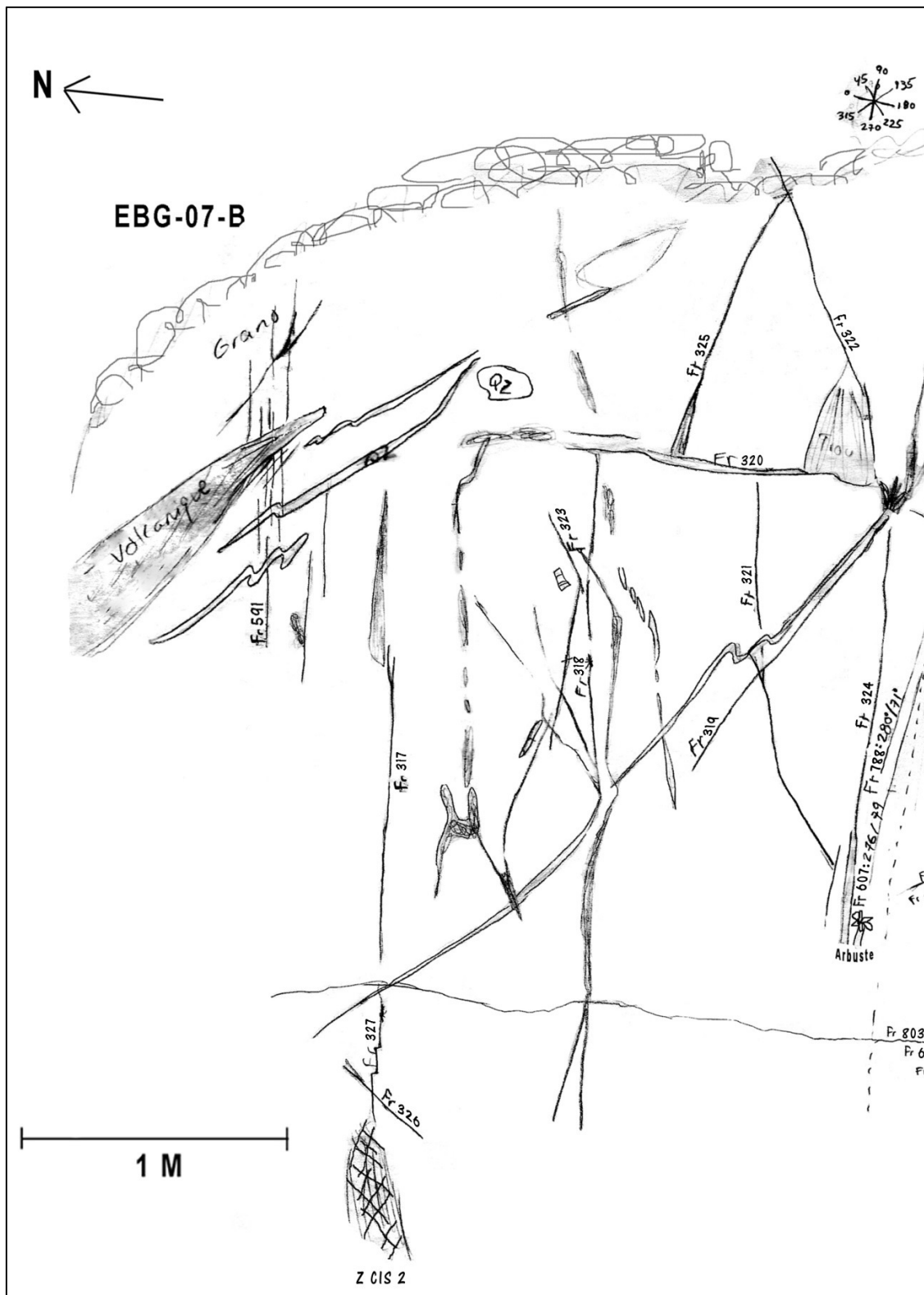


Figure AG.3 : Section Nord (B) de l'affleurement EG-07

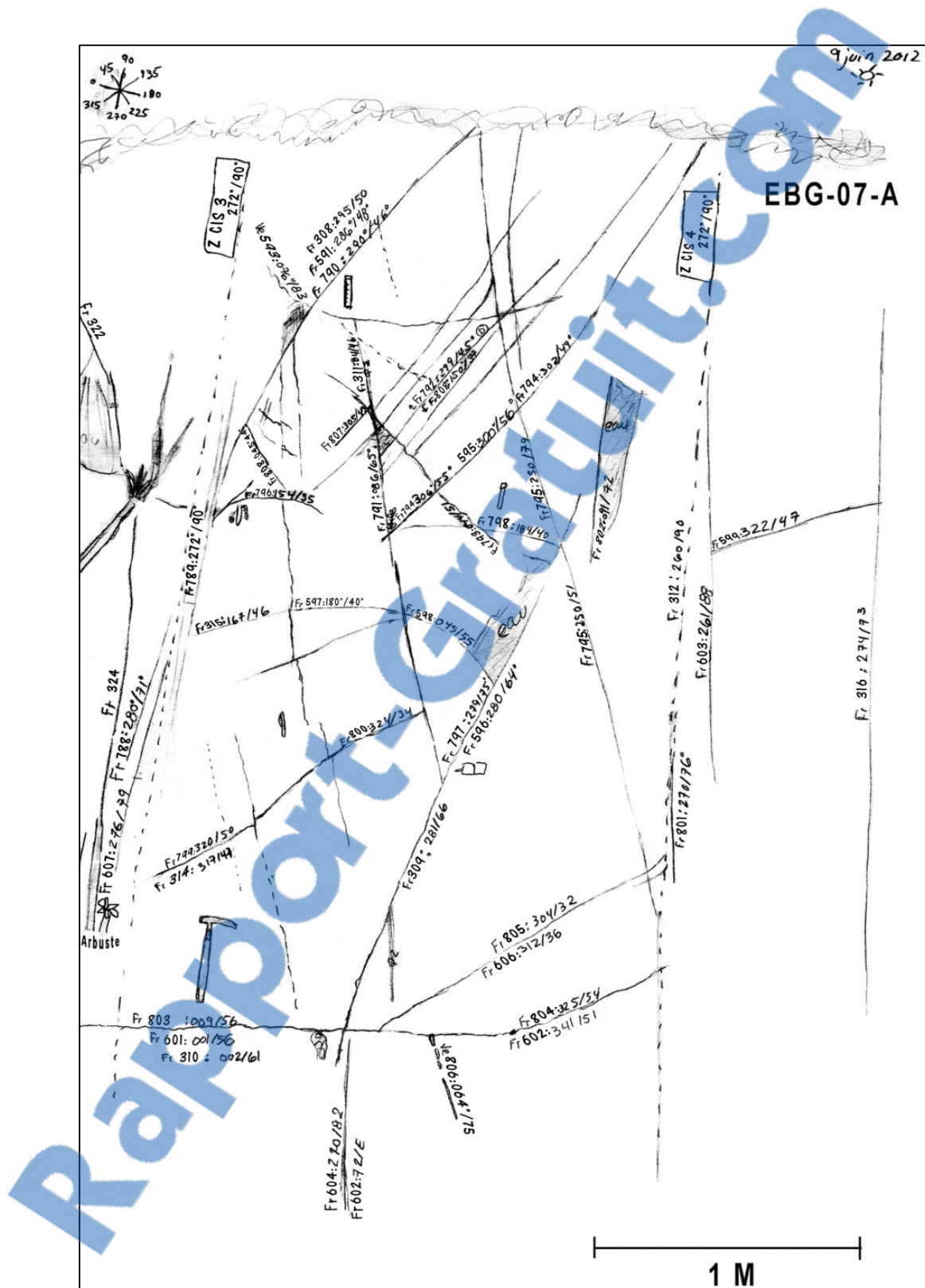


Figure AG.4 : Section Sud (A) de l'affleurement EG-07

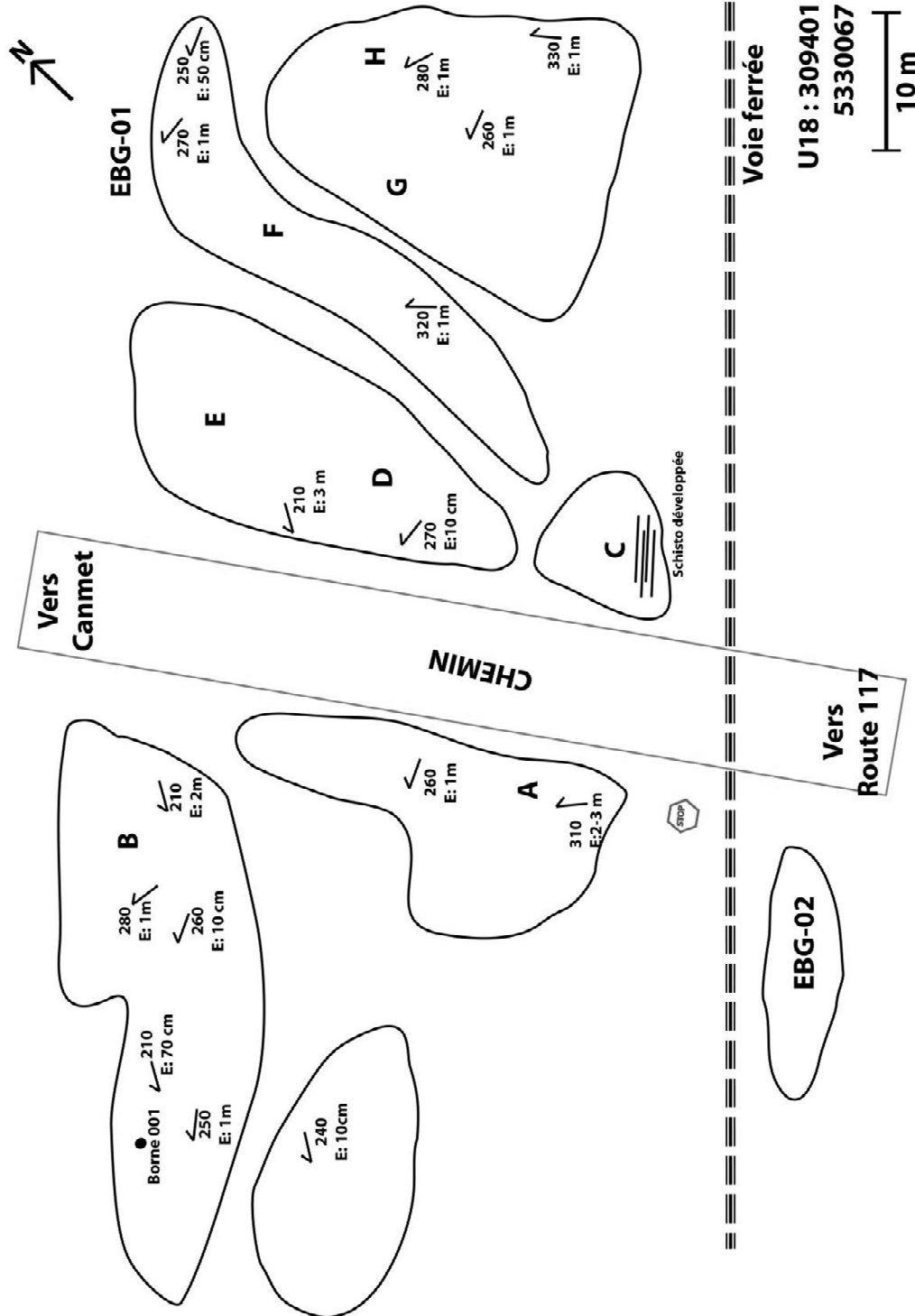


Figure AG.5 : Localisation des affleurements près de la mine CANMET

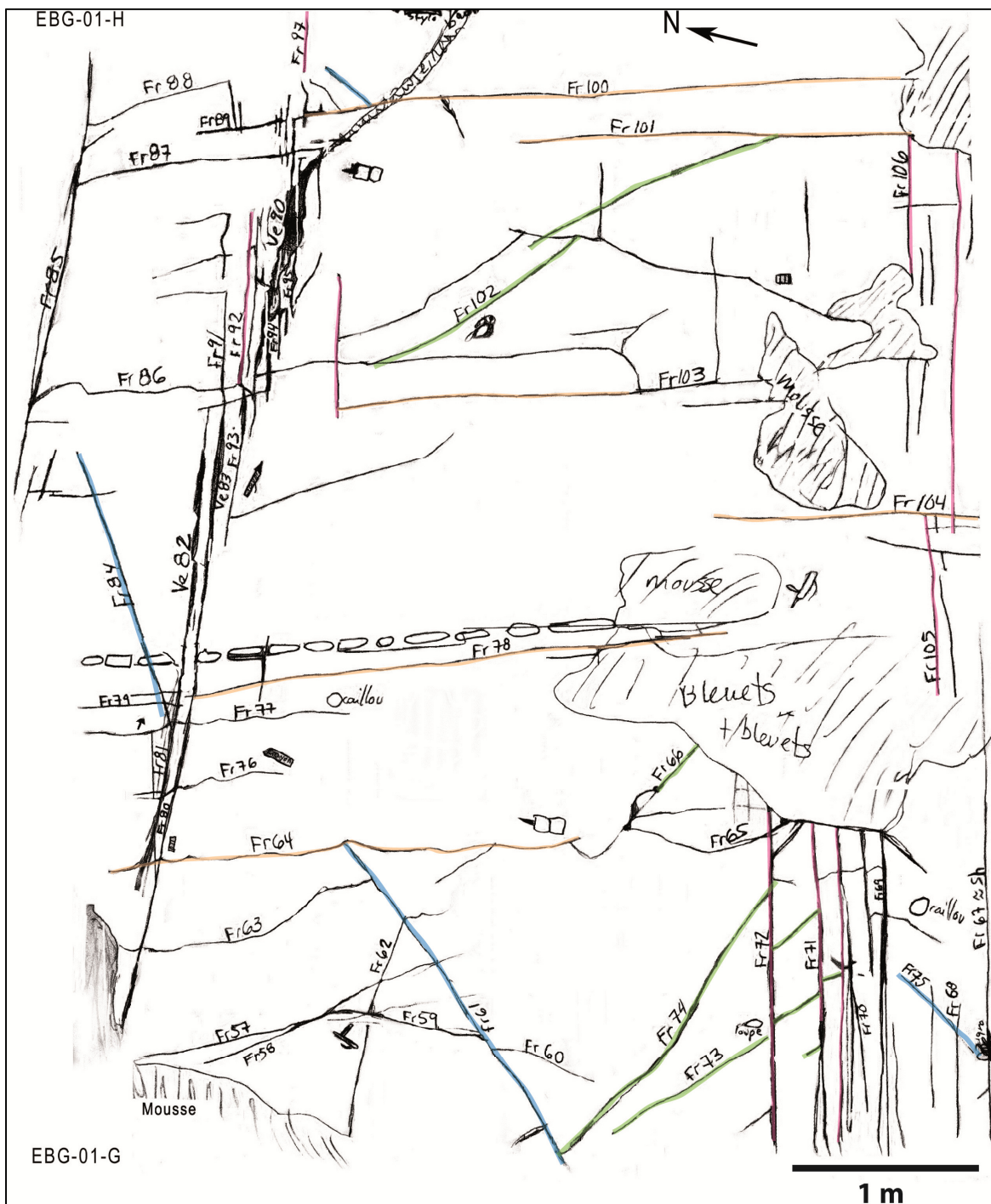


Figure AG.6` : Croquis de l'affleurement EBG-01 à la mine CANMET

Les fractures roses, oranges, bleues et vertes sont respectivement les familles 1, 2, 3 et 4 (figure AG.6). Les familles 1 et 2 semblent antérieures car les

familles 3 et 4 terminent régulièrement sur elles (5.1.2). Dans les roches volcaniques, tel que sur cet affleurement, les familles 3 et 4 sont moins observées que dans la granodiorite.

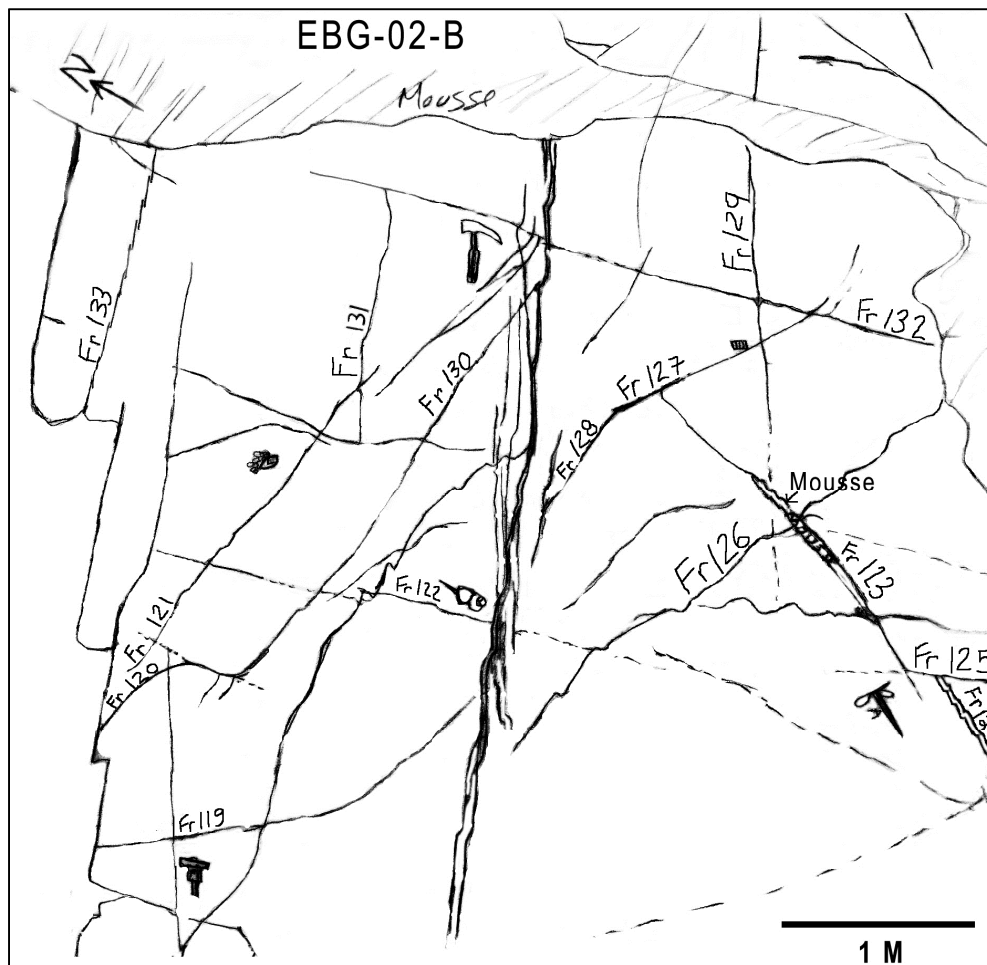
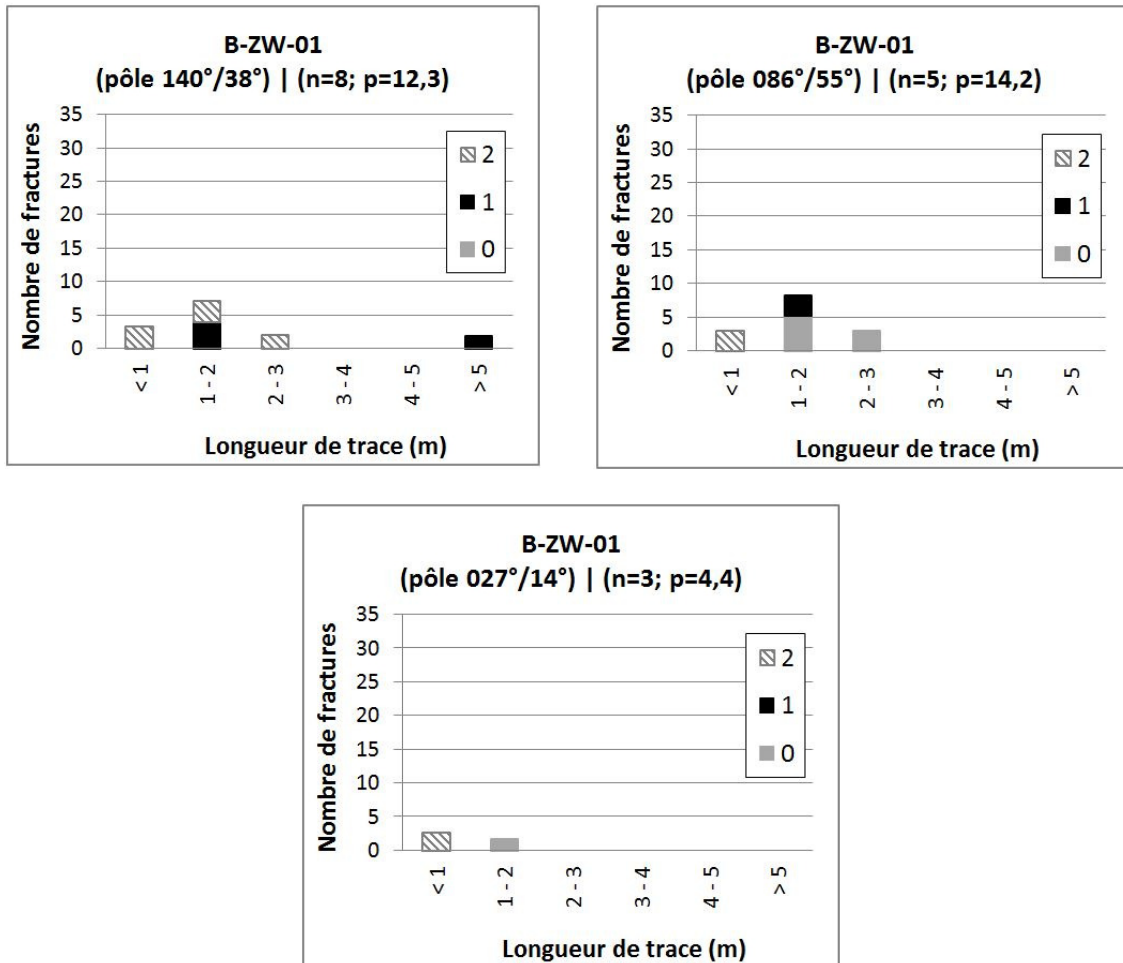


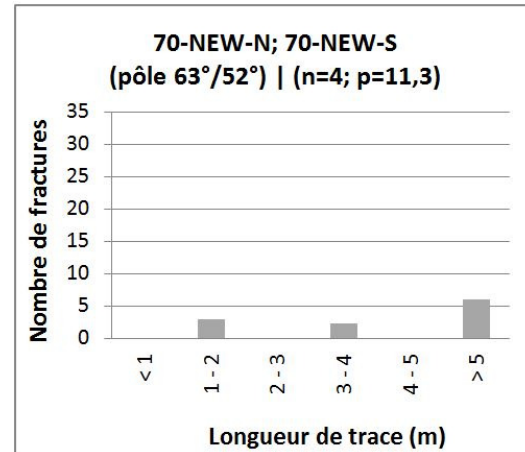
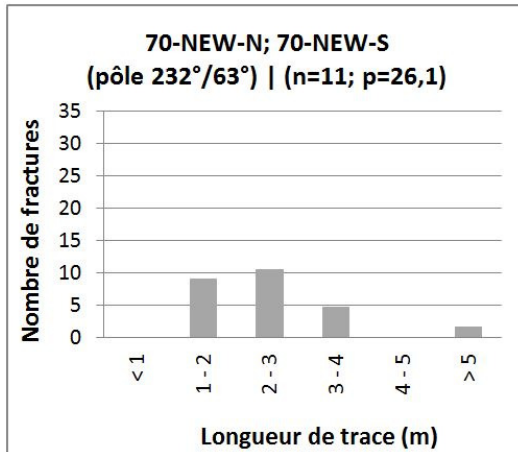
Figure AG.7 : Croquis de l'affleurement EBG-02 à la mine CANMET

ANNEXE H: Histogrammes des longueurs de traces

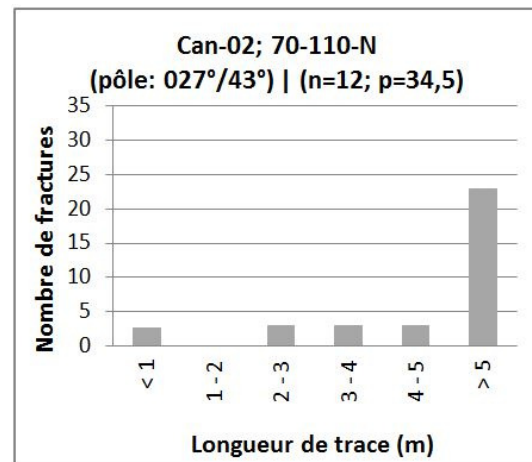
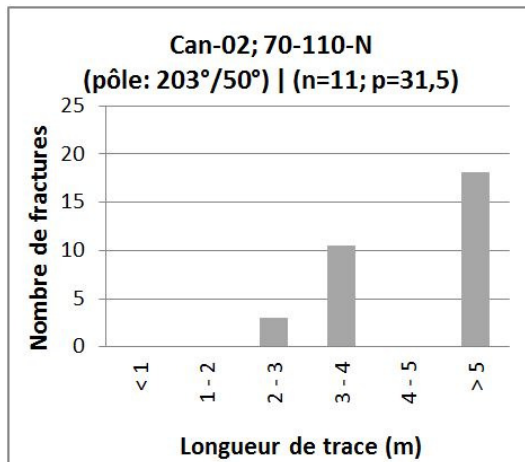
Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine Beaufor pour la ligne de levé B-ZW-01. Les données de censure sont illustrées.



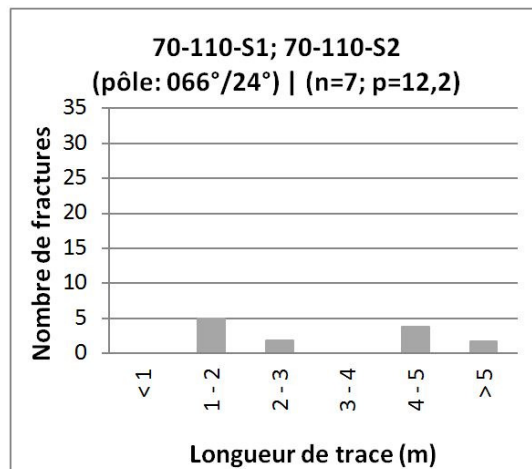
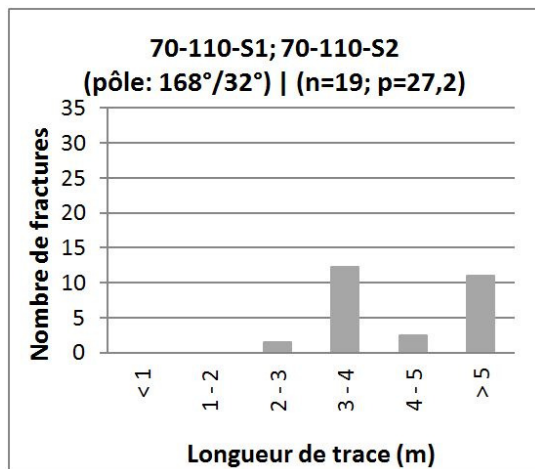
Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine CANMET pour les lignes de levés 70-NEW-N et 70-NEW-S.



Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine CANMET pour les lignes de levés Can-02 et 110-N.



Distribution des longueurs de trace par famille de fractures à la mine CANMET pour les lignes de levés 70-110-S1 et 70-110-S2.



ANNEXE I: Saturation des espèces

Les paramètres ci-dessous sont tirés du livre Physical and Chemical Hydrogeology (Domenico et Schwartz, 1998).

Constante d'équilibre (K)

Pour la réaction théorique : $aA + bB \leftrightarrow cC + dD$, la constante d'équilibre ou le produit de solubilité est :

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} \quad (1)$$

Où : K = constante d'équilibre
[] = activité des ions à l'équilibre (mol/L)

Activité de l'ion ([i])

L'activité d'un ion mesure la concentration effective d'un ion en solution :

$$[i] = \gamma_i m_i \quad (2)$$

Où : [i] = activité de l'ion *i*
 γ_i = coefficient d'activité
 m_i = concentration de l'ion *i* (mol/L)

Force ionique (I)

La force ionique de la solution se définit par la formule empirique suivante :

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i Z_i^2 \quad (3)$$

Où : m_i = molalité de l'ion *i* (mol/L)
 Z_i = charge de l'ion *i*

Indice de saturation (IS)

L'indice de saturation (*IS*, équation 26) des minéraux permet de déterminer quels sont les minéraux sous-saturés (*IS* < 0), à l'équilibre (*IS* = 0) ou sur-saturés (*IS* > 0). À sous-saturation, un minéral est dissout et à sur-saturation, il précipite.

$$IS = \log(PAI/K) \quad (4)$$

Où : *K* = produit de solubilité ou constante d'équilibre
PAI = produit d'activité ionique dans l'échantillon

Coefficients d'activité (γ_i)

Le coefficient d'activité est l'écart de l'activité réelle d'une espèce ionique en solution par rapport à son activité dans une solution idéale, où il n'y a aucune interaction entre les espèces comme dans une solution très diluée. Le coefficient d'activité (γ_i) d'un ion est influencé par les concentrations de tous les ions présents dans la solution, il est déterminé avec l'équation de Debye-Hückel lorsque les forces ioniques sont inférieures à 0,1 :

$$\log \gamma = \frac{0,51Z_i^2\sqrt{I}}{1 + 3,3\alpha\sqrt{I}} \quad (5)$$

Où : Z_i = charge de l'ion
 α = diamètre effectif de l'ion hydraté (nm)
I = force ionique de la solution

Calculs hydrogéochimiques avec le logiciel PHREEQC

Le logiciel PHREEQC est disponible gratuitement sur le site de USGS (United States Geological Survey) à l'adresse suivante : http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/. Ce logiciel calcule la

spéciation des espèces en solution aqueuse. Pour ce faire, il utilise des associations ioniques et des expressions de Debye-Hückel pour prendre en considération que ces solutions ne sont pas idéales (Parkhurst et Appelo 1999). Le logiciel donne les espèces en solutions aqueuses en équilibre avec différentes phases minérales. Il calcule des paramètres comme l'activité ionique de l'eau, la force ionique et les coefficients d'activité de chaque espèce, ainsi que les indices de saturation des espèces présentes dans l'échantillon.

Ce modèle ne peut être utilisé qu'en première approximation, car il est incapable de détecter des impossibilités physiques dans les systèmes chimiques modélisés. Une impossibilité peut avoir lieu lorsque l'alcalinité des non-carbonates excède l'alcalinité totale donnée en entrée. Ce modèle est adéquat pour de faibles forces ioniques, inférieures à celles de l'eau de mer. Ce modèle comporte une autre limitation due au manque de cohérence pour le $\log K$ et l'enthalpie des réactions dans les bases de données utilisées (phreeqc.cat, wateq4f.dat et minteq.dat) car elles ont été prises à partir de diverses sources (Parkhurst et Appelo, 1999).