



Titre: Caractérisation pétrophysique du gisement cuprifère de Highland Valley(Colombie-Britannique)
Title:

Auteur: Christophe Grenon
Author:

Date: 2018

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Grenon, C. (2018). Caractérisation pétrophysique du gisement cuprifère de Highland Valley(Colombie-Britannique) [Master's thesis, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/3708/>
Citation:

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/3708/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Michel C. Chouteau, & Peter Hollings
Advisors:

Programme: Génies civil, géologique et des mines
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

CARACTÉRISATION PÉTROPHYSIQUE
DU GISEMENT CUPRIFÈRE DE HIGHLAND VALLEY (COLOMBIE-BRITANNIQUE)

CHRISTOPHE GRENON
DÉPARTEMENT DES GÉNIE CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE MINÉRAL)

Novembre 2018

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

CARACTÉRISATION PÉTROPHYSIQUE
DU GISEMENT CUPRIFÈRE DE HIGHLAND VALLEY (COLOMBIE-BRITANNIQUE)

présenté par : GRENON Christophe

en vue de l'obtention du diplôme de : Maitrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. GERVAIS Félix, Ph. D., président

M. CHOUTEAU Michel, Ph. D., membre et directeur de recherche

M. HOLLINGS Peter, Ph. D., membre et codirecteur de recherche

M. ENKIN Randolph, Ph. D., membre

DÉDICACE

Je voudrais dédier ce travail à ma conjointe qui a su me supporter durant ces quatre années dans mes hauts et mes bas, ma mère, ma soeur ainsi qu'à mon père qui est parti trop tôt alors que la vie avait encore tant à lui donner.

REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier mes directeurs de recherche. Premièrement, le professeur Michel Chouteau pour son énorme générosité en termes de disponibilité et de patience en ce qui concerne mon travail. Je suis extrêmement heureux du parcours que j'ai eu au sein de cette institution dans le cadre de cette maîtrise et son aide fut d'une importance capitale. Je voudrais également remercier mon codirecteur, le professeur Peter Hollings de l'université Lakehead (Thunder Bay, Ontario), de son aide et de son intérêt constant pour le projet. Mes partenaires de recherche, le Dr. Robert Lee, associé de recherche à UBC, Kevin Byrne, étudiant au doctorat de l'Université de l'Alberta et Guillaume Lesage, aussi étudiant au doctorat à UBC (Vancouver, Colombie-Britannique). Ils se sont avérés être d'un aide indispensable. Finalement, mes partenaires d'étude à l'École Polytechnique, Charles Lafrenière-Bérubé, qui se doit de recevoir mes plus grands éloges pour son acuité intellectuelle et sa gentillesse à mon égard, Éric Chou, Adrien Dimech, Yasaman Khajehnouri, Xiaoyu Bai, Jean Blé Fidèle Yrro et finalement Maxime Evrard, tous des gens des plus sympathiques et dotés d'une personnalité très agréable. Des liens significatifs se sont forgés et j'espère les garder longtemps. Cette étude a été rendue possible grâce au partenariat du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) et du Conseil Minier Canadien sur l'Innovation (CMIC) « Integrated Multi-Parameter Footprints of Ore Systems ». Leur support financier fut capital pour mener à bien ce travail de recherche et je me considère privilégié d'y avoir eu accès tout au long de ce projet.

I want to thank my research directors. First, Michel Chouteau for his enormous generosity in terms of availability and patience regarding my work. I am extremely pleased with the journey I have had in this institution as part of this master's degree and its crucial assistance. I consider learning a lot as much by the mandate that I had to do as other people surrounding me. Also, my co-director Professor Peter Hollings of Lakehead University for his constant help when it was needed. My research partners, Dr Robert Lee, research associate at UBC, Kevin Byrne, PhD student at the University of Alberta and Guillaume Lesage, also a PhD student at UBC. They have proven to be an indispensable aid. Charles Lafrenière-Bérubé, Éric Chou, Adrien Dimech, Yasaman Khajehnouri, Xiaoyu Bai, Jean Blé Fidèle Yrro and Maxime Evrard, all the most friendly and supportive colleagues. Significant links have been forged and I hope to keep them for a long time. This study was made possible through the partnership of the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) and the Canadian Mining Council on Innovation (CMIC) project "Integrated Multi-Parameter Footprints of Ore Systems". Their financial support was crucial to carry out this research work and I consider myself privileged to have had access to these grants throughout this project.

NSERC-CMIC-Footprints project Contribution #153.

RÉSUMÉ

Le projet « Ore Footprints » du Conseil d'Innovation Minier du Canada (CMIC) et du Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG-NSERC) avait comme objectif de déterminer les signatures caractéristiques propres à trois grands gisements du Canada. Le présent travail a été axé sur le gisement de cuivre porphyrique d'Highland Valley Copper de la compagnie minière TECK Ressources situé au sud-ouest de la ville de Kamloops en Colombie-Britannique. Les propriétés physiques (susceptibilité magnétique, densité, porosité, résistivité, chargeabilité, temps de relaxation et rayonnement gamma) des différentes unités lithologiques, incluant les différents types d'altération et de minéralisation, de la propriété Highland Valley Copper ont été mesurées à diverses échelles, pour une variété de séparations, à l'aide de trois approches. La première approche consistait en des mesures sur 640 échantillons de forage ou de surface; la deuxième, en des levés de microgéophysique sur huit différents affleurements en tentant de caractériser le plus d'unités lithologiques possible et finalement la troisième en des levés de diagraphies en forage. Douze trous de forage ont fait l'objet de diagraphies. Le but de ces travaux était de générer une base de données utile pour définir l'empreinte du gisement et pour interpréter les données géophysiques. Les résultats d'analyses en composantes principales des propriétés physiques des échantillons qui ont été récoltés par de multiples intervenants dans ce projet semblent démontrer que la susceptibilité magnétique et la densité affichent des comportements de variabilités similaires, une variabilité similaire également entre la chargeabilité et la résistivité, mais indépendamment de la susceptibilité magnétique et de la densité. La porosité affiche une corrélation inverse avec le magnétisme et la densité. Les corrélations de surface faites avec différents index d'altérations indiquent que la susceptibilité magnétique décroît avec l'augmentation de l'altération argilique. Les résultats de mesures de la résistivité électrique complexe dans le domaine de fréquence, effectués sur des carottes de 2,5 cm de diamètre et 8 cm de longueur semblent indiquer un comportement particulier qui se traduit par des phases élevées, soit de l'ordre de 120 à 700 mrad, entre les fréquences 1×10^{-2} Hz et 1 Hz lorsqu'il y a présence de sulfures massifs, disséminés ou interconnectés. Les fréquences associées aux maximums semblent varier légèrement en fonction du type de sulfure en présence (Py, Cpy, Bn). Les altérations en muscovite et kaolinite démontrent également une variation de l'ordre de 50 mrad, mais cette fois dans la fourchette située entre 1 Hz et 1×10^2 Hz. Les résultats de diagraphies réalisées en collaboration de la compagnie Teck ainsi que de moi-même en tant

qu'assistant, affiche une signature assez typique lorsqu'il y a minéralisation élevée en Cu, soit une baisse de susceptibilité magnétique, une hausse de chargeabilité et une baisse de résistivité. Dans quelques cas, une hausse de l'altération potassique (K/Al) et une baisse de l'altération sodique (N/Al), semblent être associées avec les zones minéralisées affichant aussi une augmentation du compte gamma. Des mesures ont montré une bonne corrélation entre la diminution de la susceptibilité magnétique sur des zones d'affleurement et la présence de structures d'altérations visibles. Des cartes de propriétés physiques mesurées à la surface d'affleurements suggèrent deux populations de susceptibilité magnétique, densité et porosité dans l'unité Bethsaida. Les contrastes se manifestent entre la zone minéralisée et la zone non minéralisée. La résistivité et la chargeabilité semblent indiquer des valeurs élevées près des centres minéralisés, indiquant une forte présence de grains métalliques chargeables, mais dans une matrice résistive comme le quartz par exemple. La signature pétrophysique la plus significative à l'échelle du batholithe résultant de ces travaux s'exprime par des réponses magnétiques distinctes associées aux altérations. Un index d'altération a été élaboré à l'aide des mesures magnétiques basées sur les observations des différentes susceptibilités magnétiques pour les différents faciès du batholithe. Pour quelques faciès du batholithe, les index d'altération montraient une bonne correspondance avec les altérations cartographiées en surface.

ABSTRACT

The Ore Footprints Project of the Mining Innovation Council of Canada (CMIC) and the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC-NSERC) had the objective of identifying signatures for three major deposits in Canada. This work focused on the Highland Valley Copper Porphyry Copper Deposit of the TECK Resources Mine located southwest of the town of Kamloops, British Columbia. The physical properties (magnetic susceptibility, density, porosity, resistivity, chargeability, relaxation time and gamma radiation) of the different lithological units, including the different types of alteration and mineralization, of the Highland Valley Copper property were measured at various scales, for a variety of separations, using three approaches. The first approach consisted of measurements on 640 drill or surface samples; the second, in microgeophysical surveys on eight different outcrops, attempting to characterize as many lithological units as possible; and finally, the third in well logging surveys. Twelve boreholes were logged. The purpose of this work was to generate a useful database to define the footprint of the deposit and to interpret the geophysical data. The results of principal component analyze of the physical properties of the samples that were collected by multiple stakeholders in this project seem to demonstrate that magnetic susceptibility and density show similar variability behaviors. Similar variability also exists between chargeability and resistivity, but independently of magnetic susceptibility and density. Porosity displays an inverse correlation with magnetism and density. Surface correlations made with different indexes of alteration indicate that magnetic susceptibility decreases with increasing argillic weathering. The results of measurements of the complex electrical resistivity in the frequency domain, carried out on cores 2,5 cm in diameter and 8 cm long, seem to indicate a particular behavior which results in high phases between the frequencies 1×10^{-2} Hz and 1Hz when there is massive sulphides, disseminated or interconnected. The frequencies associated with maximums seem to vary slightly depending on the type of sulphide present (Py, Cpy, Bn). The muscovite and kaolinite alterations also show greater variation in phase, but this time in the range between 1Hz and 1×10^2 Hz. Collaborative logging results from the Teck Company and myself as an assistant show a fairly typical signature when there is high Cu mineralization, a decrease in magnetic susceptibility, an increase in chargeability and a drop in resistivity. In some cases, an increase in potassium alteration (K / Al) and a decrease in sodium alteration (N / Al) appear to be associated with the mineralized zones also showing an increase in the gamma count. Measurements have shown a

good correlation between the decrease in magnetic susceptibility on outcrop areas and the presence of visible alteration structures. Maps of physical properties measured at the outcrop surface suggest two populations of magnetic susceptibility, density, and porosity in the Bethsaida unit. Contrasts occur between the mineralized zone and the non-mineralized zone. Resistivity and chargeability seem to indicate high values near mineralized centers, indicating a strong presence of chargeable metallic grains, but in a resistive matrix such as quartz for example. The most significant petrophysical signature at the batholith scale resulting from this work is expressed by distinct magnetic responses associated with alterations. An alteration index was made using magnetic measurements based on the observations of the different magnetic susceptibilities for the different facies of the batholith. For some facies of the batholith, the weathering indexes had good matches with the surface mapped alterations.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	VI
ABSTRACT	VIII
TABLE DES MATIÈRES	X
LISTE DES TABLEAUX.....	XIV
LISTE DES FIGURES	XVI
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XXXII
LISTE DES ANNEXES	XXXIV
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1.1 Structure du mémoire	2
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE.....	3
2.1.1 Travaux en exploration de porphyres cuprifères	3
2.1.2 Travaux relatifs aux mesures pétrophysiques	3
2.1.3 Travaux précédents sur le site HVC.....	4
CHAPITRE 3 CONTEXTE GÉOSCIENTIFIQUE	7
3.1 Vue d'ensemble.....	7
3.1.1 Informations géographiques et lieux	8
3.2 Géologie	8
3.2.1 Cordillère de l'Ouest du Canada	9
3.2.2 Géologie du batholite Guichon Creek de Highland Valley.....	15
3.3 Porphyres cuprifères.....	20
3.4 Pétrographie.....	25

3.5	Faciès Border phase.....	25
3.5.1	Roches gabbroïques.....	25
3.5.2	Roches dioritiques.....	26
3.6	Sous-faciès Guichon.....	26
3.7	Sous-faciès Chataway.....	27
3.8	Faciès Bethlehem	27
3.9	Faciès Skeena	28
3.10	Faciès Bethsaida.....	29
3.11	Unités QFPP: Quartz à feldspath-phyrique et dykes de porphyres pauvres en phénocristaux.....	29
3.12	Unités QFPM : Quartz à feldspaths-phyriques et dykes de porphyres mafiques.	30
3.13	Dykes FPC et QFPC.....	31
3.14	Dykes d'aplite.....	32
3.15	Principales altérations et types de minéralisation.....	32
3.15.1	Altération Potassique (FeldspathK-Bt-Qtz-Ccp-Bn).....	33
3.15.2	Altération propylitique (Ab-Chl-Ep±Act±Ttn).....	34
3.15.3	Altération phyllique (Ms±Qtz±Ccp±Bn±Mol).....	37
3.16	Géophysique régionale.....	40
3.16.1	Gravimétrie.....	40
3.16.2	Magnétométrie.....	41
3.16.3	Polarisation provoquée	45
3.16.4	Radiométrie	47
CHAPITRE 4	MÉTHODES.....	50
4.1	Objectifs globaux	50

4.2	Échantillonnage	51
4.3	Mesures de laboratoire/terrain	55
4.3.1	Polarisation provoquée dans le domaine spectral	55
4.3.2	Chargeabilité et temps de relaxation	59
4.3.3	Susceptibilité magnétique	63
4.3.4	Densité	64
4.3.5	Porosité	65
4.3.6	Analyses d'abondances minérales (XRD)	66
4.3.7	Analyses SWIR (Short Wave Infra Red)	66
4.4	Mesures sur affleurement	67
4.5	Diagraphies de forage	68
CHAPITRE 5 MESURES ET RÉSULTATS		71
5.1	Validation et estimation	71
5.1.1	Validation des protocoles et des systèmes de mesure en laboratoire	71
5.1.2	Estimation des erreurs des levés microgéophysiques sur affleurement	79
5.1.3	Estimation des erreurs sur les levés de diagraphie	80
5.2	Évaluation des propriétés physiques sur échantillon	80
5.2.1	Polarisation provoquée spectrale (SIP)	80
5.2.2	Résistivité des échantillons	89
5.2.3	Chargeabilité totale des échantillons	93
5.2.4	Temps de relaxation (moyen) des échantillons	95
5.2.5	Susceptibilité magnétique des échantillons	97
5.2.6	Densité des échantillons	102
5.2.7	Porosité des échantillons	105

5.3	Évaluation des propriétés physiques sur affleurements	108
5.4	Évaluation des propriétés physiques par diagraphe	116
5.5	Relations entre la géochimie/minéralogie et propriétés physiques	122
5.6	ACP : Analyses en composantes principales	128
5.7	Propriétés physiques estimées à différentes échelles	130
5.8	Distribution spatiale des propriétés physiques	137
CHAPITRE 6 DISCUSSION		138
CONCLUSION		152
CHAPITRE 7		152
CHAPITRE 8 RECOMMANDATIONS		155
CHAPITRE 9 RÉFÉRENCES		157
BIBLIOGRAPHIE		161
ANNEXES		162

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Âge U-Pb des zircons pour différents types de roche du batholite Guichon Creek. Méthode TIMS (Alfaro, pers comm., 2015).	18
Tableau 2 : Résumé des types, nombre et provenance des échantillons. Total : 640 échantillons	51
Tableau 3 : Coefficients de corrélation et modèles linéaires ajustés entre les résultats de mesures des laboratoires de CGC et celui de la Polytechnique.....	79
Tableau 4 : Écart-types moyens provenant des résultats des inversions par décomposition de Debye.....	89
Tableau 5 : Résistivités moyennes des lithologies et altérations estimées avec la moyenne arithmétique indiquée de chaque groupe lithologique du graphique en boîtes dans le logiciel ioGAS et représentées par les points noirs au centre des colonnes dans les graphiques en boîtes (Figures 64 et 65). N=342 échantillons.	92
Tableau 6 : Chargeabilité totale moyenne des lithologies et altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=342 échantillons. Les classes entre parenthèses représentent des sous-ensembles de valeurs pour la même famille d'altération.....	95
Tableau 7 : Temps de relaxation moyens des lithologies et altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=342 échantillons. Les classes entre parenthèses représentent des sous-ensembles de valeurs pour la même famille d'altération.....	97
Tableau 9 : Sommaire des densités moyennes des lithologies et altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=496 échantillon	104
Tableau 10 : Sommaire des porosités moyennes des lithologies et des altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=495 échantillons.....	107

Tableau 11 : Moyennes des valeurs de susceptibilité magnétique par affleurement calculées avec tous les points de mesures sur chaque affleurement (en unités SI).	112
Tableau 12 : Comparaison des propriétés physiques sur affleurement avec les mesures provenant uniquement des échantillons prélevés sur ces mêmes affleurements. * Calculées à partir de la carte de contrastes de susceptibilité magnétique (Figure 75), de la carte de résistivité en surface (Figure 24) ainsi que de la carte de chargeabilité en surface (Figure 25). ** Moyenne de toutes les mesures sur l’affleurement avec valeurs P1 et P2 de l’intervalle contenant 68% des valeurs de la distribution, seulement pour les valeurs de susceptibilités magnétiques et de résistivité.....	115
Tableau 13 : Comparaison des propriétés physiques obtenues par diagraphies pour des intervalles minéralisés et non minéralisés.	120
Tableau 14 : Comparaison des valeurs de différentes propriétés physiques prises à différentes échelles. * Valeurs calculées avec la carte des contrastes de susceptibilité magnétique et des résultats d’inversion des travaux de Marc Vallée (Vallée et al., 2017) (Figure 79), de la carte de résistivité en surface (Figure 24) ainsi que de la carte de chargeabilité en surface (Figure 25). ** Moyenne de toutes les mesures sur l’affleurement avec valeurs P1 et P2 de l’intervalle contenant 68% des valeurs de la distribution, seulement pour les valeurs de susceptibilité magnétique et de résistivité. *** Valeurs moyennes provenant des graphiques en boîte pour chacune des propriétés physiques se trouvant dans l’échelle centimétrique avec valeur maximale du Q1 et minimale du Q2	132

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 :** Géologie régionale du batholite Guichon Creek. Les étoiles dans l'encadré bleu, représentent les gisements de Valley, Bethlehem, Lornex, J.A et Highmont. (Modifié de Massey et al, 2005).....8
- Figure 2 :** Terranes de la cordillère canadienne-Alaskienne. L'étoile jaune représente la location de Solitary Mountain dans le centre-sud du Yukon. Abréviations des failles : BSF - La faille de Big Salmon; CSF – faille droite de Chatham; CSZ – zone de cisaillement côtière; FRF – faille de la rivière Fraser; KF – faille Kechika; NFF – faille Nixon Fork-Iditarod; PF faille Pinchi; SMRT – tranché Rocky Mountain du sud; TkF – système de faille Takla-Finlay-Ingenika; YK – faille Yalakom. Autres abréviations; AB – Alberta; AK – Alaska; BC – Colombie-Britannique; NWT – Territoires du Nord-Ouest; YT – Territoires du Yukon (Nelson & Colpron, 2007).....10
- Figure 3 :** Zones tectoniques de la cordillère de l'Ouest canadien (Nelson & Colpron, 2007). ...13
- Figure 4 :** A) principales zones tectoniques de la cordillère de l'Ouest canadien. En rouge, les deux sections N et S présentées à la Figure 5). B) pressions et températures typiques des types de roches et leurs répartitions dans l'espace (Monger & Price, 2002).14
- Figure 5 :** Deux sections verticales N et S tracées à la Figure 4 , représentant des coupes à travers les différentes zones tectoniques importantes de la cordillère de l'Ouest (Monger & Price, 2002).....14
- Figure 6 :** Géologie simplifiée du terrane de Quesnel dans le centre de la Colombie-Britannique (d'Angelo, 2016).....16
- Figure 7 :** Section verticale 2-D du modèle du batholite Guichon Creek selon une étude LITHOPROBE à travers un transect au sud de la cordillère de l'ouest Canadien. (BP) Border phase; (HVP) faciès de Highland Valley; (BTL) faciès de Bethlehem ; (BTS) faciès de Bethsaida (Roy & Clowes, 2000).17
- Figure 8 :** Géologie régionale du batholite Guichon Creek avec lithologies et types de roches typiquement associés selon la classification du projet CMIC 2015 ainsi que les limites des zones minéralisées en exploitation ou ayant été exploitées (2015 CMIC- Teck geology). ...18

- Figure 9 :** Agrandissement sur les zones minéralisées en exploitation ou ayant été exploitées (blanc). Les cinq zones sont Valley, Bethlehem (Huestis, Jersey, Iona), Highmont, Lornex et J.A ainsi que les types de dyke présent (2015 CMIC- Teck geology).19
- Figure 10 :** a) Carte géologique de surface simplifiée montrant les différentes phases intrusives ainsi que les failles majeures du batholite Guichon Creek; b Carte magnétique résiduelle de la même zone (Roy & Clowes, 2000).20
- Figure 11 :** Âge des différents porphyres cuprifères de la planète en incluant les minéralisations en Cu, Cu - Mo et Cu-Au (<https://mrdata.usgs.gov/porcu/>).21
- Figure 12 :** Schématisation des différentes altérations qui se produisent lors de la mise en place d'un porphyre minéralisé avec les minéralisations associées (Silitoe, 2010).23
- Figure 13 :** Évolution du système porphyrique à différents stades magmatiques et les différents types d'altération en présence (Silitoe, 2010).24
- Figure 14 :** Limites interprétées à ce jour de l'altération potassique contrôlée par les fractures et limites de la biotite pénétrante ayant comme minéraux importants, la biotite, le quartz, la chalcoppyrite et la bornite (d'après Lesage, 2016). Les points blancs indiquent la localisation des échantillons sélectionnés pour présenter l'altération potassique (Annexe A)34
- Figure 15 :** Limites proposées à ce jour de l'altération propylitique, ayant comme minéraux importants, l'albite, le chlorite, l'épidote, l'actinolite et la titanite (d'après Guillaume Lesage, 2016). Les points blancs indiquent la localisation des échantillons sélectionnés pour présenter l'altération propylitique (Annexe A).35
- Figure 16 :** a) géologie du batholithe de Guichon (modifié de McMillan et al. [2009], Teck Resources Limited et équipes du projet CMIC Footprints) incluant les indices de Cu interprétés en fonction des faciès basés sur une compilation d'un rapport public de la Colombie-Britannique. Le cadre bleu indique la zone de la Figure 2b. b) Distribution des faciès d'altération Na-Ca du district de Guichon, basée sur une cartographie des veines et des halos de densité supérieure à ~5cm/m; le symbole « + » indique les roches mafiques, alors que les symboles « X » les roches plutôt felsiques du district (Byrne et al., 2017).37
- Figure 17 :** Limites de l'altération phyllique (muscovite), interprétées à ce jour ayant comme minéraux et sulfures importants, le quartz, la chalcoppyrite, la bornite et la molybdénite

(d'après Guillaume Lesage, 2016). Les points blancs représentent des échantillons sélectionnés pour présenter l'altération phyllique (Annexe B).	39
Figure 18 : Carte gravimétrique de la première dérivée verticale de Bouguer du levé de Sander Geophysics (2009).....	41
Figure 19 : Carte magnétique réduite au pôle du tilt (Condor Geophysics, 1997).....	42
Figure 20 : Carte magnétique de la première dérivée verticale (Condor Geophysics, 1997)	43
Figure 21 : Carte magnétique de la seconde dérivée verticale (Condor Geophysics, 1997).....	43
Figure 22 : Carte magnétique réduite au pôle (Condor Geophysics, 1997)	44
Figure 23 : Carte de l'amplitude du signal analytique (Condor Geophysics, 1997)	44
Figure 24 : Carte de la résistivité électrique en surface (0 m) (Mir, 2017)	46
Figure 25 : Carte de la chargeabilité en surface (0 m) (Mir, 2017).....	47
Figure 26 : Carte du levé radiométrique (% de potassium, Condor Geophysics, 1997)	48
Figure 27 : Carte du levé radiométrique (Thorium, Condor Geophysics, 1997)	48
Figure 28 : Carte du levé radiométrique (Uranium, Condor Geophysics, 1997)	49
Figure 29 : Carte du levé radiométrique : ratio Thorium/Potassium (Condor Geophysics, 1997).....	49
Figure 30 : Localisation des échantillons de terrain (2015 CMIC- Interprétation de la géologie par Teck).....	53
Figure 31 : Trous de forage échantillonnés pour des carottes (en vert) ou ayant fait l'objet de diagraphies (en rouge) (2015 CMIC- Interprétation de la géologie par Teck).	54
Figure 32 : Localisation des mesures de microgéophysique sur affleurements (2015 CMIC- Interprétation de la géologie par Teck)	55
Figure 33 : (gauche) Instrument de mesure pour la conductivité complexe spectrale SIP FUCHS III (Radic Research); (droite) Demi- carotte avec électrodes de mesure de tension.	56
Figure 34 : Schéma simplifié d'une roche avec deux fissures. Un grain minéralisé dans une des deux fissures (b) et une autre fissure (a) sans grain minéralisé (Guérin, 2007).	57
Figure 35 : Localisation des électrodes de réception (différence de potentiel) sur l'échantillon.	58

Figure 36 : (gauche) courant injecté (en rouge) et voltage mesuré (en vert) à une seule fréquence; (droite) spectres de phase (en rouge) et d'amplitude (résistivité= $K \cdot V/I$) (en bleu) (Marescot, 2016).	59
Figure 37 : (gauche) a) type de courant pulsé injecté dans le domaine du temps; b) réponse du voltage associée à la courbe en a); c) Section de la courbe b) spécifique à l'arrêt du courant (<i>off time</i>) (Gurin et al., 2013). (droite) comparaison des courbes de voltage mesuré en présence d'un élément chargeable (bleu pâle) ou non (orangé) (Oldenburg et al., 2017)	60
Figure 38 : À gauche, schéma montrant l'effet de polarisation de membrane. À droite, l'effet de polarisation d'électrode (Oldenburg et al., 2017).	62
Figure 39 : Instrument KT-10 de la compagnie Terraplus.	64
Figure 40 : Susceptibilité magnétique typique de certaines formations et minéraux avec référence à une quantité volumétrique de magnétite en présence (Oldenburg, Heagy, Cockett, Astic, Devriese, Sang, 2018)	64
Figure 41 : Spectromètre gamma RS-230 de la compagnie RSI (Radiation Solutions Inc.)	67
Figure 42 : Erreur sur les mesures électriques de la sonde QL40-ELOG4/IP (manuel du QL40-ELOG4/IP, Bartington instrument)	69
Figure 43 : Tableau des résistivités en (Ohm.m) et conductivités (mS/m) typiques pour différents types de roches, minéraux et solutions (Oldenburg et al.)	70
Figure 44 : Phase vs fréquence pour deux mesures sur un même échantillon afin de contrôler la répétabilité. L'échantillon a été ré-immersé dans l'eau pendant 24h entre les deux mesures pour s'assurer de sa pleine saturation.	72
Figure 45 : Résistivité vs fréquence pour deux mesures sur un même échantillon afin de contrôler la répétabilité. L'échantillon a été ré-immersé dans l'eau pendant 24h entre les deux mesures.	72
Figure 46 : Résistivité (ohm.m) vs fréquence pour quatre mesures : (bleu) mesure de résistivité complexe spectrale dans la configuration IP normal avec carotte de 6 cm (voir Figure 35) et une source de tension de 4V; (rouge) mesure avec inversion des pôles d'injection avec les électrodes Ag-AgCl et la même carotte de 6cm, source de tension de 1V; (vert) mesure avec	

électrodes de métal avec une carotte de 2 cm, source de tension de 1V avec 2 points de mesures; (mauve) mesure avec électrodes Ag-AgCl avec la même carotte de 2 cm, source de tension de 1V et 4 points de mesures. À la suite de ce test, la source de tension de 1V, les électrodes non-polarisables Ag-AgCl et des carottes de longueur égale ou supérieure à 6 cm ont été utilisées. Barres d'erreurs selon les couleurs de la courbe.74

Figure 47 : Phase vs fréquence pour quatre mesures : (bleu) mesure de résistivité complexe spectrale dans la configuration IP normal avec carotte de 6 cm (Figure 35) et source de tension de 4V; (rouge) mesure avec inversion des pôles d'injection avec les électrodes Ag-AgCl et la même carotte de 6cm, source de tension de 1V; (vert) mesure avec électrodes de métal avec une carotte de 2 cm, source de tension de 1V avec 2 points de mesures; (mauve) mesure avec électrodes Ag-AgCl avec la même carotte de 2 cm, source de tension de 1V avec 4 points de mesure. À la suite de ce test, la source de tension de 1V, les électrodes non-polarisables Ag-AgCl et des carottes de longueur égale ou supérieure à 6 cm ont été utilisées. Barres d'erreurs selon les couleurs de la courbe.74

Figure 48 : Valeurs de susceptibilité magnétique obtenues sur une série d'échantillons. En bleu, la courbe référence ayant les mêmes valeurs en X et Y, provenant du premier essai réalisé avec le susceptibilimètre #9782. En jaune, points de mesures obtenus après répétition des mesures sur environ 30% de la totalité des échantillons originaux et ce avec le susceptibilimètre #9782. En vert, les mesures de répétabilité obtenues après répétition des mesures, sur les mêmes 30% de la totalité des échantillons, avec l'instrument # 9781.....75

Figure 49 : Mesures de densité. En bleu, ligne référence ayant les mêmes valeurs en X et Y provenant du premier essai. En rouge, mesures répétées une première fois. En jaune, mesures répétées une seconde fois. Les répétitions ont été faites sur environ 15% de la totalité des échantillons et la procédure consistait au séchage complet pendant 24h suivi d'une ré-immersion d'une durée de 48h. 255 échantillons mesurés dans le premier essai....77

Figure 50 : Graphique représentant les mesures de porosités répétées. En bleu, ligne référence ayant les mêmes valeurs en X et Y provenant du premier essai. En rouge, mesures répétées une première fois. En jaune, mesures de la deuxième répétition. Les répétitions ont été faites sur environ 15% de la totalité des échantillons et la procédure consistait au séchage complet

pendant 24h suivi d'une ré-immersion d'une durée de 48h. 255 échantillons mesurés dans le premier essai.....	78
Figure 51 : Réponses de phase vs fréquence pour les échantillons non-minéralisés et très faiblement altérés par endroits recueillis sur différentes lithologies par Mike D'Angelo (2016)	81
Figure 52 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238808 (8,6 cm). Aucune altération.	82
Figure 53 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238819 (5 cm). Altération en muscovite.	83
Figure 54 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238697 (8,9 cm). Altération des minéraux mafiques en Chl.	83
Figure 55 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238848 (6 cm). Altération des minéraux mafiques en Chl et felsiques en Ep	84
Figure 56 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238654 (6,8 cm). Altération potassique.....	84
Figure 57 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238875 (8,6 cm). Altération des minéraux mafiques/felsiques en muscovite (séricite).....	85
Figure 58 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238869 (3,9 cm). Veine de quartz-muscovite.....	85
Figure 59 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238908 (7,7 cm). Altération très avancée calcique-sodique.	86
Figure 60 : Phase vs fréquence. Échantillon NC_054 (14 cm). Veine de quartz avec 0,48% de Cu et 0,59% Fe, minéralisée en Cpy + Bn.	86
Figure 61 : Phase vs fréquence. Échantillon NC_025 (11 cm). Veine de quartz avec 1% Cu et 2% Fe, minéralisée en Cpy + Py.....	87
Figure 62 : Phase vs fréquence. Échantillon NC_048 (7,7 cm). Quartz avec 0,8% Cu et 8% Fe, minéralisé en Py + Cpy.	87
Figure 63 : Ajustement des mesures de polarisation provoquée spectrale pour la phase (graphiques du haut) et la résistivité (graphiques du bas) après inversion pour détermination des paramètres de chargeabilité totale (m) et le temps de relaxation moyen (Tau). Les barres	

d'erreurs à 15% en bleu. Points de mesures (points bleus). Ajustements de l'inversion (lignes rouges) (Annexe J pour totalité des graphiques).	88
Figure 64 : Résistivité des lithologies. Graphique en boîte des différentes résistivités pour chacune des lithologies. Subdivisions dans Bethsaida, Bethlehem et Dyke pour démontrer les deux modes de la distribution des estimés au sein de ces lithologies.	90
Figure 65 : Résistivité des altérations. Graphique en boîte des différentes résistivités colorées par altérations et classer en ordre croissant de valeur de résistivité. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.	91
Figure 66 : Résistivité vs porosité (Log).	91
Figure 67 : Résistivité vs densité affichant les échantillons ayant des résistivités supérieures à 15 000 Ohm.m dans les densités moyennes. Les plus grands cercles se retrouvent tous dans les centres minéralisés de Valley et Bethlehem ainsi que dans les unités de dykes.	92
Figure 68 : Chargeabilité des lithologies. Graphique en boîtes des différentes chargeabilités colorées par lithologies. Subdivisions dans Bethsaida, Bethlehem et Guichon pour démontrer des modes de valeurs au sein de la même lithologie.	94
Figure 69 : Chargeabilité des altérations. Graphique en boîtes des chargeabilités pour les différents assemblages d'altération. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.	94
Figure 70 : Temps de relaxation des lithologies. Graphique en boîte des différents temps de relaxation pour chacune des lithologies. Bethsaida et Bethlehem affichent des temps de relaxation supérieurs par rapport aux autres lithologies.	96
Figure 71 : Temps de relaxation (moyen) des altérations. Graphique en boîte des temps de relaxation pour chacune des altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.	96
Figure 72 : Susceptibilité magnétique des lithologies. Graphique en boîte de la susceptibilité magnétique par lithologie.	99

- Figure 73 :** Susceptibilité magnétique des altérations. Graphique en boîte de la susceptibilité magnétique colorée par assemblages d'altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.....99
- Figure 74 :** Graphique de la susceptibilité magnétique et de la cristallinité de la séricite (Mesures de cristallinité fournies par Guillaume Lesage, 2016)100
- Figure 75 :** Carte de la susceptibilité magnétique apparente (contrastes de susceptibilité magnétique) produite à partir des données magnétiques de la compagnie Teck et du levé de 1997.....101
- Figure 76 :** Densité des lithologies. Graphique en boîte des densités pour chacune des lithologies.103
- Figure 77 :** Graphique en boîte des densités pour les différentes altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.....104
- Figure 78 :** Porosité (%) en fonction de la densité (g/cm^3) pour tous les échantillons de HVC mesurés.....105
- Figure 79 :** Graphique en boîte de la porosité pour les différentes lithologies.106
- Figure 80 :** Graphique en boîte des porosités pour les différentes altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.....107
- Figure 82 :** Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l'affleurement IP6 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne)109
- Figure 83 :** Affleurement IP6 : géologie de l'affleurement (Gauche) et carte de chargeabilité mesurée (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).....110
- Figure 84 :** Affleurement IP6 : Géologie (Gauche) et carte des susceptibilités magnétiques (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite

correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).	111
Figure 85 : Affleurement IP7 : (Gauche) Géologie (faciès de Chataway; carte géologique : Kevin Byrne); (Droite) carte des susceptibilités magnétiques. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche.	112
Figure 86 : Affleurement IP7 : (gauche) Géologie de l’affleurement (faciès de Chataway; carte produite par Kevin Byrne); (droite) carte du rapport potassium/thorium calculé à partir des mesures radiométriques. Échelles différentes.	113
Figure 87 : Diagraphie du trou de forage V15_021	118
Figure 88 : Diagraphie du trou de forage B14-101	118
Figure 90 : Chargeabilité vs concentration (%) en différents minéraux analysés au XRD. Bethlehem (symboles rouges); Valley (symboles verts).	123
Figure 91 : Comportement de la résistivité en fonction des différents minéraux analysés au XRD en (%). (Rouge) Bethlehem; (Vert) Valley.	124
Figure 92 : Temps de relaxation (en s) en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%). Rouge : Bethlehem. Vert : Valley.	125
Figure 93 : Susceptibilité magnétique en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%). Rouge : Bethlehem. Vert : Valley.	126
Figure 94 : Porosité en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%). Rouge : Bethlehem. Vert : Valley.	127
Figure 95 : Densité en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%) : Bethlehem (symboles rouges); Valley (symboles verts).	128
Figure 96 : Analyse en composantes principales obtenue pour les différentes propriétés mesurées pour les axes P1 et P2.	129
Figure 97 : Graphique représentant la résistivité mesurée à différentes échelles pour l’unité lithologique de Bethsaida.	135

- Figure 98 :** Graphique représentant la résistivité mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Guichon. 135
- Figure 99 :** Graphique représentant la susceptibilité magnétique mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Bethsaida. 136
- Figure 100 :** Graphique représentant la susceptibilité magnétique mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Guichon. 136
- Figure 101 :** Densité en fonction de la susceptibilité magnétique. Coloré par lithologies. Grosseur des points en fonction du pourcentage de fer. 139
- Figure 102 :** Susceptibilité magnétique et densité. Coloré par altération. Grosseur des points en fonction de la distance du centre minéralisé de Valley. 139
- Figure 103 :** Sommaire des contrastes des propriétés physiques entre les six gisements cuprifères étudiés dans. (Mitchinson et al., 2013). Résultats représentés en conductivité (inverse de la résistivité) 145
- Figure 104 :** Contenu en pyrite et chalcopryrite en fonction de la résistivité. À gauche résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013) pour les six gisements étudiés; À droite, résultats de Polytechnique. 146
- Figure 105 :** Contenu en pyrite et chalcopryrite en fonction de la densité. À gauche, résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013); à droite, résultats de Polytechnique. 146
- Figure 106 :** Porosité en fonction de la porosité. À gauche, résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013); à droite, résultats de Polytechnique. 146
- Figure 107 :** Contenu en pyrite et chalcopryrite en fonction de la chargeabilité. À gauche, résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013); à droite, résultats de Polytechnique. 147
- Figure 108 :** Carte schématique de la région de Highland Valley montrant les composantes préliminaires de l'empreinte et les vecteurs observés sur tous les gisements. Ab: albite, Act: actinolite, Bn: bornite. Bt: biotite, Ccp: chalcopryrite, Chl: chlorite, Ep: épidote, Kln: kaolinite, Ksp: feldspath k, Mnt: montmorillonite, Ms: muscovite, Prh: préhnite, Py: pyrite,

Qtz: quartz, Tur: tourmaline, WM: white mica; ppy: porphyres, met: métamorphique/deutérique alteration (Leshner, 2017).148

Figure 109 : Carte Composantes préliminaires de l’empreinte et vecteurs pour Highland Valley.

Les distances varient d’un endroit à un autre et sont indiquées comme des fourchettes de distances. CF: flux continu, FA: pyroanalyse, ICP: plasma à couplage inductif, IR: ratio isotopique, LA: ablation au laser, MS: spectrométrie de masse, OES: spectrométrie d’émission optique, SWIR: spectrométrie infrarouge à ondes courtes (Leshner, 2017).....149

Figure 110 : Image provenant des travaux de (Vallée et al., 2017). A) Carte géologique du Batholite B) Susceptibilité magnétique inversée C) carte du modèle résiduel de susceptibilité magnétique D) Index d’altération. Contours d’altération provenant de Guillaume Lesage et al. (2017). (Vallée et al., 2017).....153

Figure 111 : Image du nouveau modèle 3D généré par tous les participants (Vallée et al., 2017)154

Figure 112 : A : échantillon NC-09 (Bethsaida). B : échantillon NC029 (Bethsaida). C : échantillon NC-040 (Bethsaida). D : échantillon NC-069 (Bethsaida).....180

Figure 113 : A : échantillon 2238865 (Bethsaida). B : échantillon 2238867 (Bethsaida). C : échantillon NC-049 (Bethsaida). D : échantillon NC-50 (Bethsaida).....181

Figure 114 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne)189

Figure 115 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne)189

Figure 116 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP3 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).190

- Figure 117** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP4 (Droite) dans le faciès Border Highland Valley. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne) 190
- Figure 118** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne). 191
- Figure 119** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP7 (Droite) dans le faciès de Chataway. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne) 191
- Figure 120** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne). 192
- Figure 121** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne) 192
- Figure 122** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP3 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne). 193
- Figure 123** : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP4 (Droite) dans le faciès de Border Highland Valley. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne). 193

- Figure 124 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne). 194
- Figure 125 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP7 (Droite) dans le faciès de Chataway. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne). 194
- Figure 126 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne). 195
- Figure 127 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne). 195
- Figure 128 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation du ratio potassium/thorium sur l’affleurement IP3 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne). 196
- Figure 129 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation du ratio potassium/thorium sur l’affleurement IP4 (Droite) dans le faciès de Border Highland Valley. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne). 196
- Figure 130 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium calculé des mesures sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne). 197
- Figure 131 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium calculé des mesures radiométriques sur l’affleurement IP6 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne). 197
- Figure 132 :** Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles

différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).....	198
Figure 133 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).	198
Figure 134 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP3 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).	199
Figure 135 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP4 (Droite) dans le faciès de Border Highland Valley. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).	199
Figure 136 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).	200
Figure 137 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP8 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).	200
Figure 138 : Diagraphie du trou de forage B12-05 (2015, Teck).....	201
Figure 139 : Diagraphie du trou de forage B12-04 (2015, Teck)	201
Figure 140 : Diagraphie du trou de forage B12-09 (2015, Teck)	202
Figure 141 : Diagraphie du trou de forage B13-017 (2015, Teck)	202
Figure 142 : Diagraphie du trou de forage B14-063 (2015, Teck)	203
Figure 143 : Diagraphie du trou de forage V15_004 (2015, Teck).....	203

Figure 144 : Diagraphie du trou de forage V15_019 (2015, Teck).....	204
Figure 145 : Diagraphie du trou de forage H15_003 (2015, Teck).....	204
Figure 146 : Diagraphie du trou de forage H15_006 (2015, Teck).....	205
Figure 147 : Carte de surface représentant chacun des points de mesures colorés par lithologies. En lien avec les encadrés de la Figure 112, les familles lithologiques de Bethsaida (vert), Bethlehem (rouge), les Dykes (jaune) ainsi que l'unité de Guichon (rose pâle). Les plus grands cercles représentent les plus grandes valeurs de résistivité.	206
Figure 148 : Carte de surface des points de mesures colorés par assemblage d'altération. Les cercles plus grands affichent les valeurs de chargeabilités supérieurs.	206
Figure 149 : Carte de surface montrant les échantillons (plus gros cercles) où les valeurs de temps de relaxation sont supérieures à 0,8 s pour les lithologies de Bethlehem et Bethsaida.	207
Figure 150 : Carte de surface montrant les endroits avec les plus hautes densités (cercles plus gros). Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés.	207
Figure 151 : Carte de surface montrant les endroits avec les plus hautes porosités (cercles plus gros). Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés.	208
Figure 152 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de susceptibilités magnétiques normalisées par la lithologie. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent la diminution de la susceptibilité magnétique pour l'unité de Bethsaida en allant vers le centre minéralisé de Valley. Valeurs de susceptibilité magnétique plus élevées dans le centre minéralisé de Bethlehem.	208
Figure 153 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de densités normalisées par la lithologie. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent la diminution de la densité en allant de l'extérieur du batholite vers l'unité Bethsaida. Valeurs plus élevées directement dans le centre minéralisé de Valley et Bethlehem.	209
Figure 154 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de porosités normalisées par la lithologie. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés.	

Variation de la porosité principalement dans l'unité de Bethsaida avec une augmentation en allant vers le centre minéralisé de Valley. Valeurs élevées dans les centres minéralisés de Valley et Bethlehem.210

Figure 155 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de résistivités. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent l'augmentation des valeurs de résistivités en allant de l'extérieur du batholite vers le centre minéralisé de Valley.210

Figure 156 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de chargeabilité. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent l'augmentation des valeurs de chargeabilité en allant de l'extérieur du batholite vers les centres minéralisés de Valley et Bethlehem.211

Figure 157 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de temps de relaxation. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent l'augmentation des valeurs de temps de relaxation en allant de l'extérieur du batholite vers les centres minéralisés de Valley et Bethlehem.212

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Ab	Albite
Ag	Argent
As	Arsenic
Bi	Bismuth
Bn	Bornite
C	Carbone
Ca	Calcium
Cu	Cuivre
Chl	Chlorite
Cpy	Chalcopyrite
Ep	Épidote
Hb	Hornblende (Amphibole)
Hz	Hertz
PP	Polarisation provoquée
Pb	Plomb
K	Potassium
K-spar	Feldspath potassique
MS	Susceptibilité magnétique
Ms	Muscovite
Na	Sodium
PCA	Analyse en composantes principales
Pct	Pourcentage
PPM	Parties par million

Py	Pyrite
Qtz	Quartz
S	Soufre
Sc	Scandium
Ser	Séricite
Si	Silice
Sr	Strontium
Ti	Titane
V	Vanadium

LISTE DES ANNEXES

Annexe A – photos des lithologies.....	162
Annexe B – photos des altérations	174
Annexe C – liste des échantillons.....	183
Annexe D – mesures de résistivités sur affleurements.....	189
Annexe E – mesures de chargeabilités sur affleurements	192
Annexe F – mesures spectrales sur affleurements.....	195
Annexe G – mesures de susceptibilité magnétique sur affleurements	198
Annexe H – diagraphies	201
Annexe I – carte de surfaces.....	206
Annexe J – courbes d’ajustement d’inversions	213
Annexe K – Graphiques comparatif entre laboratoires	242

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

Le projet « Ore Footprints » du Conseil d'innovation minier du Canada et du Centre de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CMIC-NSERC) avait comme but de déterminer une signature caractéristique propre à trois grands gisements du Canada: le gisement aurifère Canadian Malartic de la minière Osisko au Québec, le gisement uranifère McArthur River-Millennium en Saskatchewan, détenu par Cameco et Areva Resources Canada ainsi que le gisement cuprifère Highland Valley Copper-Molybdène-Or de la minière TECK Ressources, sur lequel ce projet se concentrera. Le point commun de ces trois gisements est leur faible teneur en minerai, la dissémination dans les zones superficielles ainsi que des zones plus riches en profondeur. Le but principal de ce projet vise à développer des approches originales pour tenter de délimiter de nouvelles cibles d'exploration dont les signatures seraient similaires à celles mises en évidence sur les trois types de gisements étudiés. Les données recueillies sur le terrain et à travers toutes les recherches entreprises entourant les gisements traités sont intégrées dans un modèle 3D du sous-sol. Les plus grandes découvertes de gisements à fortes teneurs semblent avoir été faites, du moins dans les faibles profondeurs (<350 m). L'avenir sera à la recherche de ce même type de gisements ou à de plus grandes profondeurs, où, peut-être, encore, des gisements à fortes teneurs existent encore. Par l'analyse des propriétés pétrophysiques, ce projet de maîtrise tentera de déterminer si ces gisements ont une signature qui permet de les discriminer. Si cela s'avère positif, l'utilisation de méthode géophysique sensible aux propriétés caractéristiques pourrait être employée pour les prospector. Les données géologiques, géochimiques, géophysiques, structurales, hyperspectrales et historiques ont été utilisées en conjonction dans certaines représentations graphiques pour aider à cerner l'image globale. Dans le cadre de l'étude pétrophysique, le lien entre géologie et géophysique (propriétés physiques) tente d'être fait le plus précisément possible d'où le terme de pétrophysique. La connaissance des propriétés physiques de différentes lithologies, altérations et types de minéralisation, permettra de mieux comprendre quelles sont les propriétés ayant plus d'importance en fonction de l'échelle observée (centimétrique, métrique ou kilométrique). Avec les nouvelles capacités informatiques, des modèles 3D du sous-sol, de plus en plus fidèles, peuvent être produits dans la mission de compréhension de celui-ci. C'est pourquoi les mesures de propriétés physiques réalisées à différentes échelles seront très utiles. Elles seront intégrées afin de contraindre les modèles géologiques et d'inversions géophysiques 3D en profondeur, mais aussi les modèles 2D de

surface. Dans ce projet, des mesures géophysiques en aéroporté à l'échelle kilométrique, des mesures de terrain à l'échelle métrique ainsi que des mesures en laboratoire, à l'échelle centimétrique, ont été intégrées pour permettre une visualisation du modèle à différentes résolutions en fonction de la portée utile des informations utilisées. Plusieurs questions importantes demeurent en ce qui concerne ce projet. Les principales questions auxquelles on veut répondre sont les suivantes: est-il possible d'interpréter les réponses géophysiques en termes de minéralisation? Est-il possible d'interpréter les réponses géophysiques en termes d'altérations hydrothermales? Est-il possible de voir des différences importantes de résistivités-chargeabilités pour les différentes zones d'altérations et minéralisations? Est-il possible de définir des procédures précises pour les prises de mesures en polarisation provoquée en domaine de temps ou spectrale (préparation des échantillons, temps d'immersion dans l'eau, type de voltage et courant)? Est-il possible de trouver des comportements particuliers à différentes fréquences en fonction des différents types d'altérations hydrothermales en ce qui concerne les mesures en polarisation induite spectrales? Est-il possible d'interpréter les réponses géophysiques en termes de changement géologique (compositions minérales, grosseurs des grains, connectivité, présence de grains de sulfures, présence de grains de magnétite)?

1.1.1 Structure du mémoire

Ce mémoire présentant les travaux de maîtrise est divisé en 7 chapitres. Après le chapitre 1 d'Introduction, une revue de littérature sera présentée au chapitre 2 pour permettre de connaître les travaux publiés pertinents sur le sujet d'étude ainsi que sur des travaux ayant déjà été effectués sur le site de Highland Valley. Par la suite, au chapitre 3, la présentation du contexte géoscientifique apportera des informations spécifiques sur les lieux étudiés, l'histoire, la géologie, la pétrographie ainsi que les études géophysiques déjà réalisées sur le batholite. Le chapitre 4 présentera les méthodes appliquées ainsi que de l'information théorique en lien avec celles-ci. Le chapitre 5 portera sur les données et résultats pour permettre la présentation des résultats et la comparaison des différentes propriétés physiques avec les lithologies ainsi que les altérations. Les relations pétrophysiques les plus significatives y seront présentées. La conclusion et la discussion constitueront le chapitre 6. Le chapitre 7 présentera les recommandations pouvant mener à des améliorations ou innovations dans la façon d'aborder de futurs travaux scientifiques.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1.1 Travaux en exploration de porphyres cuprifères

Des travaux similaires à ce projet de maîtrise [traitent de](#) l'exploration de porphyres par les mesures pétrophysiques. Le projet gouvernemental, mené par BC Geosciences (Mitchinson, Enkin, & Hart, 2013) est une étude très similaire à celle du présent projet. Il relie géologie et géophysique à l'aide des propriétés physiques des roches de six porphyres en Colombie-Britannique. Il sera donc très utile pour comparer les méthodes utilisées ainsi que les résultats obtenus dans la présente recherche. Un second travail (Bourne, Dentith, & Jumeau, 2018), très récent, met l'accent sur la pétrophysique et l'exploration. Des résultats intéressants sur les propriétés physiques ayant le plus de contrôle sur les différentes réponses géophysiques, avec en particulier la porosité. Un modèle régional est proposé pour attribuer une zone d'influence à certains types d'anomalies en fonction de la distance du centre du gisement. (Chopping, 2008) met l'accent sur le lien entre les propriétés physiques [et les](#) altérations. Les signatures géophysiques des altérations causées par des fluides de minéralisation sont expliquées ainsi [que](#) les meilleures façons de pouvoir détecter « l'empreinte » d'un système minéralisé avec des méthodes géophysiques. La reconnaissance des altérations propylitiques peut se faire selon la méthode de réflexion spectroscopique (SWIR) servant de vecteur en exploration des porphyres cuprifères (Neal, Wilkinson, Mason, & Chang, 2018). (Clark, 2014) explique l'effet de la destruction de la magnétite par les fluides hydrothermaux et propose des modèles particuliers pour mettre en lumière la réponse magnétique de certains types de dépôt. Ce type de recherche facilitera l'explication des résultats magnétiques de ce travail de recherche ainsi que leur mise en contexte.

2.1.2 Travaux relatifs aux mesures pétrophysiques

Pour effectuer ces types de recherche, des mesures de propriétés physiques doivent être réalisées. Des techniques de mesure en laboratoire sont présentées dans le document de (Enkin et al., 2012). Plusieurs méthodes y sont détaillées et des explications données pour permettre l'évaluation de méthodes les plus appropriées pouvant être appliquées dans le cadre de notre projet de recherche. Les mesures de laboratoire menées [dans](#) le domaine de la polarisation provoquée [sur](#) la décomposition de Debye de la réponse en résistivité complexe, comme étant un

outil efficace dans l'identification des conducteurs électroniques. Les facteurs affectant le plus les chargeabilités ainsi que les temps de relaxation sont présentés par (Gurin, Tarasov, Ilyin, & Titov, 2013). Pelton et al. (1978) présente des résultats de mesures de résistivité complexe dans la gamme de fréquences de 10^{-2} à 10^5 Hz pour différents types de minéralisation et de gisement. Les résultats concernant les différenciations possibles, entre de la minéralisation économique ainsi que les zones de pyrite entourant les centres minéralisés, ont été utilisés pour interpréter mes résultats.

2.1.3 Travaux précédents sur le site HVC

L'exploration de Highland Valley et des environs du batholite Guichon Creek a débuté en 1896. L'exploration s'est accélérée avec la découverte de l'indice de surface, anciennement appelé OK et maintenant du nom d'Alwin (Casselman, 1995). En 1899, les indices Snowstorm et Iona (qui deviendront Bethlehem), furent découverts et jalonnés (Casselman, 1995). Dans les années 1900 à 1920 des veines de forte teneur furent découvertes à Ok (plus tard appelé Alwin, ensuite Dekalb), à Snowstorm et Iona (devenu Bethlehem), à la Zone Bethsaida et à Aberdeen. Dans la zone Iona, un forage intercepta une zone minéralisée sur 85m (280 pieds) à 0,64% Cu. (Casselman et al, 1995; McMillan 1985; McMillan et al, 2009). Dans les années 1920 et jusqu'en 1953, l'exploration est demeurée très calme avec peu de travaux. Un changement de paradigme s'est fait par la suite lorsque l'accent exploratoire est passé des veines à forte teneur vers des zones à fort tonnage et de plus basse teneur en Cu (McMillan 1985). La reconnaissance du potentiel de gisements à fort tonnage et à faible teneur comme modèles valides a suscité un intérêt marqué en 1955 pour l'application de ce modèle et a mené à la découverte, dans les années 1970, des porphyres minéralisés en Cu-Mo Lornex, Highmont, J.A et Valley (Osatenko and Jones, 1976; Casselman et al, 1995). En 1967, la compagnie Cominco a procédé à la réalisation d'un levé de polarisation provoquée et deux anomalies furent découvertes. L'anomalie passait par-dessus une zone de till qui recouvrait ce qui est aujourd'hui le centre minéralisé de Valley. Trois trous à percussion furent réalisés pour tester la marge sud-ouest de l'anomalie B. Cette découverte avait intersecté une zone de 58m à 0,28% Cu. L'exploitation débuta en 1982 et est toujours active depuis (Byrne et al., 2013). Plusieurs projets de maîtrise et de doctorat, ainsi que des travaux gouvernementaux ont été réalisés sur le batholite Guichon Creek. Un des premiers fut (Carr, 1960). Une cartographie très vaste, couvrant la majeure partie du batholite fut

réalisée par le Département des Mines et des Ressources de la Colombie-Britannique (1969). 1970 fut une année riche en travaux sur Highland Valley Copper, au moins une quinzaine d'articles furent écrits sur différents sujets : soit la géophysique, la géologie, la géochimie, la pétrologie, la minéralogie ainsi que les variations d'altération hydrothermale du site de HVC. Pour les informations de densité, l'étude de (Roy & Clowes, 2000) explique la forme du batholite en profondeur et appuiera les résultats de mesures de susceptibilité magnétique et de densité. Celle de (Osatenko & Jones, 1976) servira pour des éléments structuraux de mon travail, les explications des zones faillées du batholite ainsi que d'altérations. (Briskey, 1980) appuiera les descriptions sur les altérations propylitiques. Un des travaux le plus complet sur le gisement de Highland Valley Copper (Casselman, 1995) sera très utile pour expliquer également des concepts structuraux, les différentes altérations et l'historique de la mise en place du batholite. L'étude de (C. Ager, McMillan, & Ulrych, 1972), publiée par le département des Mines et des Ressources pétrolières de la Colombie-Britannique, décrit trois profils gravimétriques présentés en relation avec les informations géologiques connues du batholite Guichon Creek; deux profils orientés est-ouest et un autre orienté nord-sud, avec comme objectif, la délinéation tridimensionnelle du Batholite. Leur travail sera incorporé dans ce mémoire pour expliquer la forme du batholite. Le document de (C. Ager, Ulrych, & McMillan, 1973) propose un modèle 3D donnant suite aux travaux de (C. Ager et al., 1972), où les trois profils gravimétriques furent mesurés et interprétés avec la géologie, mais en sections 2D. Dans (C. A. Ager, 1974) une interprétation tridimensionnelle des structures de trois batholites avec les données gravimétriques est proposée. Les batholites sont Guichon Creek, Hogem et Iron Mask. Ils sont situés dans le centre de la Colombie-Britannique, à l'intérieur de la Cordillère de l'Ouest du Canada et leur forme tridimensionnelle est très similaire. Une théorie nouvelle sur la façon de la mise en place de ces batholites est proposée. La façon de trouver les prochaines cibles sera axée sur des approches géophysiques différentes. Ainsi il propose que la géophysique soit un instrument pour trouver l'empreinte globale, plus large, d'un système de minéralisation, dans laquelle des gisements pourraient être retrouvés. L'altération hydrothermale de Highland Valley Copper fut couverte par Guillaume Lesage avec la publication de (Lesage, Byrne, Lypaczewski, Lee, & Hart, 2016). Ce document délimite les zones d'altération en surface et présente les résultats de SWIR (Short Wave Infra Red) permettant de zoner la cristallinité de la séricite. L'utilisation de ces données dans le présent ouvrage permettra de relier les altérations avec les propriétés

physiques mesurées ainsi que la cristallinité de la séricite. Le document de (Byrne et al., 2013) expose un résumé récent des informations connues à ce jour, bien du batholite de Guichon dans lequel je prélèverai certaines informations générales ou précises sur le gisement lui-même, sur les altérations ainsi que [sur](#) les types de minéralisations. Les travaux de (Byrne, Lesage, Gleeson, & Lee, 2017) [explorent](#) l’empreinte pétrophysique, structurale, minéralogique, géochimique et isotopique du gisement cuprifère de Highland Valley Copper. Ces informations seront nécessaires pour le croisement des données de la présente recherche et [de](#) l’intégration de celles-ci. La publication de (Jimenez & Romy, 2011) est concentrée principalement sur les altérations hydrothermales en muscovite et chlorite de Highland Valley Copper. Les informations de ce travail permettront de présenter en profondeur les types d’altérations. Dernièrement, un étudiant à la maîtrise du projet CMIC-NSREC, Mike D’Angelo a contribué à cet héritage de travaux (d’Angelo, 2016). Ce travail sera très utile dans la caractérisation de la pétrographie et les descriptions des différents types d’échantillons de Highland Valley Copper.

CHAPITRE 3 CONTEXTE GÉOSCIENTIFIQUE

3.1 Vue d'ensemble

Le district de Highland Valley Copper se situe dans une formation appelée le batholite Guichon Creek qui date du Triassique supérieur et comprend cinq centres porphyriques minéralisés connus. Les âges respectifs de ces centres sont évalués à environ 213 à 207 millions d'années (Byrne et al, 2013). Cette étude se concentre sur ce batholite principalement. La composition générale de ce batholite est granitique et se divise en différentes zones. Les centres minéralisés sont spatialement associés avec des faciès d'intrusions porphyriques plus jeunes, à grains grossiers. Les dimensions du batholite sont d'environ 65 km de long (NS) sur 30km de large (EW); il se situe à environ 350 km au nord-est de Vancouver (McMillan, 1985). Les centres minéralisés portent les noms de Bethlehem (incluant Iona, Jersey et la fosse Huestis), Valley, Lornex, J.A. et Highmont (Figure 1). La production totale de Cu et de Mo enregistrée entre 1962 et 2013 est de 1615,16 millions de tonnes de minerai à teneur d'environ 0.4 Cu% et 0.01% Mo, ce qui collectivement en fait un des gisements les plus gros du Canada (Mike d'Angelo, 2016; Byrne et al, 2013). Les réserves prouvées et probables en 2016 étaient de 577.2 Mt @ 0.29% Cu et 0,007% Mo (Teck, 2016). Les ressources mesurées sont de 412,1 Mt @ 0,34% Cu et 0,008% Mo. Les ressources indiquées sont de 709,2 Mt @ 0,23% Cu et 0,01% Mo. Les ressources inférées sont de 341,9 Mt @ 0,22% Cu et 0,008% Mo.

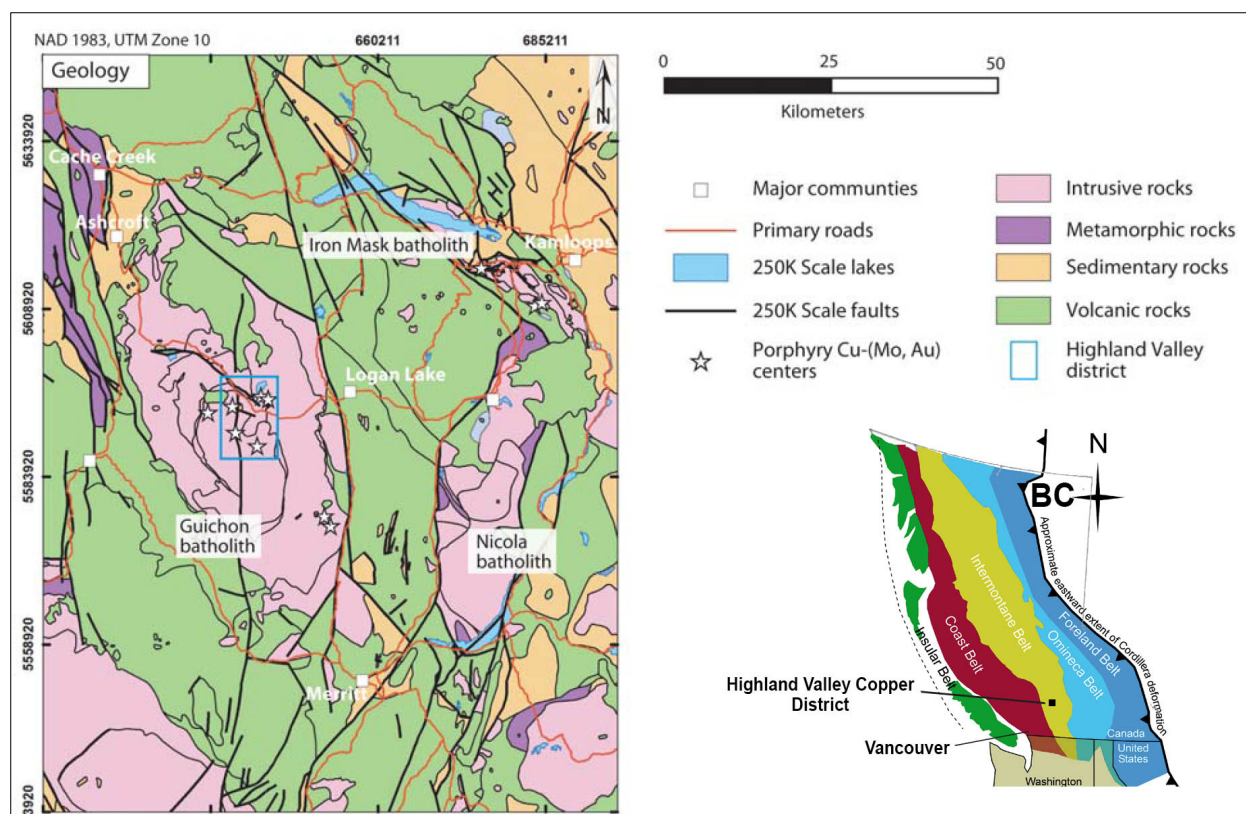


Figure 1 : Géologie régionale du batholite Guichon Creek. Les étoiles dans l'encadré bleu, représentent les gisements de Valley, Bethlehem, Lornex, J.A et Highmont. (Modifié de Massey et al, 2005)

3.1.1 Informations géographiques et lieux

Le district de Highland Valley Copper se situe à environ 4h de route au nord-est de Vancouver et à 1h de route au sud-ouest de la ville de Kamloops en Colombie-Britannique (Figure 1). L'accès à tous les sites se fait normalement par la route principale 97 pour les zones sud-est et nord-est. Pour se rendre dans les zones nord-ouest et sud-ouest, un autre accès est possible par la route 97, après la zone de rejets miniers située au nord-ouest de la propriété de Teck. Autrement, directement par l'entrée principale de la mine, il est possible de partir de l'intérieur de la propriété pour accéder aux endroits où les mesures et l'échantillonnage se sont faits.

3.2 Géologie

Les ensembles géologiques majeurs du Canada doivent leur formation à des périodes orogéniques complexes. Toujours en constante évolution, la Cordillère de l'Ouest du Canada se

remanie sans cesse tectoniquement. L'accrétion de nouveaux terrains par subduction, compression, plissement et sédimentation donne lieu à une série de nouveaux sous-ensembles géologiques, et ce depuis quelques millions d'années. Les chaînes montagneuses de l'Ouest en sont un exemple typique. Le terrain d'étude de ce mémoire, soit le batholite de Guichon, se trouve dans la cordillère de l'Ouest canadien.

3.2.1 Cordillère de l'Ouest du Canada

Dans les formations composant la cordillère se trouvent plusieurs bassins et plateformes sédimentaires, miogéoclinal, datant du Protérozoïque au Triasique de la marge continentale Laurentia, qui s'étirent dans la partie est de la Colombie-Britannique et le Yukon (Nelson & Colpron, 2007). À la marge Laurentia s'accrètent des formations plus jeunes. La partie ouest de la Colombie-Britannique, du Yukon et de l'Alaska est composée principalement d'assemblages métamorphiques, volcaniques, sédimentaires et plutoniques datant du Paléozoïque au Mésozoïque. Ces ensembles géologiques représentent des arcs magmatiques, des microcontinents et des bassins océaniques accrétés à la zone ouest de la marge Laurentia. Les ceintures déformées d'ensembles parautochtones, ainsi que la plateforme de l'Alberta elle-même, encore intacte de déformations, sont superposées par des dépôts clastiques syn- et post-accrétion. Des plutons reliés à la phase de subduction viendront plus tard se mettre en place, au centre et à l'ouest de l'orogène, dans ces ensembles de manière post-accrétion. Au-dessus de ces plutons, se trouve une couche relativement jeune de dépôts volcaniques (Nelson & Colpron, 2007) (Figure 2).

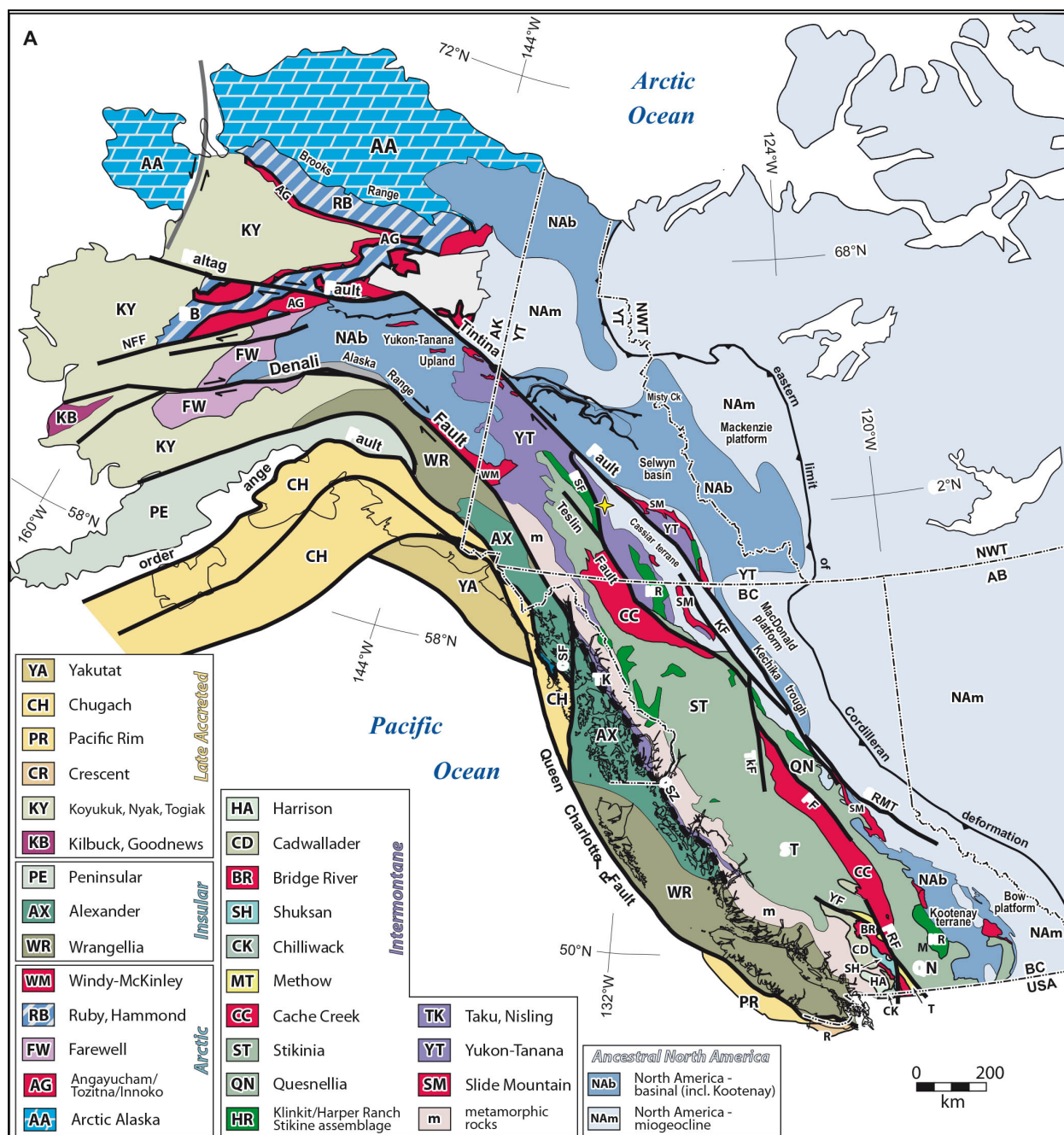


Figure 2 : Terranes de la cordillère canadienne-Alaskienne. L'étoile jaune représente la location de Solitary Mountain dans le centre-sud du Yukon. Abréviations des failles : BSF - La faille de Big Salmon; CSF - faille droite de Chatham; CSZ - zone de cisaillement côtière; FRF - faille de la rivière Fraser; KF - faille Kechika; NFF - faille Nixon Fork-Iditarod; PF faille Pinchi; SMRT - tranché Rocky Mountain du sud; TkF - système de faille Takla-Finlay-Ingenika; YK - faille Yalakom. Autres abréviations; AB - Alberta; AK - Alaska; BC - Colombie-Britannique; NWT - Territoires du Nord-Ouest; YT - Territoires du Yukon (Nelson & Colpron, 2007).

Plusieurs interprétations de cette partie du Canada ont mené à l'idée que la cordillère n'était qu'un assemblage tectonostratigraphique de terranes indépendants, bordés de failles et ayant une relation probable entre eux (Coney et al.1980; Jones et al.1983; Nelson & Colpron, 2007). La cordillère se divise en cinq ensembles, pouvant être qualifiés, d'ordre tectonique (Figure 3). Ces ensembles sont : la plaque ancestrale de l'Amérique du Nord (Laurentia), les terranes péricratoniques des marges allochtones (*Intermontane terranes ou peri-Laurentian realm*), les terranes Insulaires, la zone Arctique Alaska et finalement les terranes accréionnaires et les arcs d'âges plus jeunes (mésozoïques) (Nelson & Colpron, 2007).

3.2.1.1 La plaque ancestrale de l'Amérique du Nord (Laurentia)

Cette zone comprend plusieurs éléments morphogéologiques tels que les bassins (Selwyn, Kechika et Misty Creek), des plateformes (Mackenzie, McDonald et Bow) ainsi que des éléments paratauchotones s'étant accrétés en périphérie (Cassiar et Kootenay). Cette partie inclut la zone Omineca (Nelson & Colpron, 2007) (Figure 2). La géologie ressemble principalement à des roches sédimentaires s'étant mises en place durant un cycle allant du Paléoprotérozoïque (déposition en bassins) jusqu'au Cénozoïque récent (Monger & Price, 2002).

3.2.1.2 Terranes intermontanes (Intermontane)

Les terranes «Intermontane» ont été décrits comme étant Intermontane superterrane par (Monger & Price, 2002). Ils décrivent cette entité tectonostratigraphique comme un produit d'amalgame du Triasique Jurassique (Nelson & Colpron, 2007). L'inclusion de l'unité Cache Creek dans ces terranes pourrait être expliquée par un enclavement oroclinal qui se serait développé lors de l'amalgamation des terranes Intermontane et ensuite accrété. À l'intérieur de cet ensemble sont inclus les sous-ensembles importants : Slide mountains, Yukon-Tanana, Stikinia, Quesnellia et Cache Creek. (Monger & Price, 2002; Nelson & Colpron, 2007). Selon (Monger, Price, & Tempelman-Kluit, 1982), cette ceinture se compose de deux terrains distincts I et II. Dans l'unité I se trouve le groupe Eastern, Quesnelia, Cache Creek et Stikinia. Dans le groupe II, Gravina-Nutzotin, Alexander et Wranglia. Le groupe II est la zone la plus à l'Ouest de la ceinture Intermontane. Des évidences stratigraphiques suggèrent que les petits terrains qui étaient principalement dans la ceinture Intermontane, mais qui s'étendaient dans la ceinture Omineca Crystalline et dans la ceinture plutonique côtière (Coastal plutonic) étaient déjà accrétés à la fin du Triasique et début Jurassique et qu'ils formaient un terrain composite (Groupe I) avant

l'accrétion à la plaque d'Amérique du Nord durant le Jurassique (Monger et al., 1982) (Figures 4 et 5). Dans la ceinture Intermontane quatre assemblages distincts principalement du Paléozoïque supérieur (Eastern, Quesneslia, Cache Creek et Stikinia) semblent s'être amalgamés pour former le groupe I et ce vers la fin du Jurassique. Eastern et Quesneslia (Figure 6) sont stratigraphiquement recouverts par le Triassique moyen ou supérieur dans le sud de la Colombie-Britannique (Read & Okulitch, 1977). On croit que le troisième ensemble, Cache Creek, serait un complexe subductant relié à l'activité d'arc du Triassique supérieur dans Quesneslia et Stikinia (Monger, 1977; Travers, 1978)

3.2.1.3 La ceinture côtière insulaire (Coastal – Insular Belt)

Les terranes «insulaires» sont considérés comme ayant existés depuis très longtemps, soit entre le Précambrien et le Triassique et ne démontrent que peu d'évidences de relation commune avec la marge ouest de la plaque ancienne d'Amérique du Nord (Nelson & Colpron, 2007). Ils sont constitués physiographiquement de montagnes insulaires, de dépressions côtières, et de terrasses et de pentes continentales. La géologie de ces terranes est composée principalement de roches volcaniques et sédimentaires datant du Protérozoïque-tardif jusqu'au Crétacé et ayant été formées dans des îles en arc (Monger & Price, 2002). Les unités physiographiques de ces terranes ressemblent davantage à des côtes et des montagnes en cascades (Monger & Price, 2002). Ces terranes forment une ceinture de détachement crustal de fragments qui sont rassemblés dans une nomenclature commune.

3.2.1.4 Les terranes accréionnaires et arc d'âge mésozoïque.

Ces ceintures de roches relativement jeunes, complètement à l'ouest, sont constituées d'assemblages allant du Mésozoïque jusqu'au Paléocène, incluant les arcs accrés Yukon-Koyukuk et Talkeetna, les fonds marins du terrane Crescent et, datant du Paléocène-Éocène, le Chugach, le Pacific Rim et le Yakutat qui sont eux, des fosses sédimentaires. Des fragments crustaux plus anciens provenant du terrane précambrien Kilbuck, font également partie de la masse résultante accrétée (Nelson & Colpron, 2007).

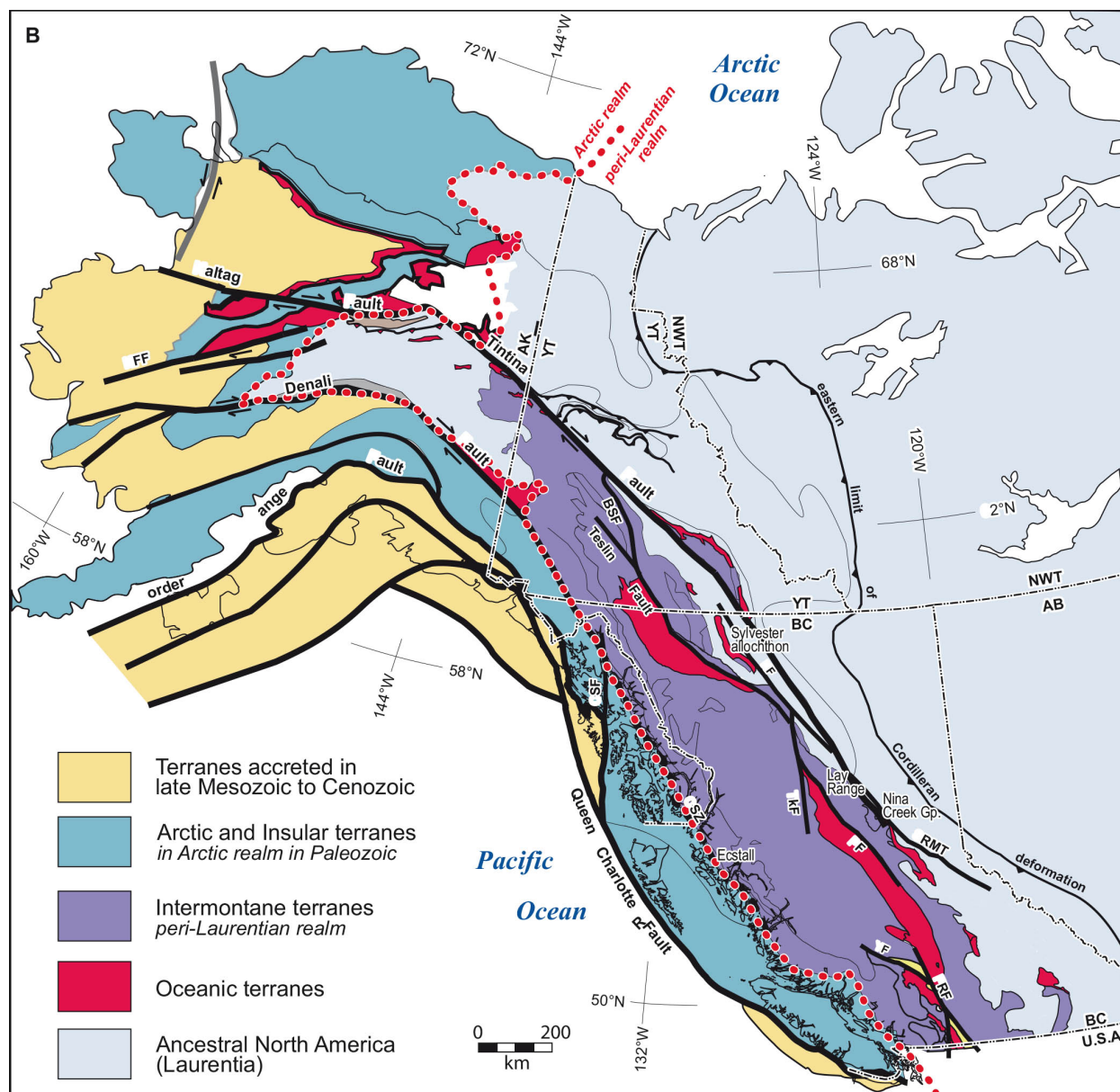


Figure 3 : Zones tectoniques de la cordillère de l'Ouest canadien (Nelson & Colpron, 2007).

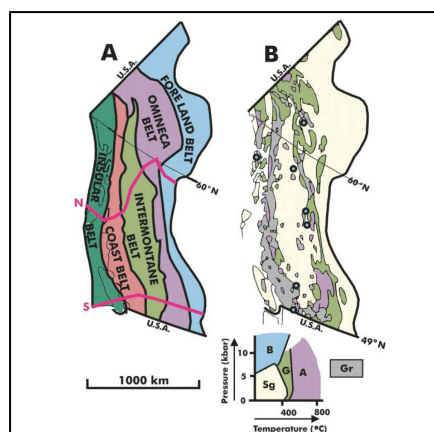


Figure 4 : A) principales zones tectoniques de la cordillère de l'Ouest canadien. En rouge, les deux sections N et S présentées à la Figure 5). B) pressions et températures typiques des types de roches et leurs répartitions dans l'espace (Monger & Price, 2002).

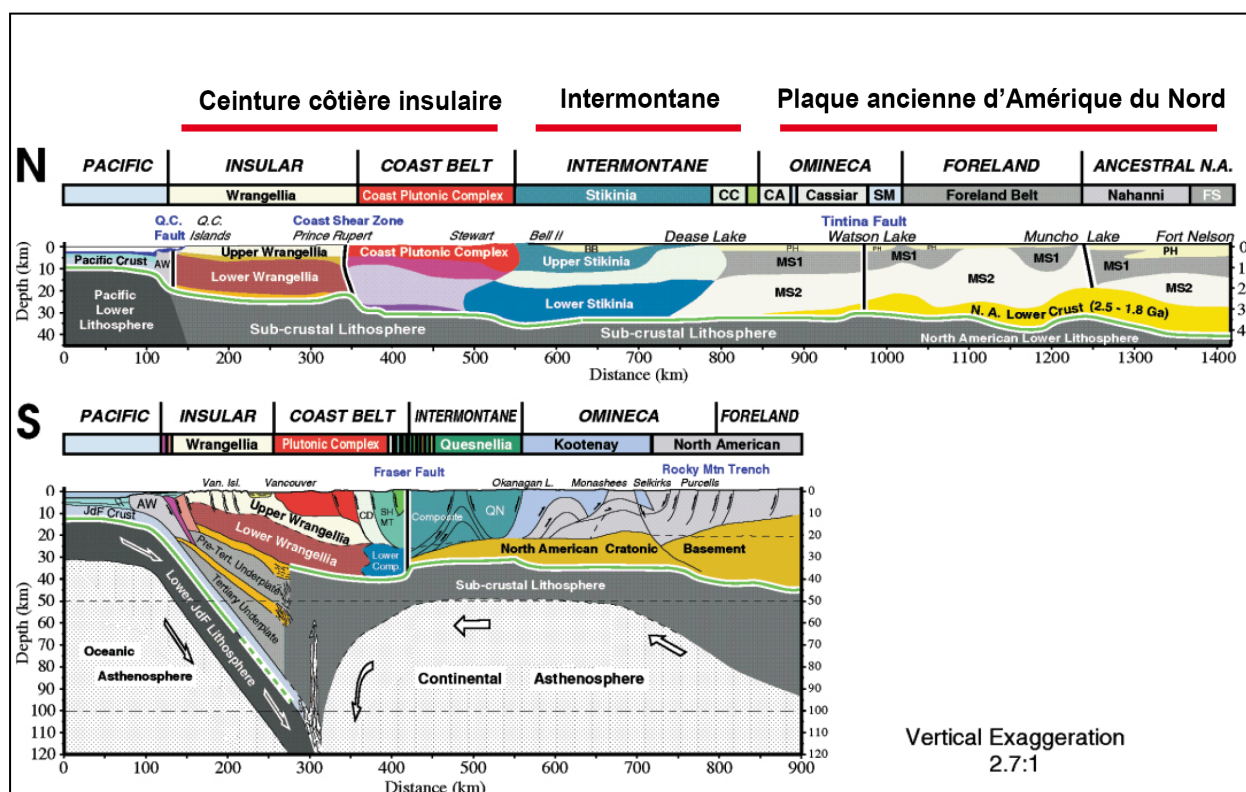


Figure 5 : Deux sections verticales N et S tracées à la Figure 4 , représentant des coupes à travers les différentes zones tectoniques importantes de la cordillère de l'Ouest (Monger & Price, 2002).

3.2.2 Géologie du batholite Guichon Creek de Highland Valley

Le batholithe Guichon Creek s'est mis en place durant l'époque géologique du Triasique supérieur. Sa superficie occupe environ 1000 km². La mise en place de ce batholite s'est faite dans les strates sédimentaires et volcaniques des groupes Cache Creek, datant du Permien, ainsi que le Nicola, plus jeune et datant du Triassique tardif. Les sédiments du groupe de Ashcroft se superposent au batholite en non-conformité (McMillan, 1976). Les levés gravimétriques indiquent que le batholite possède une forme d'entonnoir aplati avec une partie fortement inclinée et allant jusque sous le gisement de Highland Valley (Figure 7). Le batholite est issu d'un magma de série calco-alkaline et la composition des roches du batholite varie de façon concentrique allant de diorites et diorites quartziques dans les marges externes vers des monzonites-quartziques et granodiorites plus au centre de l'intrusion (d'Angelo, 2016). Le batholite est divisé en six différents types de faciès intrusifs : Border Phase, puis Highland Valley, divisé en deux groupes Guichon et Chataway, sur une base de différences texturales. Ensuite, le faciès Bethlehem, Skeena et finalement Bethsaida (d'Angelo, 2016) (Figure 8). Une série de dykes sont également présents autour des gisements de Valley et Bethlehem (Byrne et al., 2013).

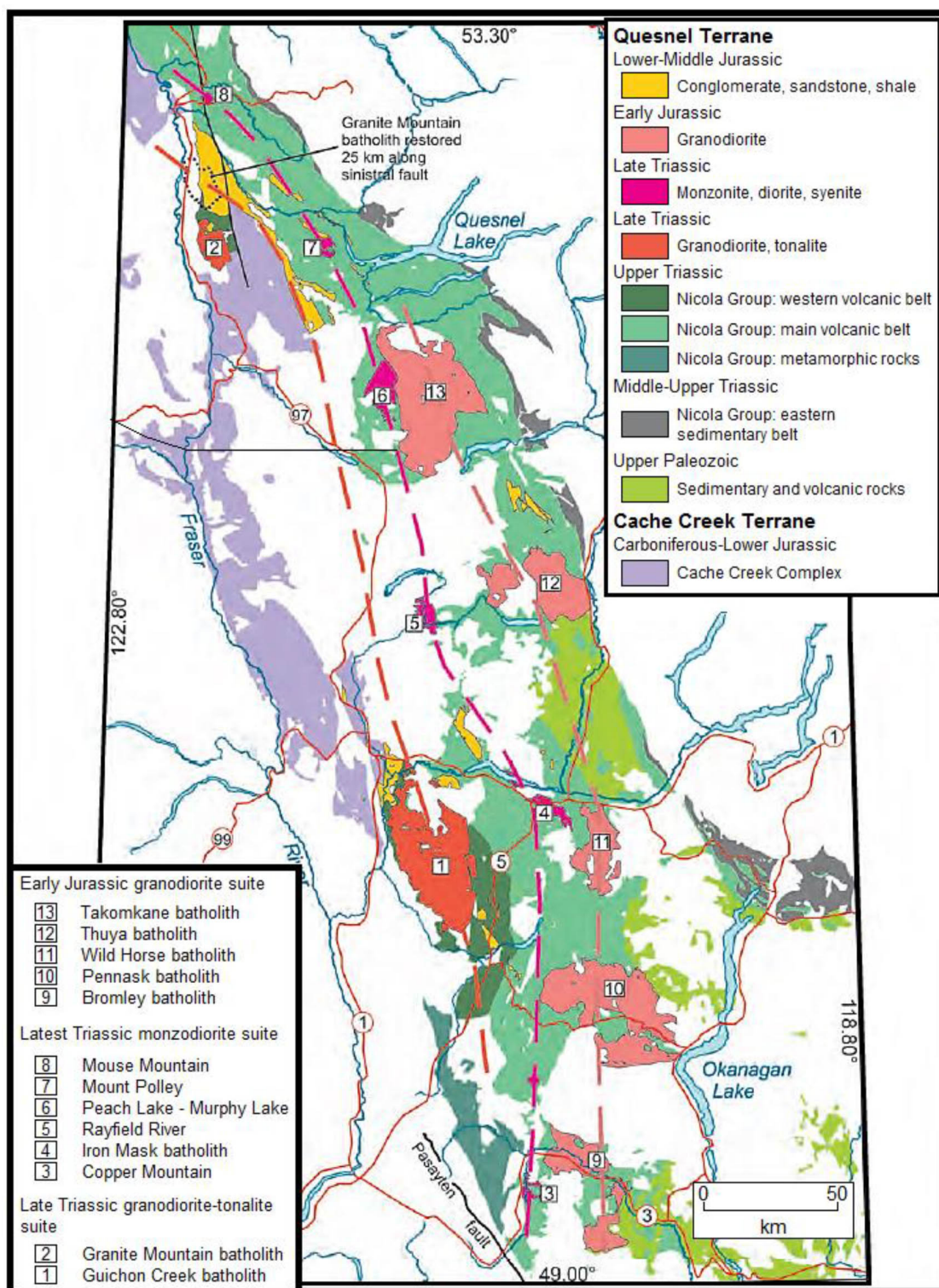


Figure 6 : Géologie simplifiée du terrane de Quesnel dans le centre de la Colombie-Britannique (d'Angelo, 2016)

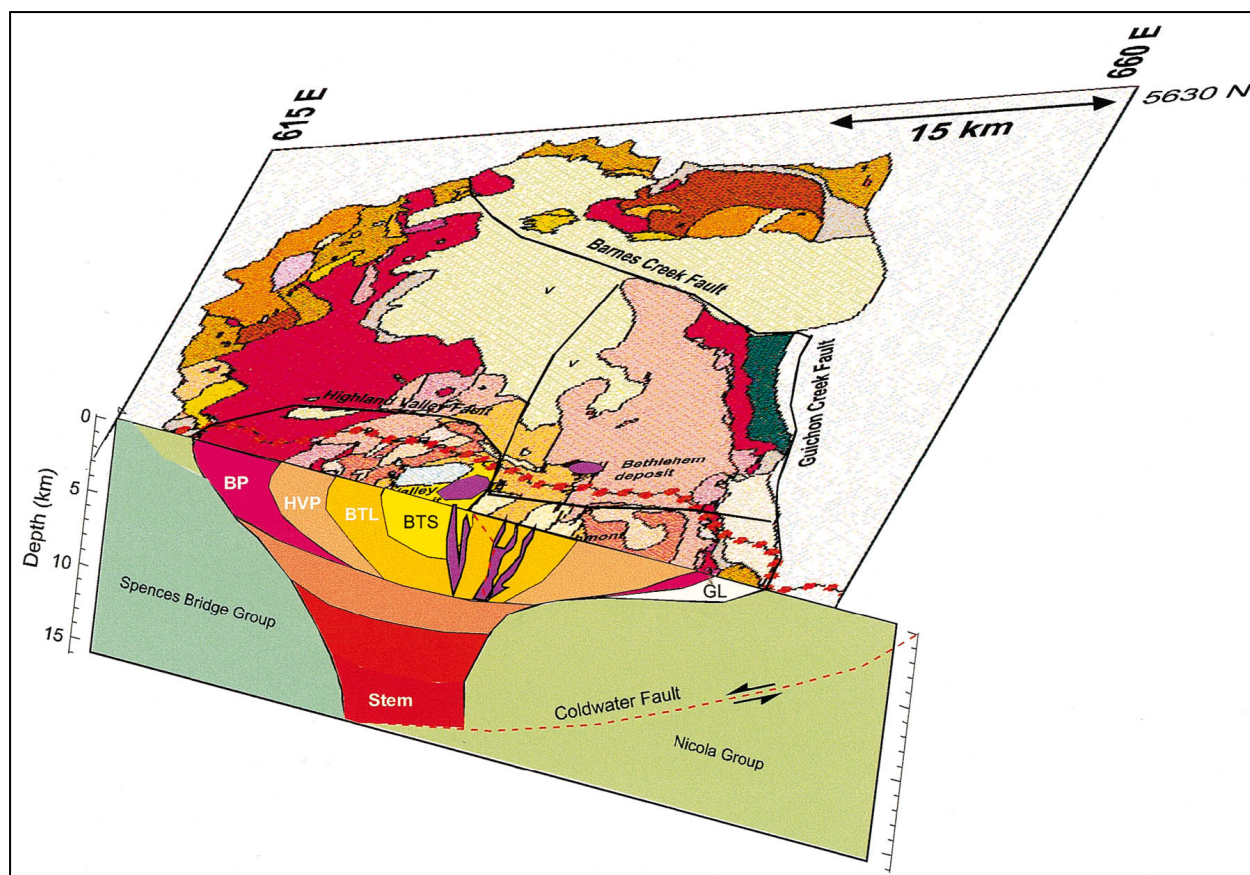


Figure 7 : Section verticale 2-D du modèle du batholite Guichon Creek selon une étude LITHOPROBE à travers un transect au sud de la cordillère de l'ouest Canadien. (BP) Border phase; (HVP) faciès de Highland Valley; (BTL) faciès de Bethlehem ; (BTS) faciès de Bethsaida (Roy & Clowes, 2000).

Les dykes sont connus pour être associés à ces deux gisements (d'Angelo, 2016) (Figure 9). Quelques études de datation au zircon U-Pb ont été réalisées pour déterminer l'âge de cristallisation du batholite. Les résultats indiquent environ 210 ± 3 Ma (D'Angelo et al., 2017). La compagnie Teck a fait aussi sa propre étude de façon plus détaillée et les résultats indiquent environ 211 et 206 Ma (D'Angelo et al., 2017) (Tableau 1). Ash et al (2006) ont daté la molybdénite du gisement de Valley à environ 206.7 ± 1.5 Ma, ce qui représente le meilleur estimé pour l'âge de mise en place.

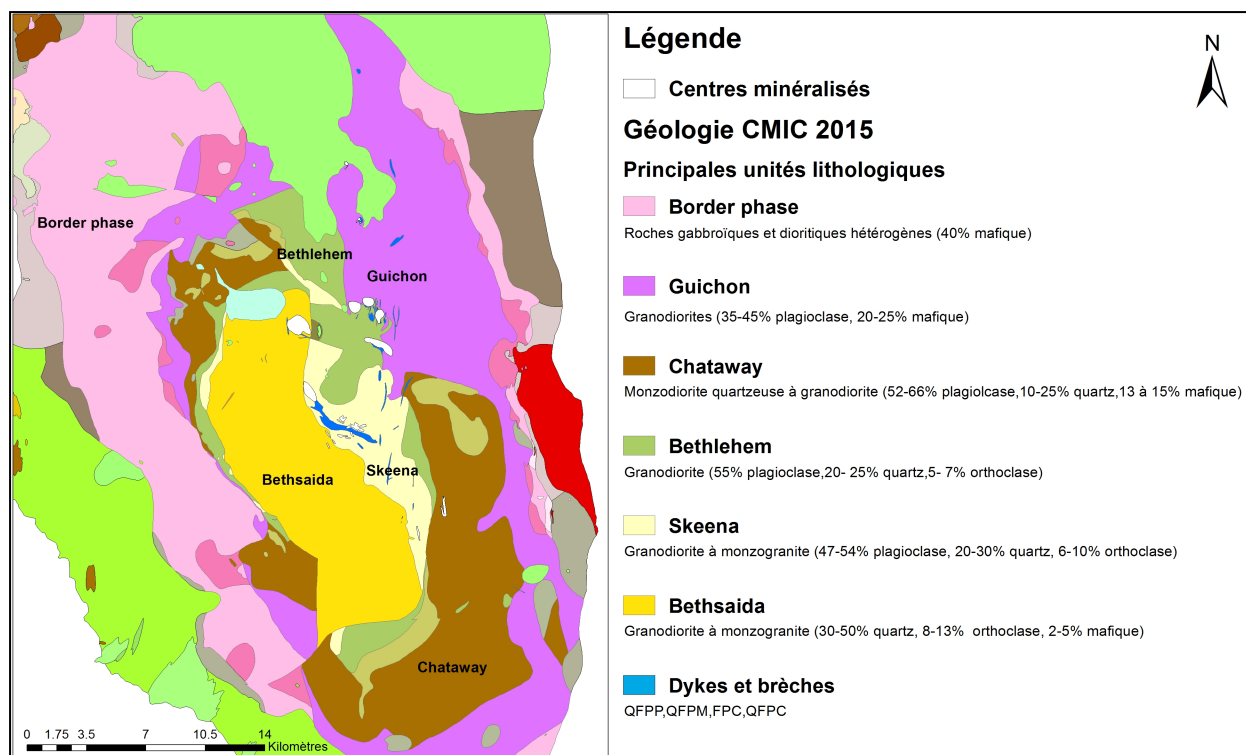


Figure 8 : Géologie régionale du batholite Guichon Creek avec lithologies et types de roches typiquement associés selon la classification du projet CMIC 2015 ainsi que les limites des zones minéralisées en exploitation ou ayant été exploitées (2015 CMIC- Teck geology).

Tableau 1 : Âge U-Pb des zircons pour différents types de roche du batholite Guichon Creek. Méthode TIMS (Alfaro, pers comm., 2015).

Table 2.1 U-Pb ages of zircons for different rock types in the Guichon Creek Batholith. Ages from Alfaro (2015, pers comm.) are by the TIMS method.				
Facies	Sample	Age (Ma)	± 2σ	Reference
Border	SB123	211.02	0.17	Alfaro (2013, pers. comm.)
Highland Valley ^a	MA026	210.51	0.29	Alfaro (2013, pers. comm.)
Highland Valley ^a	SM059	210.77	0.16	Alfaro (2013, pers. comm.)
Highland Valley ^a	SM060	210.58	0.24	Alfaro (2013, pers. comm.)
Highland Valley ^a	MA038	210.42	0.41	Alfaro (2013, pers. comm.)
Bethlehem	SM058	209.17	0.54	Alfaro (2013, pers. comm.)
Bethlehem	MA099	209.81	0.27	Alfaro (2013, pers. comm.)
Skeena	SM055	208.37	0.29	Alfaro (2013, pers. comm.)
Bethsaida	SB217	208.81	0.21	Alfaro (2013, pers. comm.)
Bethsaida	SM061	208.15	0.22	Alfaro (2013, pers. comm.)
Bethsaida	SB218	208.55	0.20	Alfaro (2013, pers. comm.)
Porphyritic Dyke	SM057	208.71	0.38	Alfaro (2013, pers. comm.)
Porphyritic Dyke	SM056	208.93	0.52	Alfaro (2013, pers. comm.)
Porphyritic Dyke	MA121	206.95	0.22	Alfaro (2013, pers. comm.)
Guichon	Unknown 1	210	3	Mortimer et al. (1990)

^aNo distinction made between Guichon and Chataway sub-facies

La minéralisation qui s'est produite avec la mise en place de Bethlehem est attribuable à un événement plus ancien et est associée avec les dykes et les brèches également. Avec les différents types de contact retrouvés, entre chacune des unités lithologiques, parfois graduels et parfois très nets, Northcote (1969) et (McMillan, 1976) ont conclu que plusieurs injections magmatiques se sont produites, et ce avant que l'injection précédente se soit solidifiée, ce qui engendra ce type de contact graduel (Casselman, 1995). Les gisements de Valley, Lornex, Highmont et J.A. sont tous considérés comme ayant été formés approximativement en même temps (coeval) (d'Angelo, 2016). Au point de vue structural, des failles majeures existent sur le territoire du batholite et relèvent d'une importance majeure. Ces failles sont comprises en quatre différents groupes (Osatenko & Jones, 1976). Trois groupes sont orientés vers le nord et un autre plus vers le sud-est. Les failles orientées plus vers le nord-sud sont celles de Lornex ainsi que de la faille de Guichon Creek, cette dernière située plus à l'est du batholite (Casselman, 1995). En allant du nord vers le sud et toutes orientées ouest-est, se trouvent les failles Barnes Creek, Highland Valley ainsi que la faille Skuhun (Figure 10).

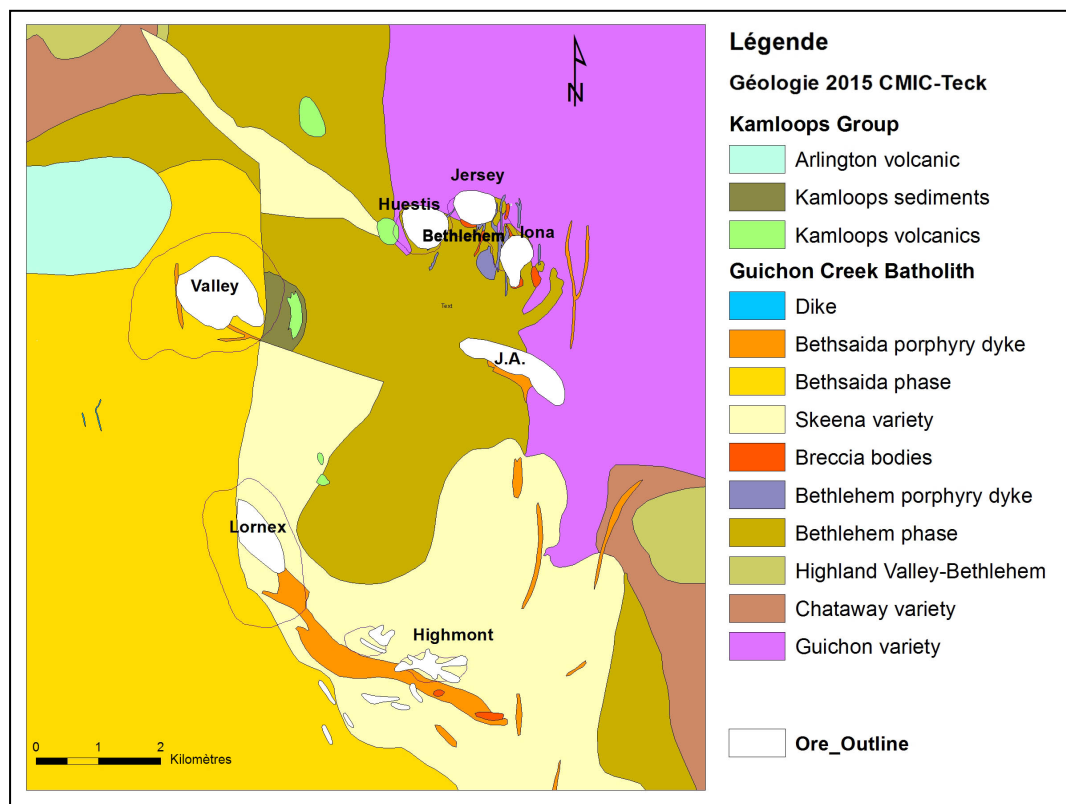


Figure 9 : Agrandissement sur les zones minéralisées en exploitation ou ayant été exploitées (blanc). Les cinq zones sont Valley, Bethlehem (Huestis, Jersey, Iona), Highmont, Lornex et J.A ainsi que les types de dyke présent (2015 CMIC- Teck geology).

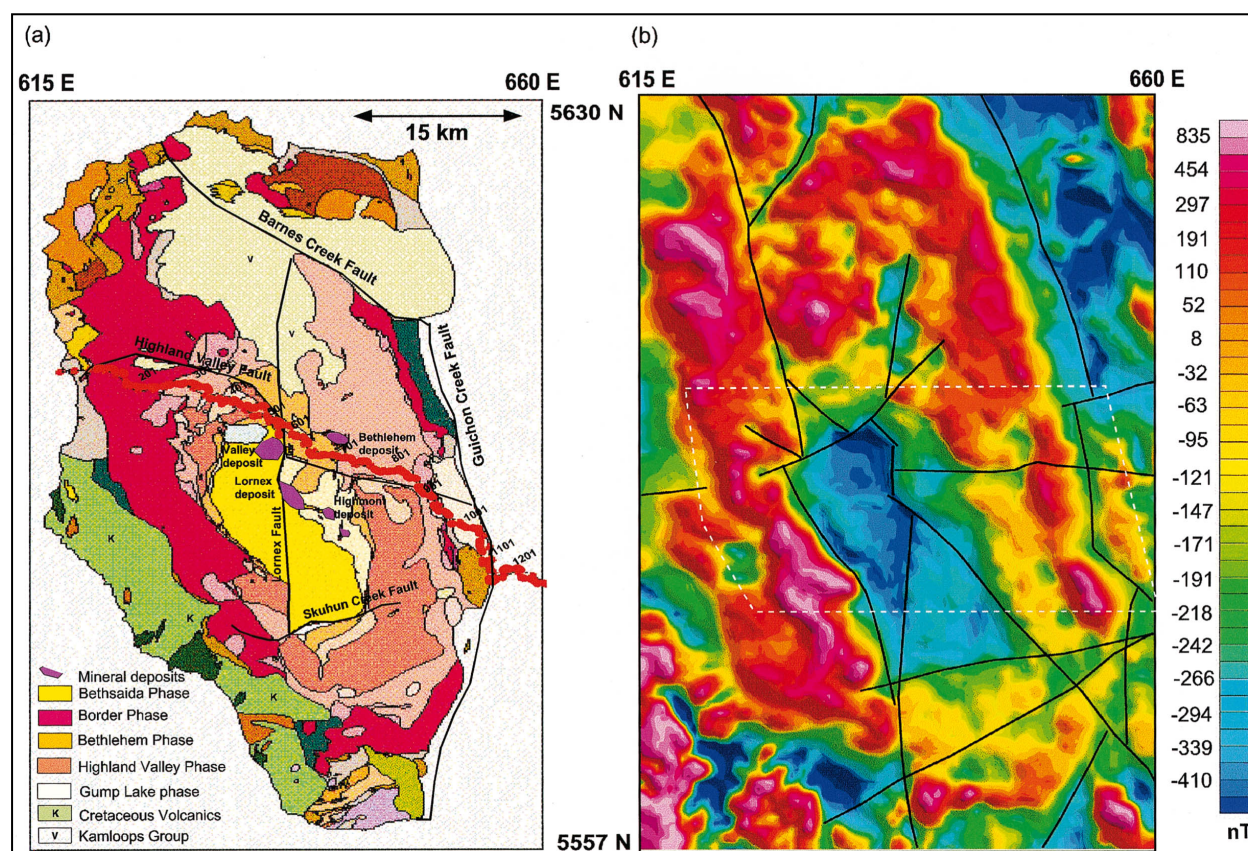


Figure 10 : a) Carte géologique de surface simplifiée montrant les différentes phases intrusives ainsi que les failles majeures du batholite Guichon Creek; b) Carte magnétique résiduelle de la même zone (Roy & Clowes, 2000).

3.3 Porphyres cuprifères

Un porphyre minéralisé est un gisement disséminé, à basse teneur, associé à un système plutonique de faible profondeur (de 1 à 5 km), **souvent** polyphasé, mais pas toujours, avec des roches à texture porphyrique (d'où son nom) (Jébrak & Marcoux, 2008). Les gisements cuprifères existent à plusieurs endroits sur la planète et sont d'âges très différents (Sillitoe, 1972) (Figure 11). Les principales minéralisations associées aux gisements cuprifères sont l'or et le molybdène; on a aussi parfois des porphyres et coupoles à étain et tungstène. Les porphyres cuprifères sont liés au magmatisme calco-alcalin (série à magnétite) des zones de subduction dans des ensembles de monzogranite à texture subvolcanique avec des minéraux peu hydroxylés (hornblende, biotite) (Jébrak & Marcoux, 2008). Les périodes géologiques dans **lesquelles** la

majorité des porphyres de la planète se situent sont du Mésozoïque au Cénozoïque (Sillitoe, 1972). Certains porphyres datent du Précambrien, mais sont beaucoup plus difficiles à localiser étant donné les possibles remaniements à travers de multiples épisodes géologiques.

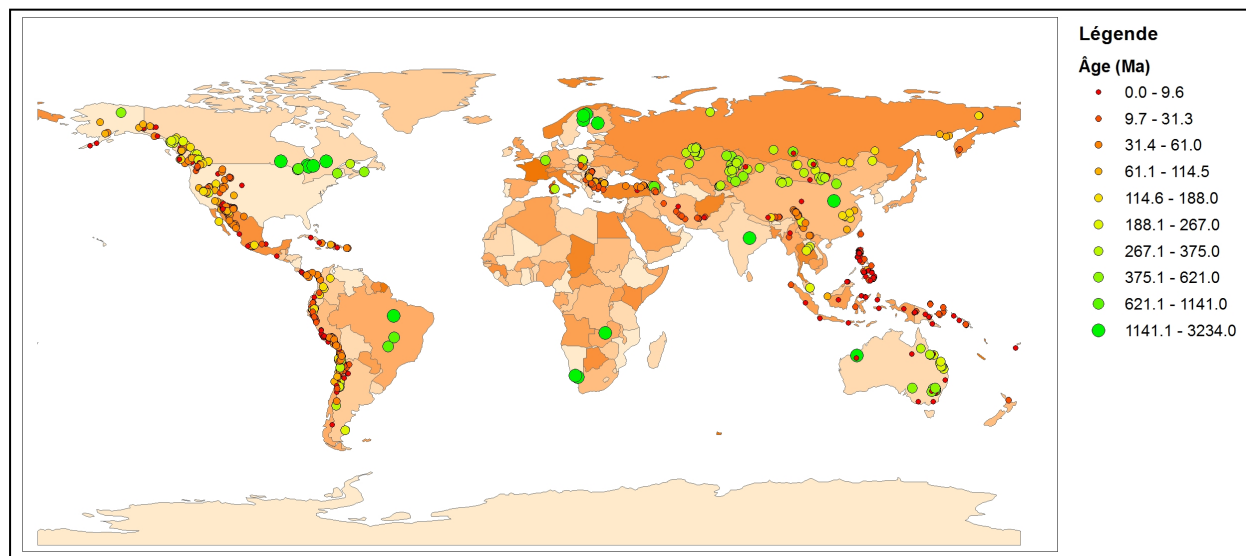


Figure 11 : Âge des différents porphyres cuprifères de la planète en incluant les minéralisations en Cu, Cu - Mo et Cu-Au (<https://mrdata.usgs.gov/porcu/>).

Les porphyres prennent place dans certains types d'environnement comme des arcs insulaires ou bien dans les cordillères (Figure 11). Les gisements connus s'étant mis en place dans des arcs sont entre autres, Panguna dans l'île de Bougainville et Batu Hijau en Indonésie. Certains se retrouvent jusqu'à 100 km de la côte dans les Andes, en Amérique du Sud (Gustafson & Hunt, 1975). De grands gisements existent comme Bingham (Utah, USA) 2068 Mt @ 0.78% Cu, 0.032% Mo, 2.38g/t Au, Chuquibambilla (Chili) 10 838 Mt @ 0.56% Cu, 0.024% Mo, El Teniente (Chili) 8 350 Mt @ 0.68% Cu, 0.027% Mo, La Cananea (Mexico) 1700 Mt @ 0.79%, et Cerro Colorado (Panama) 3000 Mt @ 0.8% (McMillan & Panteleyev, 1980). Ces gisements sont parmi les plus grands gisements cuprifères au monde. C'est dans les ceintures orogéniques que l'on retrouve les porphyres, soit dans les environnements d'arc insulaire ou de marge continentale destructive. Souvent, les intrusions se mettent en place dans les zones de failles ou d'extensions locales de la ceinture orogénique. Les corps minéralisés forment de grandes zones recoupées par de nombreuses veinules et veines de sulfures dans une roche altérée. La forme des zones minéralisées est très variable. Il s'agit généralement de zones plus ou moins cylindriques à la

périphérie des intrusions associées à la minéralisation (Sillitoe, 2010). Les types de minéralisations que l'on retrouve incluent habituellement, pyrite, chalcopryrite± molybdénite et bornite, et se retrouvent sous forme de grains disséminés, de veinules, ou de veines de quartz et calcite avec des sulfures et magnétite (Beaudoin, 2006). Les encaissants peuvent être bien différents (roches volcaniques, sédimentaires, métamorphiques). La composition chimique des intrusions peut être de différents types : soit la série calco-alcaline ou alcaline. Les faciès les plus à risques de présenter de la minéralisation sont ceux ayant été les plus différenciés (felsiques) lors de l'intrusion. Les multiples altérations normalement rencontrées dans un porphyre sont : l'altération potassique, propylitique et phyllique (séricite et argiles). Les exsolutions de magmas qui se produisent dans les plus hautes températures et les fortes salinités provoquent l'altération potassique. Les minéraux typiques présents dans ce type d'altération sont le feldspath potassique, la biotite et la pyrite. À cette étape, un apport significatif en K et en Si survient. Certains minéraux restent stables à cette étape, dont le feldspath potassique et le quartz. Le chlorite, les amphiboles et les pyroxènes sont altérés en biotite, magnétite et, les feldspaths sodiques altérés en feldspath potassique (Figure 12). L'altération propylitique se produit avec l'hydrolyse des minéraux mafiques de la série Fe et Mg et des plagioclases. Les minéraux comme biotite, amphiboles et pyroxènes sont altérés en chlorite, actinolite, épidote et calcite (Sillitoe, 2010) (Figure 12). L'altération phyllique représente le stade où la séricite se développe par la destruction des argiles; des veinules de quartz se mettent en place avec un contenu de pyrite élevé. C'est souvent les feldspaths qui sont altérés en séricite-mica. Ce stade peut se produire de deux façons, soit en phase transitionnelle entre l'altération potassique et l'altération propylitique, ou bien en remplacement de l'altération potassique et propylitique par les eaux météoriques lors de l'infiltration convective (Sillitoe, 2010) (Figure 12). Différents types de systèmes porphyriques cuprifères existent selon (McMillan & Panteleyev, 1980). Le classique, le volcanique et le plutonique. Le style plutonique apparaît normalement dans des batholites où la minéralisation se fait dans une ou plusieurs phases de la roche hôte dans laquelle le batholite s'est mis en place. Le style volcanique apparaît normalement plus dans les racines des volcans avec de la minéralisation autant dans les roches volcaniques que dans les plutons comagmatiques associés. Finalement, le style classique apparaît normalement avec les stocks post-orogéniques dans les niveaux élevés du système; la minéralisation peut se faire entièrement dans le stock, entièrement dans les roches avoisinantes ou dans les deux (McMillan et Panteleyev, 1980).

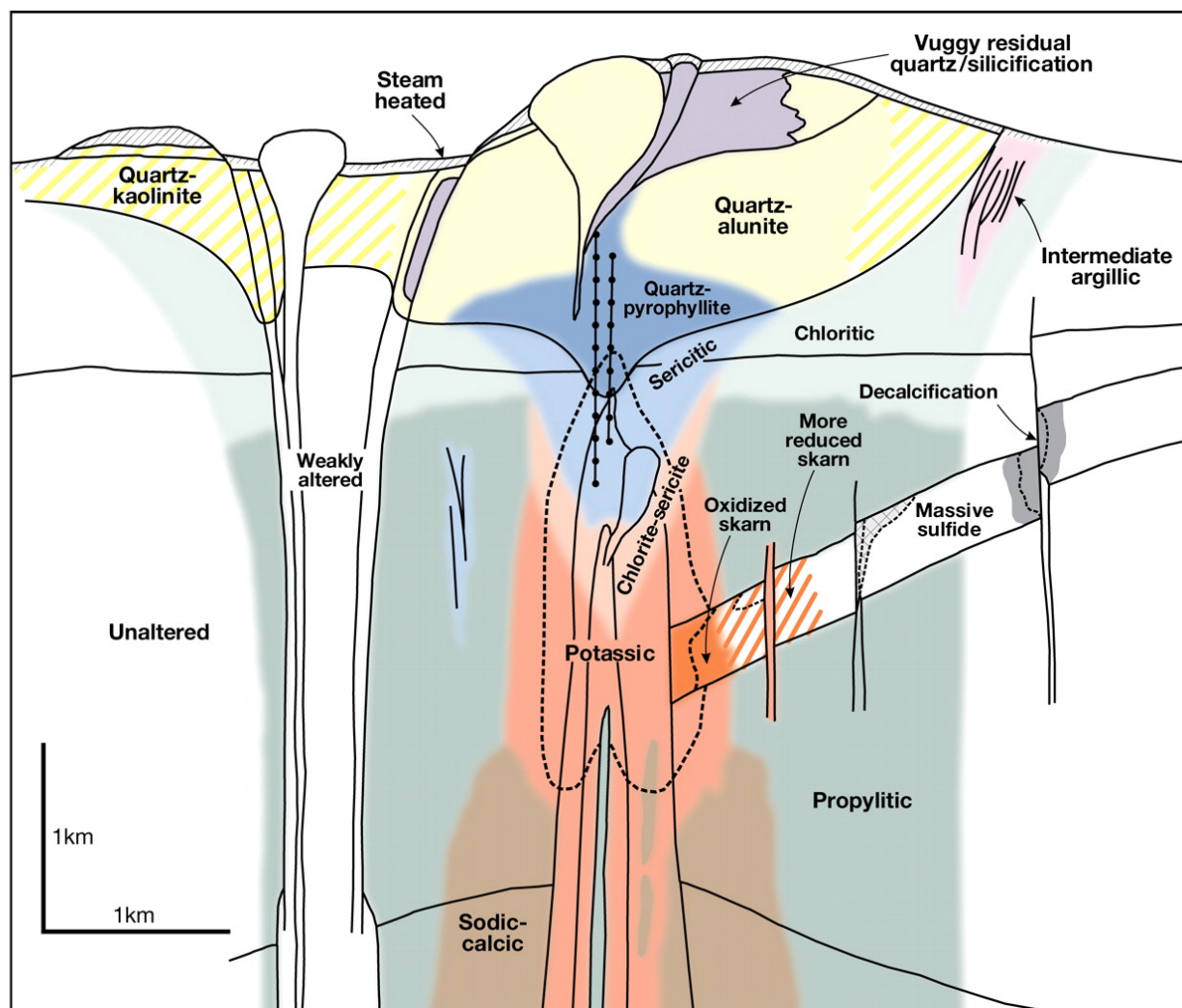


Figure 12 : Schématisation des différentes altérations qui se produisent lors de la mise en place d'un porphyre minéralisé avec les minéralisations associées (Siltoe, 2010).

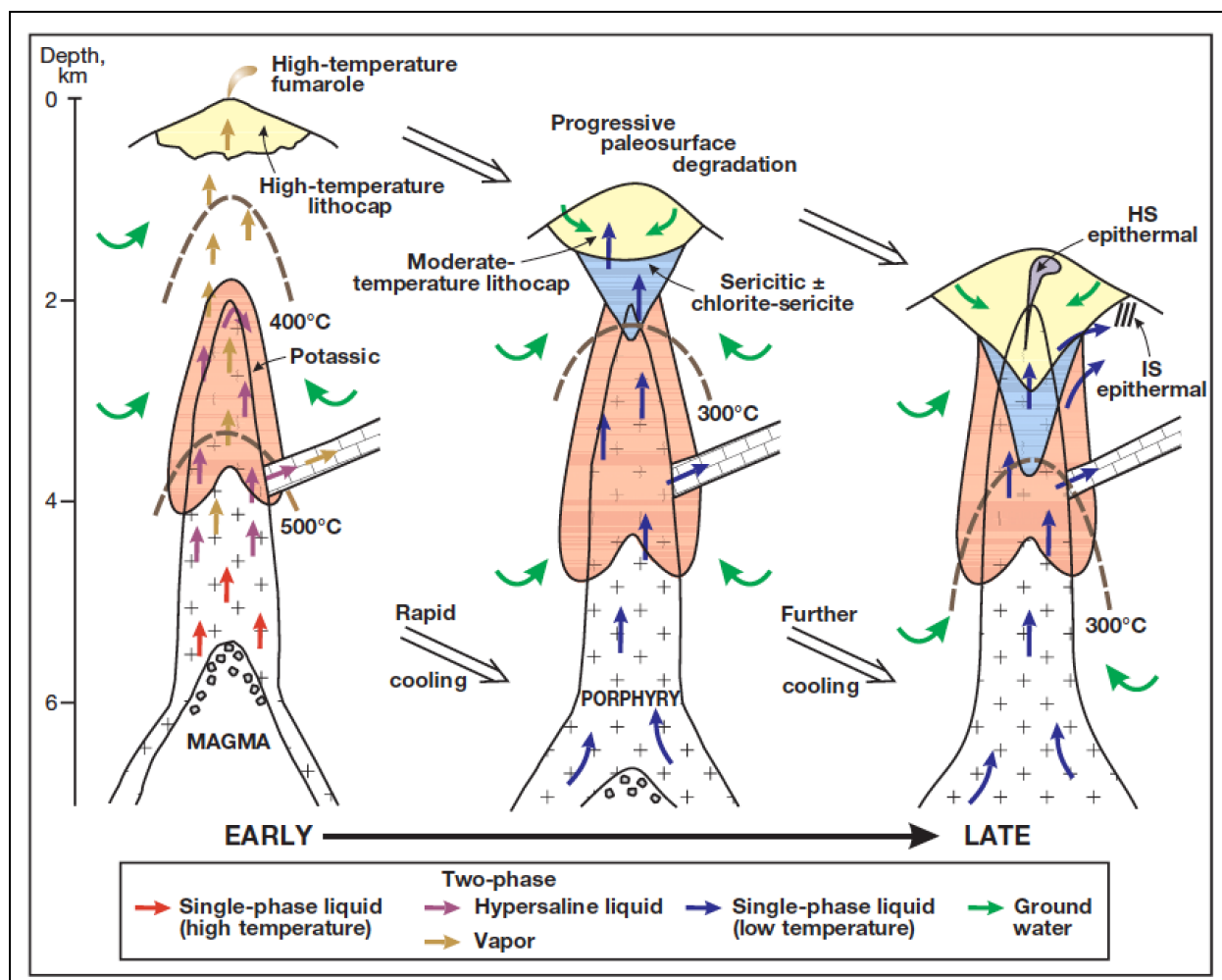


Figure 13 : Évolution du système porphyrique à différents stades magmatiques et les différents types d'altération en présence (Siltoe, 2010).

Lorsque le magma se met à refroidir dans la chambre magmatique, il y a relâchement de gaz et d'eau à haute pression. Ensuite, la pression interne continue de croître par augmentation volumétrique, car la cristallisation des feldspaths occupe davantage d'espace que lorsqu'elle est en solution dans le magma. Par la suite, de l'eau, du gaz carbonique, du sulfure d'hydrogène ainsi que du sel, le tout sous haute pression, créent la rupture de la croûte de l'intrusion. Les métaux sont initialement transportés en vapeur dans des complexes chlorhydriques (CuCl_x). Finalement, les vapeurs (autour de 600° Celsius) se condensent en saumures riches en sel pour faire le chemin vers l'extérieur et les niveaux supérieurs (Figure 13).

3.4 Pétrographie

Les échantillons recueillis dans ce travail ont été prélevés sur des roches provenant de chacune des différentes lithologies du site de Highland Valley mentionnées dans le présent chapitre, mais aussi avec d'autres unités, moins importantes, faisant partie intégrante de la situation pétrographique du site. Les descriptions pétrographiques ont été tirées du travail de maîtrise de Mike D'Angelo, terminé en 2016, mais aussi d'observations sur plusieurs échantillons représentant les différents types d'altérations. Chaque personne responsable d'une série d'échantillons a effectué ses propres observations pour qualifier les altérations. Les descriptions des altérations proviennent de multiples sources, mais principalement des travaux de Guillaume Lesage et Kevin Byrne, actifs au sein du projet CMIC et travaillant sur deux zones différentes, soit celle à l'ouest et celle à l'est de Highland Valley respectivement. Aussi, des échantillons représentant les différents types de minéralisation sont présentés. Les informations relatives à la taille des grains seront décrites comme à grains très fins (g.t.f.; < 0.25mm), à grains fins (g.f.; 0.25 à 1mm), à grains moyens (g.m. ; 1 à 5mm) et à grains grossiers (g.g. ; 5 à 50mm). La composition des différents types de minéraux est donnée en fonction de pourcentage et le nom des roches suit la nomenclature IUGS pour les roches plutoniques (d'Angelo, 2016).

3.5 Faciès Border phase

L'unité située la plus en périphérie du batholite Guichon Creek est celle de Border Phase. Cette unité est la plus hétérogène de toutes les principales unités et elle se compose de leucogabbro à olivine, leuco-monzogabbro à olivine, leuco-monzogabbro quartzique, de diorite, de diorite quartzique et monzodiorite quartzique (d'Angelo, 2016)

3.5.1 Roches gabbroïques

Les roches les plus primitives du Batholite de Guichon Creek sont les roches gabbroïques et elles appartiennent au faciès Border Phase. Ces roches contiennent typiquement un minimum d'olivine (2 à 5%) et des clinopyroxènes (2 à 15%). Les roches gabbroïques les plus primitives peuvent contenir jusqu'à 10% d'olivine et des orthopyroxènes (2 à 5%) (Annexe A; figure A). Le contenu d'amphibole varie entre 2 et 38% et est plus abondant dans les échantillons ayant plus d'olivine, de clinopyroxènes et d'orthopyroxènes. La texture plus commune dans les échantillons

les plus évolués est la forme de cristal xénomorphe à subxénomorphe interstitiel au plagioclase, avec un cœur d'orthopyroxène et de clinopyroxène (Annexe A; figure B). Toutes les roches gabbroïques du faciès Border Phase contiennent une quantité significative de plagioclases (42 à 58%). Une altération pauvre en plagioclases est remarquable dans pratiquement tous les échantillons. La biotite apparaît généralement en petite quantité (~2%) cependant, deux échantillons (MD001 et MD002) contiennent environ 20 à 25% de biotite. Les cristaux de biotite sont généralement de taille <1mm en lamelles et apparaît généralement comme altération secondaire des cristaux d'amphibole (Annexe A; figure C) bien que l'altération directe des pyroxènes ait été moins souvent observée. L'abondance de biotite et de feldspath potassique dans une roche gabbroïque avec un pôle à olivine est fort probablement le résultat d'un métasomatisme avec un fluide riche en potassium (K), provenant possiblement d'un métamorphisme de contact avec les unités avoisinantes du batholite (d'Angelo, 2016).

3.5.2 Roches dioritiques

En allant vers l'intérieur de la marge du Batholite Guichon Creek, la composition des roches du faciès Border fait une transition vers la diorite, la diorite à quartz et la monzodiorite à quartz (Annexe A; figures C et D). La différence primaire, en terme minéralogique, entre les diorites et les gabbros du faciès Border Phase est le manque d'olivine, une plus grande présence de quartz (3 à 8%) et une augmentation significative des amphiboles en termes de clino et d'orthopyroxènes (d'Angelo, 2016). La diorite est dominée par de l'amphibole abondante (20 à 35%) et moins de 5% de biotite. La présence de magnétite et de plagioclase à grains très fins est commune dans les amphiboles. De plus, la biotite a été affectée par une faible altération en chlorite (<5% d'un cristal donné) le long des plans de clivage (Annexe A; figures E et F) (d'Angelo, 2016).

3.6 Sous-faciès Guichon

Le sous-faciès Guichon appartient au faciès de Highland Valley et il est beaucoup plus prédominant dans le nord-est du Batholite Guichon Creek, où il est plus commun que le sous-faciès Chataway. Le sous-faciès de Guichon est composé de granodiorites et contient de 20 à 25% de minéraux mafiques, également distribués, soit principalement des amphiboles et de la biotite en abondance équivalente ainsi qu'une petite partie de clinopyroxènes. La minéralogie du

sous-faciès de Guichon comprend, environ en quantités égales, de 8 à 13% d'amphibole et de 12 à 15% de biotite. Des petites inclusions d'épidote sont observées le long des plans de clivage dans certains cristaux indiquant que les cristaux de biotite se sont possiblement formés par l'altération hydrique potassique d'une amphibole calcique. Le plagioclase est le minéral felsique dominant et compose ~35 à 45% du sous-faciès Guichon (Annexe B) (d'Angelo, 2016). Le feldspath potassique est altéré variablement (5 à 30% d'un cristal donné) en des minéraux argileux (d'Angelo, 2016).

3.7 Sous-faciès Chataway

Le sous-faciès de Chataway, inclus dans le faciès de Highland Valley, varie de monzodiorite quartzeuse à granodiorite en composition et contient approximativement 13 à 15% de minéraux mafiques distribués de façon assez égale. Les minéraux felsiques dominant dans ce faciès sont le plagioclase blanc et en moindre quantité, le quartz. Le contraste entre les minéraux mafiques et felsiques donne une couleur un peu comme [celle du « biscuit à la crème »](#) à ce faciès (Annexe A; figure A) (D'Angelo, 2016). Le contenu en plagioclase du sous-faciès Chataway varie entre 52 à 66% et affiche différents degrés d'altération en minéraux argileux. Des remplacements, modéré à fort, du plagioclase par des minéraux argileux (~10 à 25% du plagioclase modal primaire) est assez commun. La hornblende domine les minéraux mafiques dans le sous-faciès Chataway. La plupart des hornblendes sont fraîches et n'ont que de très rares altérations en chlorite le long des fractures, soit environ <5% d'un volume de cristal donné (Annexe A; figures C et D) (d'Angelo, 2016). Le contenu de quartz dans le sous-faciès de Chataway varie entre 10 et 25%. Le degré d'altération de la biotite varie d'un échantillon à l'autre, mais est généralement faible (≤ 3 à 5% du volume; Annexe A; figure B). Dans les échantillons les plus altérés, par contre, la chlorite a pu remplacer jusqu'à 95% de la biotite et est associée à des lentilles d'épidote à grains fins alignées avec les plans de clivage (d'Angelo, 2016).

3.8 Faciès Bethlehem

Les minéraux mafiques [sont](#) distribués de façon inégale dans le faciès de Bethlehem. Ce faciès se caractérise par des phénocristaux de la hornblende à grains grossiers qui renferment des cristaux de plagioclase à grains fins avec une texture poikilitique. Le contenu en plagioclase (55 à 56%), quartz (20 à 25%) et orthoclase (5 à 7%) dans le faciès de Bethlehem est similaire à celui

des faciès de Skeena et Bthsaida, mais la masse de plagioclases augmente et celle de quartz et d'orthoclase diminue un peu. Le contenu en hornblende et biotite varie entre 5 à 7% et 1 à 2%, respectivement. Le chlorite s'y retrouve en petite quantité (0.5 à 3%) localement et reflète un degré d'altération faible (Annexe A; figure F) (d'Angelo, 2016). L'altération argileuse représente la principale altération et est généralement faible quoique quelques cristaux de plagioclase soient altérés à 90%. Les altérations de la hornblende sont généralement faibles et se traduisent par de petits amas de chlorite, épidote et titanite. La chlorite est présente préférentiellement le long des plans de clivage dans la biotite remplaçant jusqu'à 95% du volume du grain original. De l'épidote est présente généralement en très petite quantité le long des plans de clivage avec les biotites les plus altérées (d'Angelo, 2016).

3.9 Faciès Skeena

Les caractéristiques du faciès Skeena représentent un intermédiaire entre le faciès de Bethlehem et celui de Bthsaida (Annexe A; figure A). Le faciès Skeena possède une composition plus felsique en moyenne que le faciès Bethlehem, allant de la granodiorite au monzogranite en composition. Le quartz et le feldspath orthoclase sont moins abondants que dans le faciès Bthsaida avec une composition modale de 20 à 30% et de 6 à 10% respectivement. Le contenu en plagioclase du faciès de Skeena (47 à 54%) est plus élevé en moyenne que dans celui de Bthsaida. Le minéral mafique principal est la hornblende avec un peu de biotite. Les minéraux d'altération en présence dans ce faciès sont les argiles (5 à 6%), la chlorite (1 à 2%) et l'épidote ($\leq 0.5\%$) (d'Angelo, 2016). Du point de vue texture, le faciès de Skeena est intermédiaire entre les faciès de Bethlehem et Bthsaida. L'altération en chlorite des cristaux de biotite varie dans plusieurs échantillons, mais est généralement faible et concentrée le long des frontières de grains et des plans de clivages (Annexe A; figure D). Les cristaux de biotite les plus fortement altérés contiennent des amas d'épidote à grains très fins (0.5 à 1.5mm) et ils sont alignés avec les plans de clivage (Annexe A; figure C). L'altération en chlorite des cristaux biotites est la plus forte dans ceux qui sont en contact direct avec les minéraux opaques et elle est concentrée au point de contact. Le plagioclase est le minéral qui compose la masse de fond de ce faciès. L'altération du plagioclase en argile est fréquente, mais il est très variable en intensité. Les cristaux avec une forte altération peuvent contenir jusqu'à 95% de minéraux argileux, mais les moins altérés contiennent normalement de 0 à 15% d'argile (d'Angelo, 2016).

3.10 Faciès Bethsaida

Le faciès Bethsaida occupe l'intérieur du batholite, et est l'unité la plus felsique du batholite Guichon Creek. Les roches du faciès de Bethsaida varient de granodiorite à monzogranite. Les minéraux mafiques sont distribués de façon inégale et comptent pour 2 à 5% de l'abondance modale. Le faciès Bethsaida est faiblement porphyrique avec de la biotite à grains grossiers et des phénocristaux de quartz dans une masse à grains moyens (Annexe A; figures A et B) (d'Angelo, 2016). Le plagioclase a été affecté à certains degrés par l'altération avec quelques cristaux n'ayant eu aucune altération ou très peu et d'autres étant entièrement altérés en argiles. L'altération en minéraux argileux est souvent en amas et se situe dans le cœur des cristaux (Annexe A; figure E). Le contenu en quartz varie entre 30 et 50%. Le contenu en feldspath orthoclase dans le faciès de Bethsaida varie entre 8 et 13%. L'orthoclase est associée au quartz et le plagioclase dans la masse de fond (d'Angelo, 2016). La biotite est le minéral mafique dominant du faciès de Bethsaida (1 à 3%) et se présente sous forme de phénocristaux à grains grossiers (2 à 7mm) (Annexe A; figure C) (D'Angelo, 2016). Certains échantillons contiennent des reliques de cristaux de biotite ayant été complètement altérés dans une combinaison de chlorite, épidote, titanite et des minéraux opaques (Annexe A; figure F) (d'Angelo, 2016). La hornblende est le deuxième minéral mafique igné primaire le plus abondant dans le faciès de Bethsaida. Le contenu de hornblende est plus bas que la biotite pour un échantillon donné et varie entre 0.5 et 2%. Le contenu en chlorite varie de 1 à 3%. Comme c'est un produit de l'altération de la biotite et de la hornblende, son abondance est fortement reliée au degré d'altération (Annexe A; figure F). L'altération en chlorite est plus fréquente dans les frontières de grains de biotite grossiers que dans les plans de clivage. Le chlorite se présente aussi localement comme des amas d'altérations dans la hornblende. Jusqu'à 1% d'épidote peut se retrouver associé avec la chlorite dans les cristaux de biotite altérés (Annexe A; figure F) (d'Angelo, 2016).

3.11 Unités QFPP: Quartz à feldspath-phyrique et dykes de porphyres pauvres en phénocristaux.

Les dykes porphyriques, pauvres en phénocristaux à concentration en quartz et porphyro-feldspaths se retrouvent dans les centres de Valley, Lornex et Highmont et sont spatialement associés avec une texture unidirectionnelle s'étant formée lors de la solidification dans le cœur

des centres minéralisés. Les dykes décrits dans ce travail proviennent de carottes de forages du centre minéralisé Valley (d'Angelo, 2016). Des feldspaths potassiques et des cristaux de quartz tabulaires de 1 à 3 mm composent approximativement 1 à 3% chacun du volume d'un échantillon. Les microphénocristaux de biotite comptent pour moins de 1% des dykes de QFPM et sont altérés en chlorite le long des plans de clivage (Annexe A; figure E) (d'Angelo, 2016). Les phénocristaux de biotite sont absents de l'échantillon MD038 qui, lui, contient des traces de cristaux de muscovite, potentiellement en remplacement de la biotite. La matrice rocheuse de fond est cryptocristalline et est composée d'un mélange de plagioclase, quartz, feldspath potassique et leurs altérations associées (calcite et mica blanc) (d'Angelo, 2016). L'altération des phénocristaux du plagioclase est fréquente, avec une altération pénétrante en mica blanc (séricite orientée aléatoirement et muscovite en lamelles) affectant le cœur des cristaux, et aussi une altération en calcite à grains fins et en amas. L'altération en calcite est principalement composée d'agrégats qui sont parfois soudés sur un grain plus grossier de calcite, et ce jusqu'à 0.25 cm (Annexe A; figure C) (d'Angelo, 2016).

3.12 Unités QFPM : Quartz à feldspaths-phyriques et dykes de porphyres mafiques.

Dans cette étude, deux échantillons, décrits par Mike D'Angelo, ont été prélevés dans la portion centrale du Batholite de Guichon Creek où ils recoupaient des roches du faciès de Bethsaida. Les dykes QFPM ont été observés dans le centre minéralisé de Valley. Une tentative de corrélation avec le complexe de dykes porphyriques de la montagne Gnawed a été proposée pour expliquer une mise en place tardive de la minéralisation de ces dykes **due** aux faibles teneurs en Cu par rapport aux roches avoisinantes du gisement (Byrne et al., 2013). Les dykes QFPM sont caractérisés par une texture porphyrique comprenant 30 à 40% de phénocristaux dans une matrice grise aphanitique (Annexe A; figure A). Un quartz presque cryptocristallin à grains très fins compose la majeure partie de la matrice aphanitique (Annexe A; figures B à E). Le plagioclase, sub-automorphe à automorphe, est le minéral le plus abondant en phénocristaux. Le remplacement des phénocristaux de plagioclase par de la séricite et des argiles produit un échantillon blanc avec un certain lustre (Annexe A; figure A) (d'Angelo, 2016).

3.13 Dykes FPC et QFPC

Les dykes QFPC et FPC se retrouvent, pour la majorité, près du centre minéralisé de Bethlehem. Leurs orientations sont NO et NNE et tendent à être parallèles aux failles majeures ayant été identifiées dans cette zone. Leur âge de mise en place se situerait vers la fin de la minéralisation et même après (d'Angelo, 2016). Les deux unités se ressemblent beaucoup en termes de composition, mais la principale différence est le contenu des phénocristaux de quartz (d'Angelo, 2016). Les dykes QFPC et FPC sont caractérisés par une texture porphyrique comprenant entre 40 et 60% de phénocristaux dans une matrice à grains fins aplitiques (Annexe A; figure B). Les échantillons les moins altérés sont typiquement blancs et gris en apparence et cela est dû en partie à la quantité de cristaux de plagioclase non altérés et au quartz avec une moins grande quantité de minéraux mafiques (Annexe A; figures B et D). Les échantillons altérés affichent des couleurs de roses et de verts caractéristiques. L'ajout de fer crée une coloration des phénocristaux de plagioclase et de la matrice en rose alors que l'altération en épidote des amphiboles et des plagioclases, apportent le vert (Annexe A; figures A et C) (d'Angelo, 2016). Le plagioclase est le minéral le plus abondant (30 à 45%) dans les deux unités de dykes QFPC et FPC et peut représenter jusqu'à 70% de la population de phénocristaux (Annexe A). Le plagioclase est le minéral le plus abondant (30 à 45%) dans les deux unités de dykes QFPC et FPC et peut équivaloir jusqu'à 70% de la population de phénocristaux (Annexe A) (d'Angelo, 2016). Une faible altération en séricite et en muscovite est le type d'altération dominante (<5% d'un cristal) et apparaît typiquement à travers le cristal au lieu d'être concentrée dans les cœurs comme cela a été observé auparavant dans la plupart des dykes (d'Angelo, 2016). Les dykes FPC les moins altérés contiennent de 10 à 15% de feldspath interstitiel et <5% dans QFPC (Annexe A; figures B et D) (D'Angelo, 2016). Des traces de chalcopyrite apparaissent à quelques endroits dans quelques échantillons altérés, disséminées dans la masse rocheuse de fond. De la magnétite de grains fins à moyens (0.5 à 2mm) est commune dans les échantillons les moins altérés où il y a normalement de l'apatite à grains fins en inclusions formant aussi des agrégats avec les amphiboles et la titanite (Annexe A). Dans les échantillons les plus altérés, la magnétite est typiquement à grains plus fins (<1mm), apparaissant en inclusions dans la chlorite et formant des grains squelettiques le long des fractures qui ont été altérées en titanite (Annexe A; figure F) (d'Angelo, 2016).

3.14 Dykes d'aplite

Les dykes d'aplite ont été identifiés dans le centre Behtlehem où ils ont été interprétés comme s'étant mis en place soit tardivement dans l'histoire de la minéralisation ou possiblement après la minéralisation (d'Angelo, 2016). Dans les trois échantillons d'aplite sélectionnés pour cette étude, un vient d'une carotte de forage de Valley et les deux autres ont été échantillonnés sur le terrain aux endroits où ils recoupaient les faciès de Bethsaida et Bethlehem (D'Angelo, 2016). L'altération des phénocristaux de plagioclase est variable dans et entre chacun des échantillons. Avec de la séricite pénétrante, de la calcite et de l'altération en épidote qui affecte entre 10 et 85% des cristaux individuellement dans l'échantillon MD040 (Annexe A; figure D), d'autres échantillons, comme MD041 et MD050, affichent <10% d'altération en séricite (Annexe A; figure C). L'altération des plagioclases est concentrée dans le cœur et le long des fractures dans les phénocristaux, avec des échantillons très altérés ayant encore des anneaux minces non altérés (Fig. 33D) (d'Angelo, 2016). Du plagioclase à grains fins est présent abondamment dans la masse rocheuse de fond aplitique où il forme des cristaux arrondis automorphes et non altérés (<0.5mm). Les feldspaths potassiques (microcline) sont abondants dans tous les échantillons (30 à 35%) et se présentent dans les interstices des phénocristaux ainsi que le quartz et le plagioclase de la matrice et sont beaucoup plus facilement identifiables avec le traitement au cobaltinitrite (Annexe A; figure A). L'altération en chlorite et en biotite est omniprésente et existe le long des plans de clivage. Les minéraux opaques sont de la magnétite disséminée (1 à 3%) et de la pyrite en trace (d'Angelo, 2016).

3.15 Principales altérations et types de minéralisation

Cette section a pour but de présenter les principales altérations présentes sur le site d'étude (batholite Guichon Creek) ayant été échantillonnées. De plus, les échantillons ayant les types de minéralisation les plus typiques seront aussi présentés par la suite. Les exemples mis de l'avant représentent des altérations avancées pour chacun des types qui se retrouvent dans un porphyre cuprifère. Une description assez détaillée précèdera des représentations visuelles. Les principales altérations, sont l'altération potassique (FeldspathK-Bt-Qtz-Ccp-Bn), l'altération propylitique (Ab-Chl-Ep±Act±Ttn) incluant l'altération sodique calcique, l'altération phyllique (Ms±Qtz±Ccp±Bn±Mol) se présentant sous différentes combinaisons d'associations d'altérations

dont l'altération potassique+muscovite, l'altération potassique+muscovite+argile, l'altération muscovite+argile, l'altération potassique+propylitique et finalement, les stockwerk silicifiés normalement associés à la minéralisation à plus haute teneur. Un effort de différenciation est fait pour tenter de bien cerner chaque famille d'altération, mais des zones de transition existent.

3.15.1 Altération Potassique (FeldspathK-Bt-Qtz-Ccp-Bn)

Les altérations potassiques à Highland Valley sont bien développées et définies principalement par de la biotite et du feldspath potassique hydrothermal. Ce type d'altération est extrêmement présent dans les dépôts centraux (Valley, Bethlehem, Highmont et J.A) (Jimenez & Romy, 2011). Dans le secteur de Valley, l'altération potassique se retrouve profondément et se développe le long des veines de quartz. La minéralisation y est normalement assez infime (Casselman, 1995). Des veines de feldspathK-quartz-sulfures recoupent des zones fortes sans minéralisation de stockwerk de quartz dans le centre de Valley et Lornex. Les types de sulfures inclus : la bornite dans un rayon de 1km, de la chalcopirite dans un rayon de 3.5 km et de la pyrite dans un rayon de 2 à 3.8 km des centres minéralisés. La quantité de veines de quartz décroît en allant du centre vers la périphérie (Lesage et al., 2016). Le feldspath potassique est associé avec de la muscovite hydrothermale. Des remplacements en feldspath-K de la roche hôte se manifestent dans les fractures et le minéral est normalement disséminé ou concentré le long des petites veines de quartz. Parfois, de la biotite secondaire remplace la biotite primaire (Osatenko & Jones, 1976). L'altération potassique est caractérisée par une zone principale s'étendant du centre minéralisé jusqu'à environ 4 km en périphérie et par des plus petites zones observées dans les traverses entre 6.5 et 9 km du centre minéralisé (Lesage et al., 2016). Il y a une corrélation positive entre l'altération potassique et la distribution des éléments chalcophiles comme le Cu, Pb et le Bi. L'étain présente des anomalies positives près des marges d'altération potassique (Lesage et al., 2016).

En ce qui concerne le centre minéralisé de Bethlehem, c'est plutôt la biotite secondaire qui définit l'altération potassique. Le feldspath potassique est moins abondant. Des concentrations importantes de biotite secondaire se forment dans les profondeurs du centre Jersey (Bethlehem) où il est associé avec les zones riches en bornite (Jimenez, 2011). À cet endroit, la biotite hydrothermale est normalement remplacée par de la chlorite. La biotite secondaire s'étend près des brèches dans les fosses Iona et Huestis (Briskey, 1981; Casselman et al, 1995). La biotite

secondaire est associée majoritairement avec la chlorite, la bornite et la chalcoppyrite (Briskey and Bellami, 1976) (voir photos échantillons à l'Annexe B).

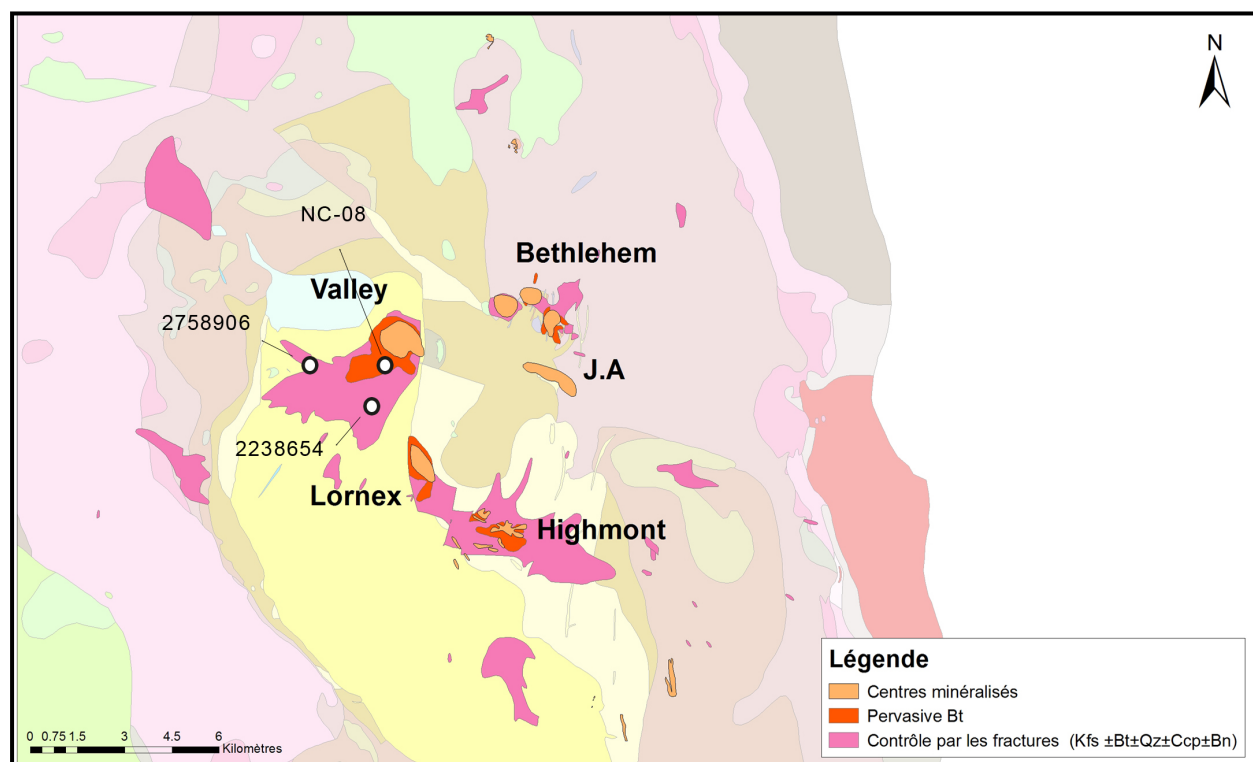


Figure 14 : Limites interprétées à ce jour de l'altération potassique contrôlée par les fractures et limites de la biotite pénétrante ayant comme minéraux importants, la biotite, le quartz, la chalcoppyrite et la bornite (d'après Lesage, 2016). Les points blancs indiquent la localisation des échantillons sélectionnés pour présenter l'altération potassique (Annexe A)

3.15.2 Altération propylitique ($Ab-Chl-Ep \pm Act \pm Ttn$)

Dans le secteur de Valley et dans les zones périphériques ainsi qu'à Lornex, JA et Highmont, l'altération propylitique est de faible à moyennement développée. Elle se caractérise par l'altération du plagioclase en séricite, épidote, clinozoisite et calcite ainsi que l'altération de la biotite en chlorite (Osatenko & Jones, 1976; Casselman & al. 1995).

Dans le secteur de Bethlehem, cette altération est beaucoup plus visible que dans n'importe quel autre endroit à Highland Valley. L'épidote est beaucoup plus abondante dans les zones périphériques, autour du cœur, dominé par la biotite hydrothermale (Briskey, 1980). L'épidote se présente en veines, veinules, remplissages de fractures disséminées remplaçant le plagioclase calcique et les minéraux mafiques primaires (Jimenez, 2011). Dans le centre

minéralisé de Bethlehem, l'épidote est associée avec chlorite, mica blanc, quartz, spécularite, chalcopryrite et pyrite (Briskey Jr & Bellamy, 1976) (voir photos échantillons à l'Annexe B).

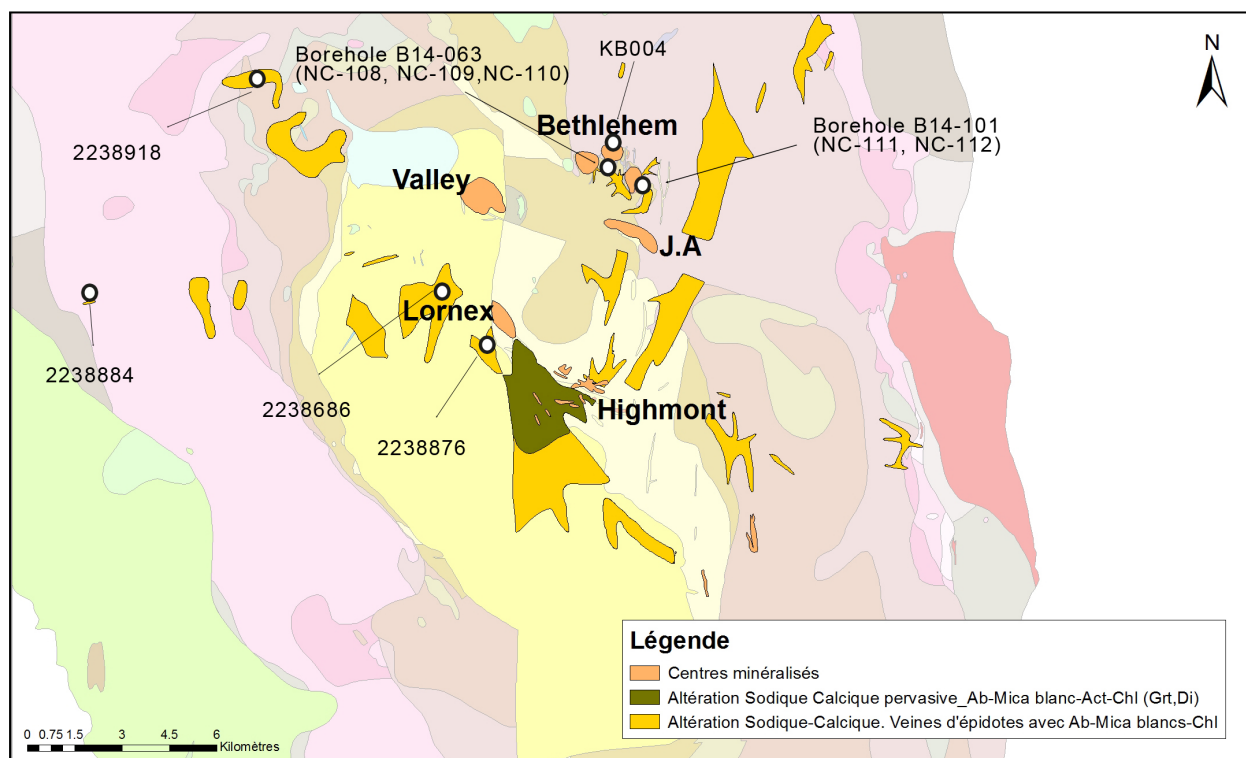


Figure 15 : Limites proposées à ce jour de l'altération propylitique, ayant comme minéraux importants, l'albite, le chlorite, l'épidote, l'actinolite et la titanite (d'après Guillaume Lesage, 2016). Les points blancs indiquent la localisation des échantillons sélectionnés pour présenter l'altération propylitique (Annexe A).

3.15.2.1 Altération sodique-calcique

L'altération sodique-calcique n'a pas été reconnue comme une altération strictement propre au domaine de Highland Valley. L'évolution temporelle de l'altération du district est caractérisée par une minéralisation plus jeune (système de Bethlehem) suivie par une altération sodique-calcique à l'échelle du district, suivie par une minéralisation finale des centres de Valley, Lornex et Highmont (Lesage, 2016). La classification l'inclut dans l'altération propylitique. Cette altération est pénétrante dans les affleurements de Bethlehem alors qu'elle est plutôt dans des zones précises, et est contrôlée par des fractures dans le secteur de Valley (Jimenez, 2011). L'altération Na-Ca du faciès de Guichon consiste premièrement en des veines d'épidote vert pâle avec des halos d'albite, de mica blanc très fins, épidote, chlorite, actinolite (Byrne et al., 2017). Dans les halos, les minéraux mafiques primaires sont remplacés par la chlorite et localement par de l'actinote. La titanite compte comme minéral accessoire également (Byrne et al., 2017). Un

des éléments caractéristique de cette altération est le remplacement du feldspath-K primaire par de l'albite secondaire \pm mica blanc à grains fins (Byrne et al., 2017). Dans tous les exemples le feldspath-K est altéré en albite dans le halo d'altération, alors que le plagioclase semble moins susceptible et seulement albitisé dans les zones de très forte altération (Byrne et al., 2017). Il y a très peu de sulfures normalement dans ces échantillons. Dans le secteur de Bethlehem, cette altération est beaucoup plus prononcée dans la zone sud de la fosse Huestis, où la roche dominante est la granodiorite à biotite (Jimenez, 2011). Cette altération est plus commune en profondeur sous la zone d'altération de la biotite et des brèches minéralisées en Cu, mais est exposée à des niveaux supérieurs lorsqu'elle se trouve dans des environnements contrôlés par des structures à l'ouest et au sud des murs de la fosse (Byrne et al., 2017). Cette altération forme une zone allongée dans un axe NO-SE qui s'étend jusqu'à 7 km du centre de Valley et Lornex (Lesage, 2016). Il y a une corrélation positive entre cette altération et la distribution de Sr et une corrélation négative avec la distribution du Rb et Pb (Lesage, 2016). L'albite et l'épidote sont altérées sévèrement par de la muscovite très fine et de la chlorite et illite ayant une couleur brune à bleue (Jimenez, 2011). Il y a deux générations de veines d'épidote présentes. Une phase plus jeune, où les veines d'épidote+quartz ont des parois d'albite, ce qui est caractéristique de l'altération sodique calcique. L'autre phase plus tardive, les veines d'épidote+quartz et les veines d'épidote présentent une faible quantité d'albite. Ces veines sont localement ré-altérées par des veines de calcite plus jeunes (Jimenez, 2011) (Voir les photos d'échantillons à l'Annexe B).

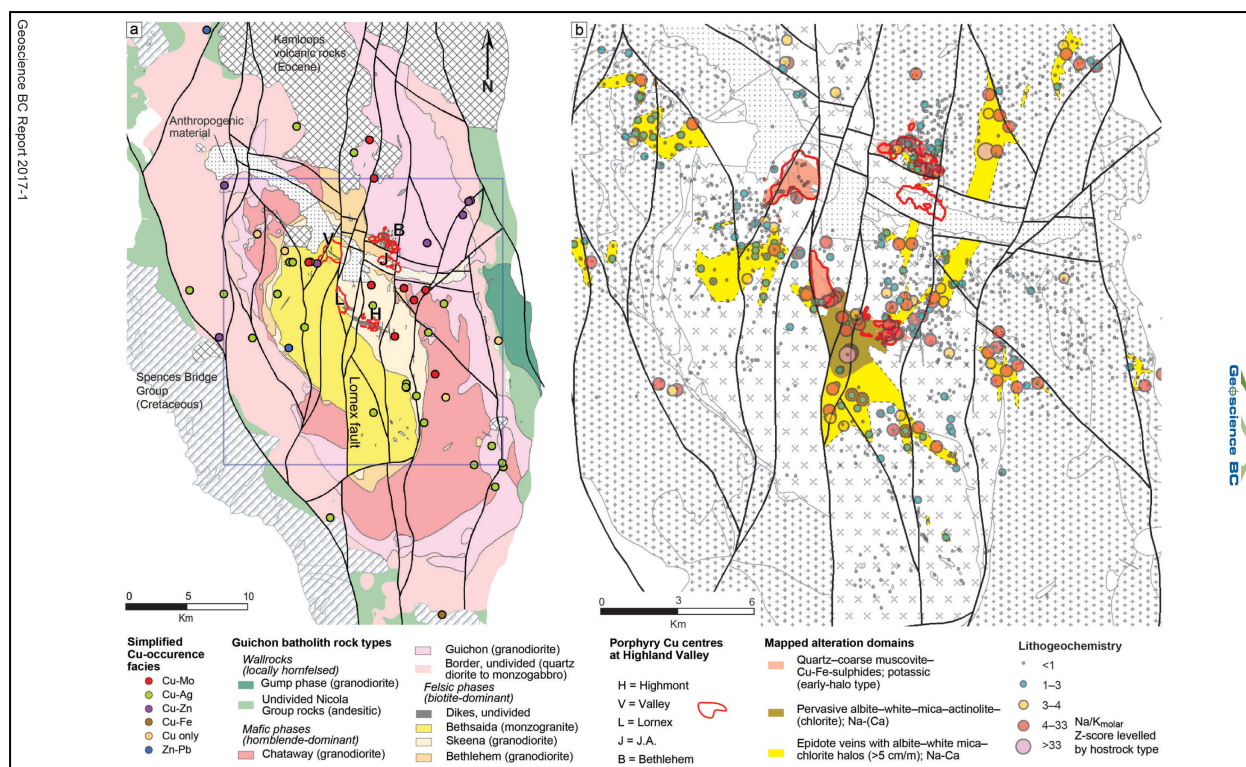


Figure 16 : a) géologie du batholithe de Guichon (modifié de McMillan et al. [2009], Teck Resources Limited et équipes du projet CMIC Footprints) incluant les indices de Cu interprétés en fonction des faciès basés sur une compilation d'un rapport public de la Colombie-Britannique. Le cadre bleu indique la zone de la Figure 2b. **b)** Distribution des faciès d'altération Na-Ca du district de Guichon, basée sur une cartographie des veines et des halos de densité supérieure à ~5cm/m; le symbole « + » indique les roches mafiques, alors que les symboles « X » les roches plutôt felsiques du district (Byrne et al., 2017).

3.15.3 Altération phyllique ($Ms \pm Qtz \pm Ccp \pm Bn \pm Mol$)

La muscovite et la chlorite forment une partie de l'altération phyllique. Cette altération est de modérée à bien développée à travers le gisement. Dans la formation Bethsaida, l'altération phyllique est reliée de près aux veines de quartz-sulfures avec des épontes de muscovite. C'est possible de voir cette altération sur environ 4 km entre le centre minéralisé de Valley et la mine Aylwin. Les altérations d'épontes varient en fonction de la roche hôte (Jimenez, 2011). Dans Bethlehem, les veines de quartz-sulfures avec des épontes de muscovite-chlorite sont observées dans les zones d'altération phyllique très intense (Jimenez, 2011). Les veines de quartz-sulfures avec des épontes de muscovite dans Bethsaida et les veines de quartz-sulfures avec des épontes de muscovite-chlorite de Bethlehem et Guichon sont composées de chalcopryrite et bornite additionnées de quartz et muscovite qui varient en texture (Annexe B). Dans les sous-sections 3.13.6.1 à 3.13.6.4, les images représentent des échantillons avec des agencements de différents

types d'altération affichant des degrés plus ou moins avancés et étant représentées dans les résultats sous ces différentes classifications.

3.15.3.1 Altération argilique

L'altération argilique est associée de près avec la minéralisation dans le district de Highland Valley. Les fractures exercent un contrôle primaire sur cette altération (Jimenez, 2011). Normalement, les minéraux associés avec cette altération sont le quartz (partiellement résiduel avec texture vuggy), l'alunite, la pyrophyllite, la kaolinite (\pm dickite), la muscovite (séricite) et la montmorillonite (Berger & al., 2008; Silitoe., 2010). Cette altération est présente seulement dans les fosses (Lesage, 2016). En général, cette altération représente le remplacement des plagioclases par la kaolinite tant dans la forme pénétrante qu'en enveloppe adjacente aux veines de quartz-séricite (Field, Jones, & Bruce, 1974). L'altération argilique de la granodiorite de Bethsaida est définie par la couleur et la dureté du plagioclase altéré. Il peut être translucide et dur et faiblement altéré, il peut être blanc et dur et modérément altéré ou blanc et mou pour une altération plus avancée (Field et al., 1974). Plusieurs cas de figures ont été identifiés aux rayons-X de biotite qui s'est altérée en séricite, illite, kaolinite ou sidérite (Field et al., 1974) (Voir les photos d'échantillons à l'Annexe B pour la localisation des échantillons). L'échantillon NC-072 se trouve dans le trou de forage V11-16.

3.15.3.2 Altération phyllique int. (Qtz- Ms(séricite)-Py-Chl)

Cette altération, pour le secteur de Highland Valley se décrit comme étant l'altération des feldspaths en kaolinite et séricite à grains fins blanc/vert avec ou sans montmorillonite (Casselman, 1995). Cette altération est présente dans tous les types de dépôt, mais avec différentes intensités. Dans la zone de Valley, cette altération est développée en fonction de l'intensité des fractures. La muscovite est en grains grossiers et contrôlée par les fractures. Elle est observée tant dans le centre minéralisé de Valley que celui de Lornex et s'étend jusqu'à environ 1,5 km du centre (Lesage, 2016). Elle est associée avec d'abondantes veines de quartz-bornite-chalcopryrite dans les centres minéralisés et avec des veines de quartz-molybdénite-chalcopryrite-pyrite en marge des centres minéralisés (Lesage et al., 2016). La kaolinite est le minéral argileux dominant avec un peu moins de montmorillonite dans la partie ouest du

gisement (Jimenez, 2011). Cette altération se superpose à l'altération propylitique et l'altération phyllique pénétrante (Casselman, 1995) (Voir photos échantillons à l'Annexe B).

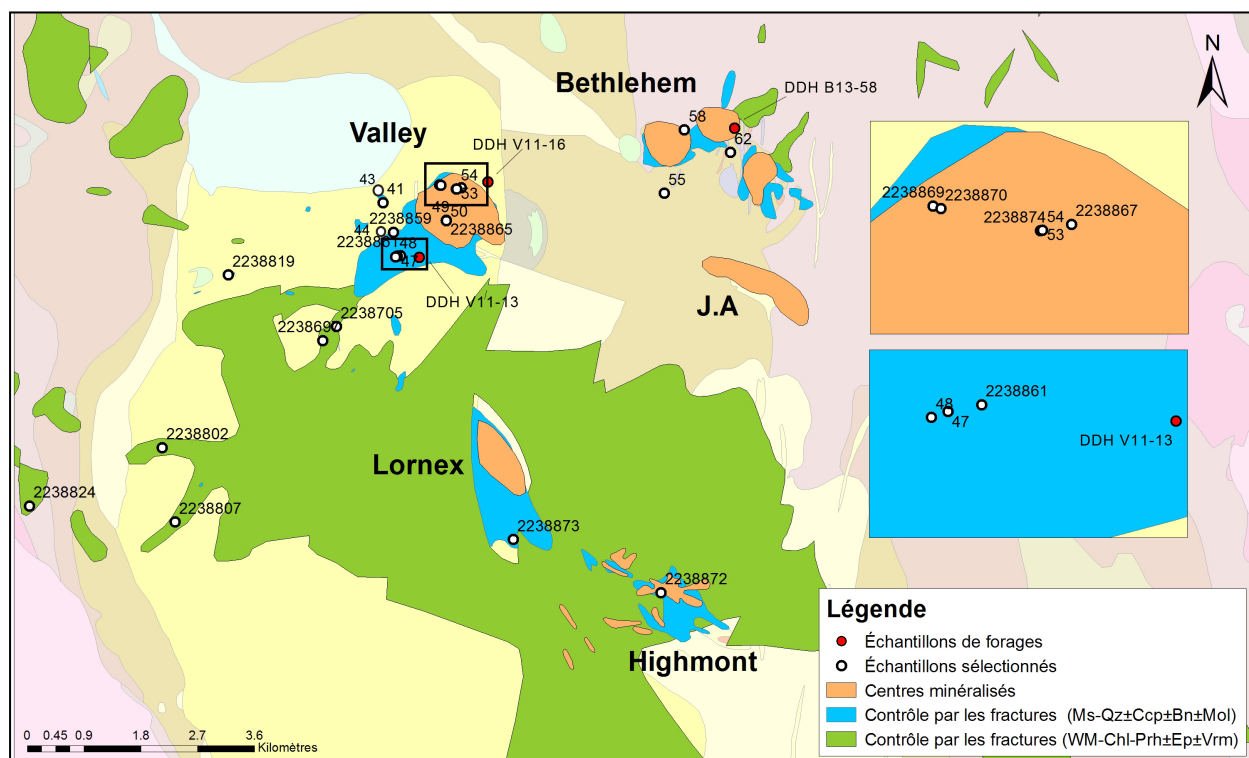


Figure 17 : Limites de l'altération phyllique (muscovite), interprétées à ce jour ayant comme minéraux et sulfures importants, le quartz, la chalcopryrite, la bornite et la molybdénite (d'après Guillaume Lesage, 2016). Les points blancs représentent des échantillons sélectionnés pour présenter l'altération phyllique (Annexe B).

Ce qui caractérise cette altération est le remplacement des roches du mur par du quartz pénétrant (Casselman, 1995). Deux types d'altération sont reconnus. Le premier est du quartz avec la texture vacuolaire avec une enveloppe de séricite et de feldspath potassique. Ce type est associé avec la minéralisation. Le deuxième type est en est un plutôt de veines de quartz à grains allant de fins à moyens sans sulfures ou d'altération le long des veines (le plus abondant) (Osatenko & Jones 1976; Casselman, 1995). Certains échantillons sont caractérisés par des variantes d'altération incluant plus d'une altération. Les différents types utilisés sont l'altération potassique + muscovite, l'altération potassique + muscovite + argile + veines de quartz, l'altération muscovite + argile, l'altération potassique + propylitique et finalement une division pour les échantillons silicifiés provenant des zones les plus minéralisées (Annexe B).

3.16 Géophysique régionale

Le secteur de Highland Valley a été couvert avec de multiples levés gravimétriques, magnétiques, électromagnétiques, radiométriques et sismiques. Ager et al. (1971, 1973) ont fait des levés gravimétriques au sol et travaillé à la création d'un modèle 3D qui tente une explication de la structure tri-dimensionnelle du Batholithe de Guichon. En 1997, la compagnie Condor Geophysics a effectué un levé hélicoptère combiné électromagnétique, magnétique et radiométrique sur la propriété de Barney, Highland Valley qui a été ré-interprété en octobre 2013 à la demande de la compagnie Teck. Roy & Clowes (2000) ont interprété le levé sismique de 1988 du programme Lithoprobe et les données des champs du potentiel du batholite Guichon. En 2010, Sanders Geophysics effectua des levés régionaux de géochimie et un levé gravimétrique aéroporté régional au sud du lac William jusqu'à la frontière Canada-USA et à l'ouest de Revelstoke à Pemberton. Ce levé était partie intégrante du projet Geoscience Quest-South de la Colombie-Britannique. Dans le cadre du projet CMIC, Mir (2016) effectue une compilation de tous les relevés de polarisation provoquée effectués sur le territoire de Highland Valley et disponibles à ce jour.

3.16.1 Gravimétrie

Ce relevé aéroporté de gravimétrie a été réalisé en 2009 par la compagnie Sander Geophysics Ltd. La zone couverte était le projet QUEST-South en Colombie-Britannique dans le cadre d'un projet de la société de géoscience de la Colombie-Britannique (GBC). Les données couvraient, entre autres, la zone du Batholithe de Guichon. Le relevé couvrait une zone totale d'environ 45 000 km². L'instrument utilisé par la compagnie Sanders est le SGL AIRGrav G2-7 et G1-A (GBC, 2009). La carte de la première dérivée verticale de Bouguer accentue les structures de surface, car les anomalies de la première dérivée verticale sont plus étroites que les anomalies de Bouguer correspondantes (GBC, 2009). Les cinq centres minéralisés se retrouvent tous dans une zone de basse densité.

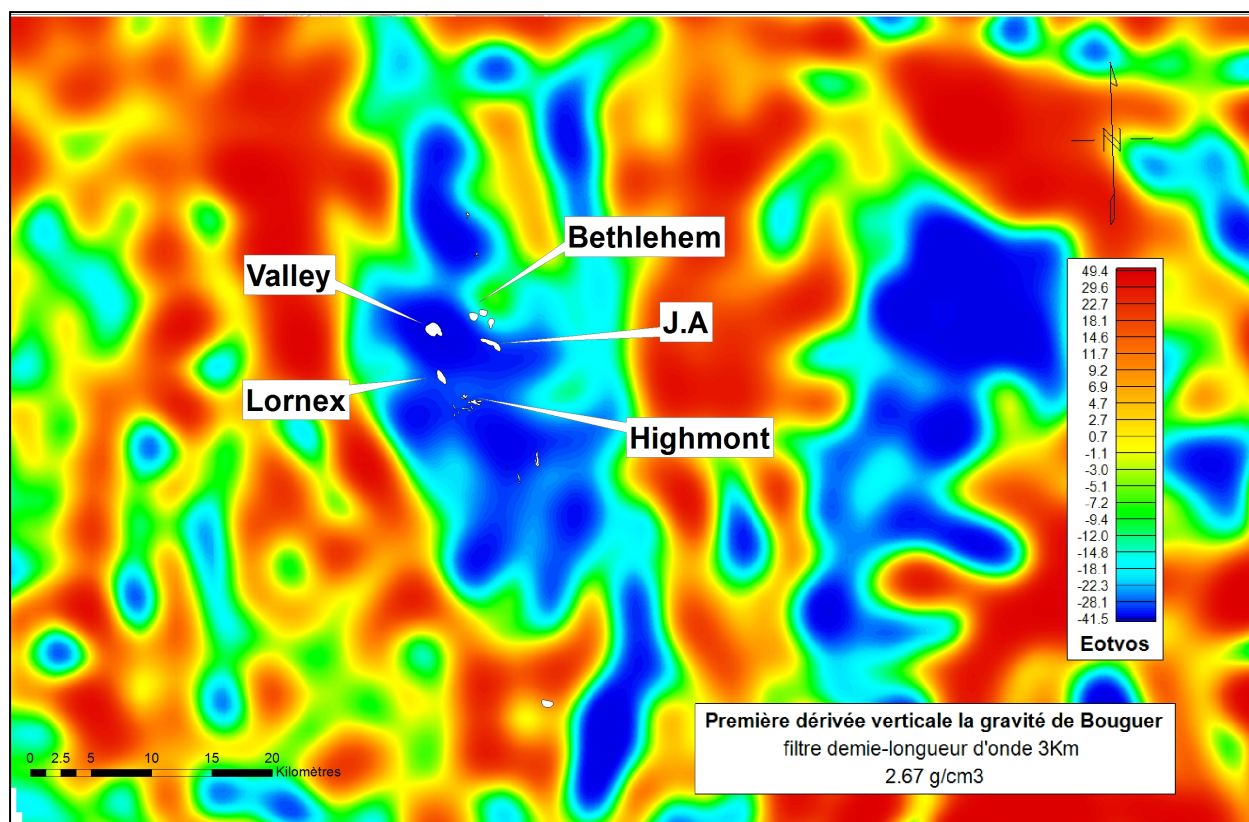


Figure 18 : Carte gravimétrique de la première dérivée verticale de Bouguer du levé de Sander Geophysics (2009)

3.16.2 Magnétométrie

Les levés magnétiques proviennent de la compagnie Teck. Les levés ont été faits en 1997 par la compagnie Condor Geophysics. En général, les champs magnétiques mesurés proviennent d'une aimantation des matériaux magnétiques. Cette aimantation peut être induite (par le champ terrestre) ou d'origine rémanente. Les champs mesurés sont sensibles aux contrastes de propriétés magnétiques (variation de susceptibilité, entre autres). La plupart du temps ces champs mesurés sont proportionnels à la concentration en magnétite dans les roches en présence (M.Chouteau;M.Allard, 2012). En général, la carte champ du magnétique total (TMI : Total Magnetic Intensity) peut être efficace pour l'interprétation de structures au sol comme des intrusions, graben, des formations extrusives et des altérations. Elles sont le résultat du champ principal de la terre additionné au champ induit (M.Chouteau;M.Allard, 2012) (SRK Consulting, 2013) (Figure 19). Les cartes de première et seconde dérivées, créées à l'aide de filtres qui rehaussent les courtes longueurs d'onde (Geosoft, 2005), facilitent l'interprétation des sources peu profondes (Figures 20 et 21). La carte magnétique réduite au pôle est obtenue par

l'application de filtres sur le spectre d'amplitude et de phase des données du levé original. Le but de cette opération est de faire en sorte que les formes d'anomalies apparaissent positivement comme si elles se trouvaient directement au-dessus de la source comme les corps magnétisés à ($I=90^\circ$) aux pôles magnétiques (Figure 22) (Geosoft, 2005). La carte du tilt offre quelques avantages lors de l'interprétation des anomalies magnétiques. Les corps faiblement magnétiques sont traités avec la même importance que les corps fortement magnétiques dû au calcul qui fait intervenir l'arctangente du rapport de la dérivée verticale sur la dérivé horizontale totale des anomalies (Blakely, Connard, & Curto, 2016).

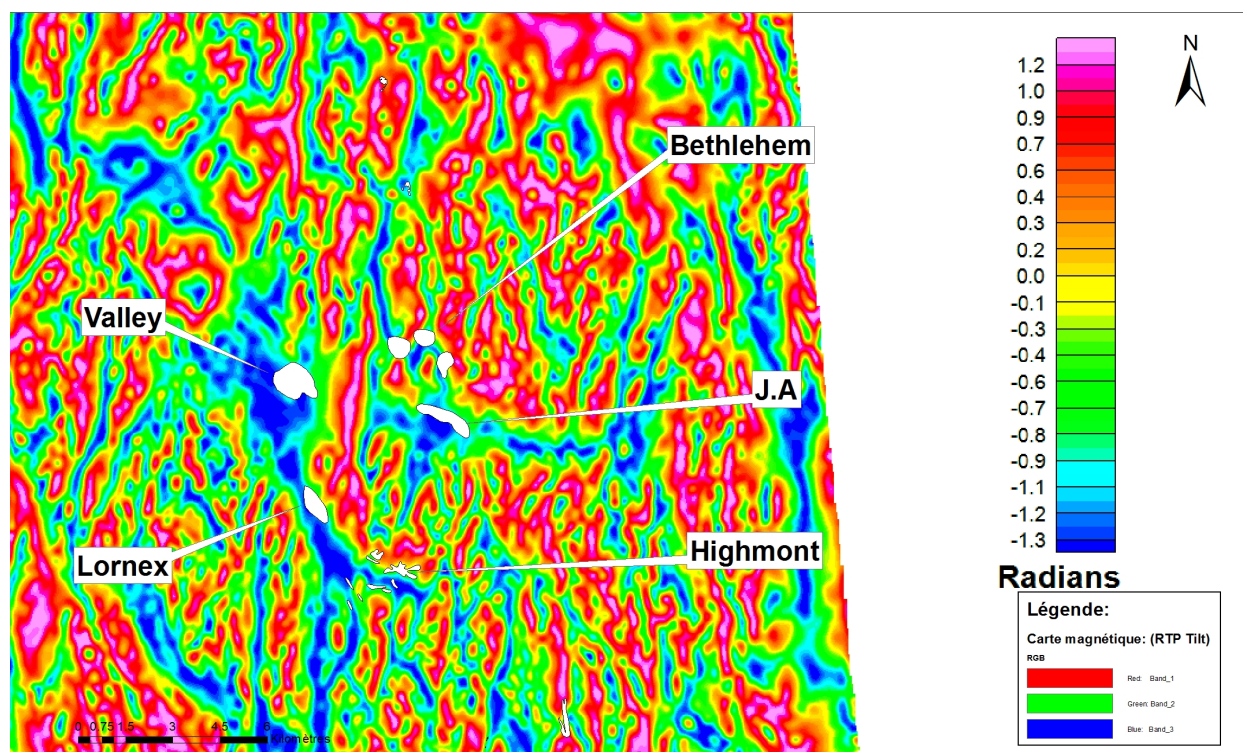


Figure 19 : Carte magnétique réduite au pôle du tilt (Condor Geophysics, 1997)

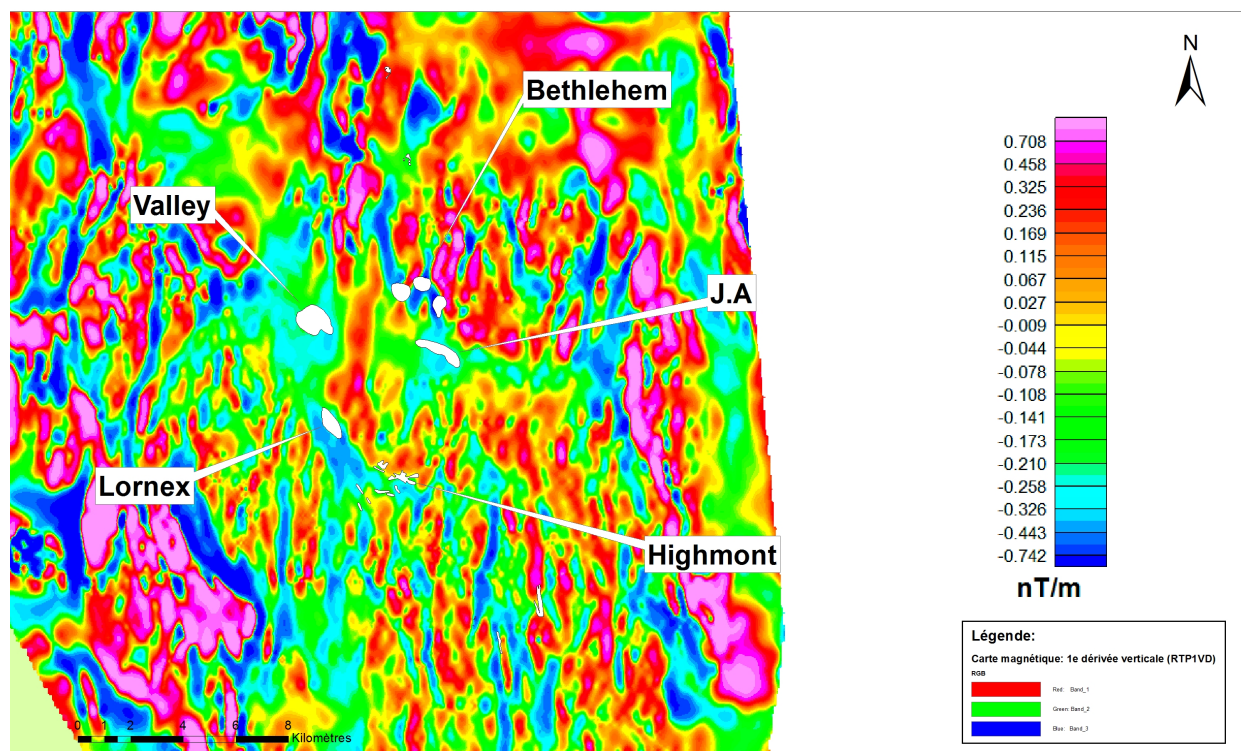


Figure 20 : Carte magnétique de la première dérivée verticale (Condor Geophysics, 1997)

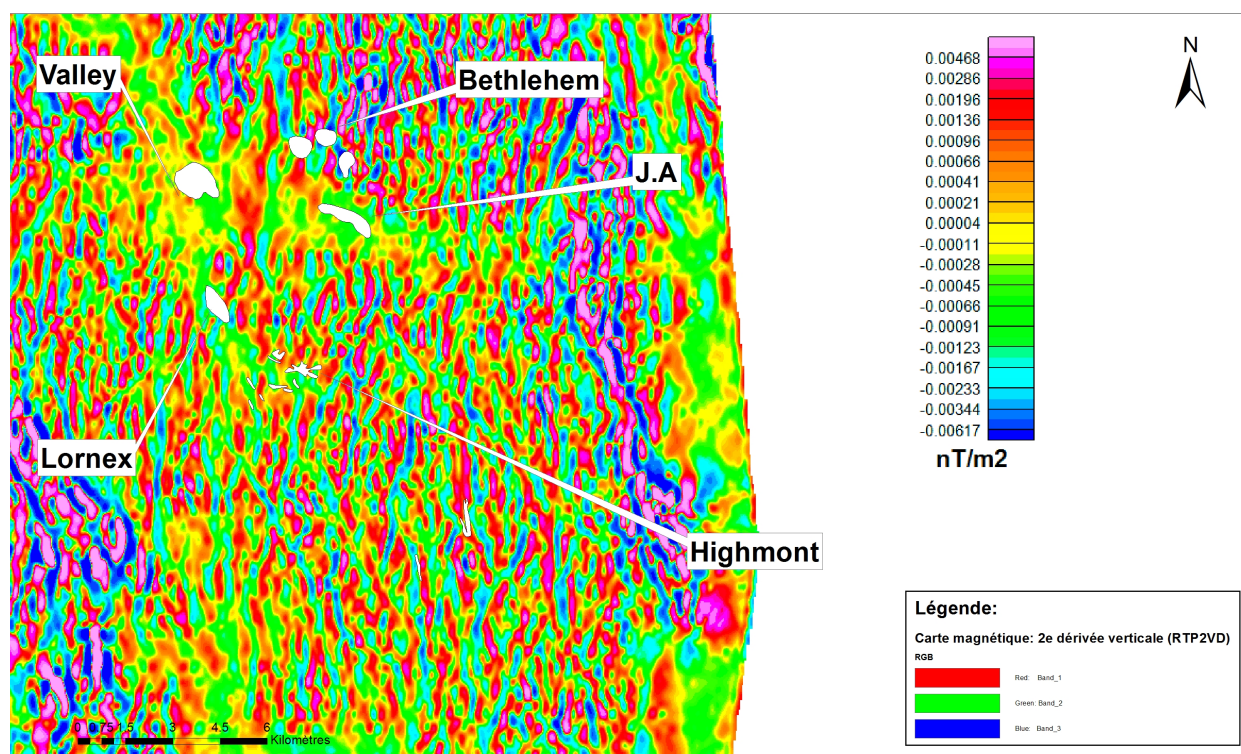


Figure 21 : Carte magnétique de la seconde dérivée verticale (Condor Geophysics, 1997)

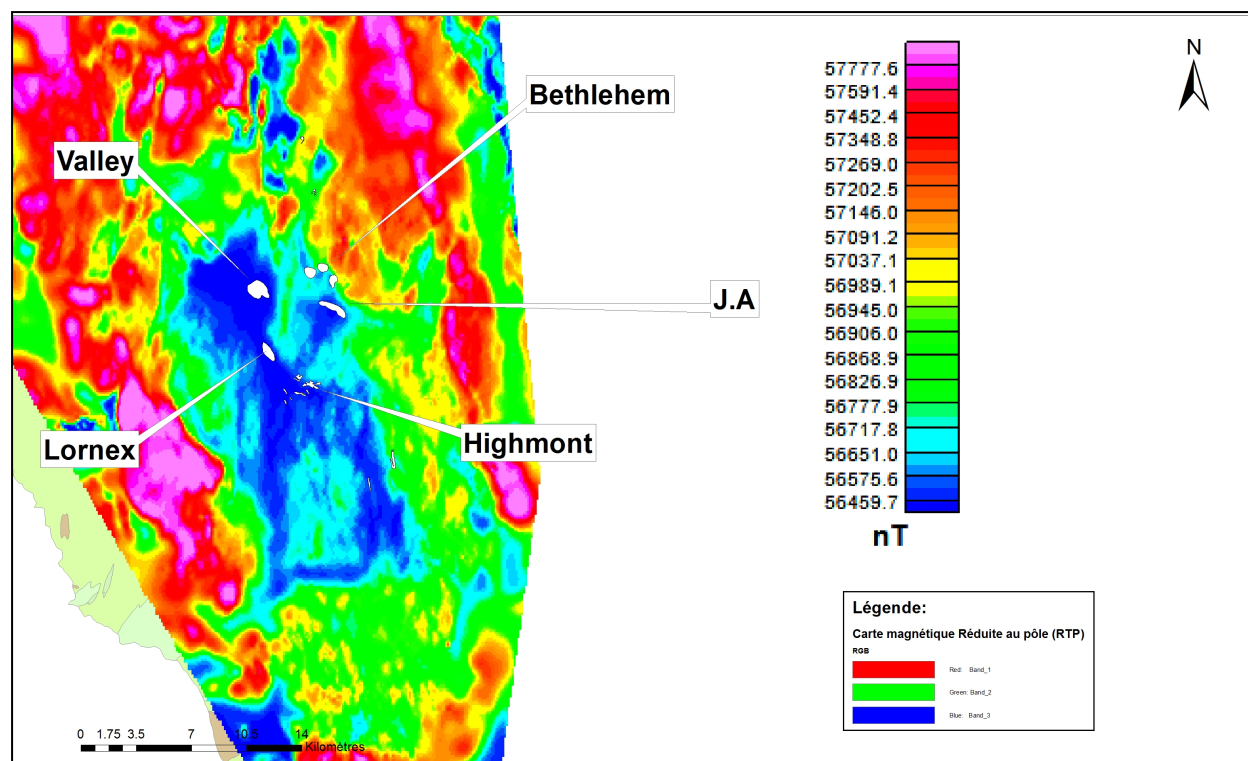


Figure 22 : Carte magnétique réduite au pôle (Condor Geophysics, 1997)

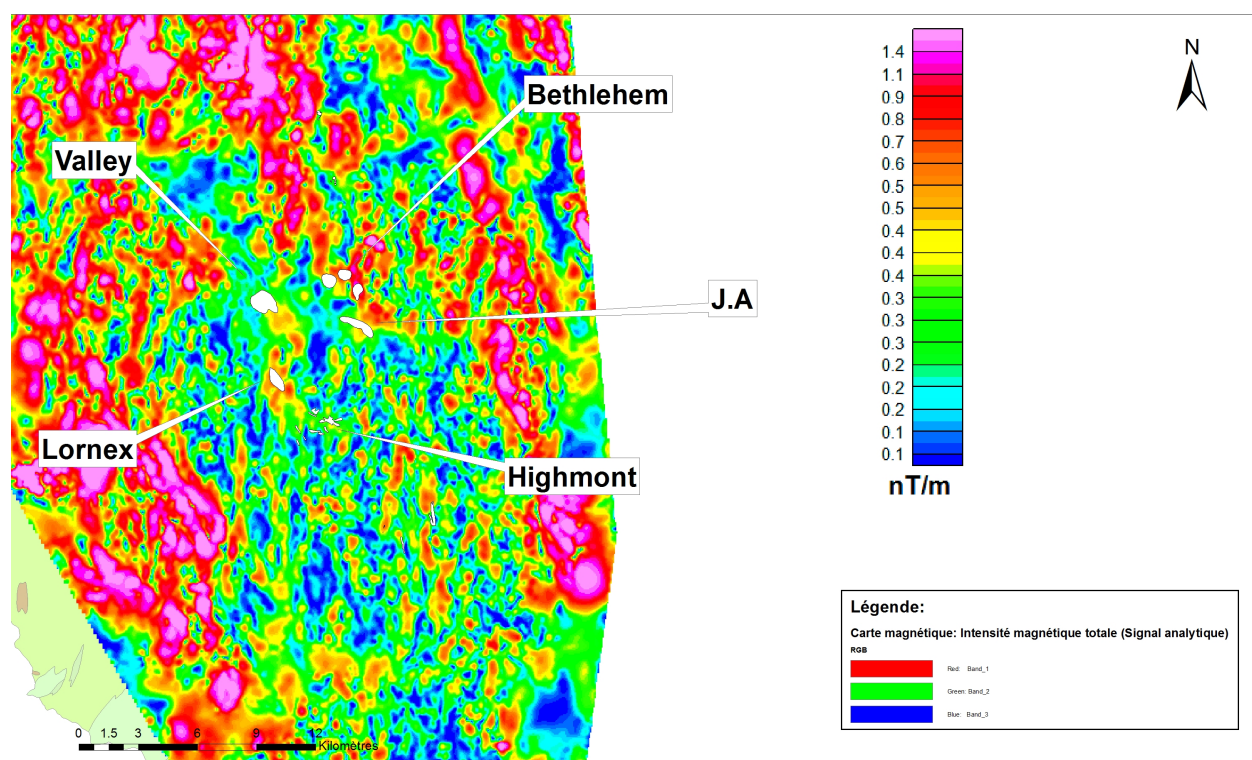


Figure 23 : Carte de l'amplitude du signal analytique (Condor Geophysics, 1997)

3.16.3 Polarisation provoquée

Les cartes de résistivité et de chargeabilité (Figure 24 et Figure 25) représentent une compilation de tous les levés (~137) de polarisation provoquée ayant été produits pour cette zone sur la propriété de Highland Valley. Il y a des données manquantes pour les levés pré-1990, donc impossibilité de générer des modèles de propriétés électriques par inversion pour ces parties. Parfois, le manque de coordonnées de localisation représentait un problème. Donc, ce travail constitue une compilation à partir des levés qui ont déjà été inversés au préalable. La carte de résistivité présente une moyenne d'environ 540 ohm.m. Les zones de plus hautes résistivités de fond se retrouvent dans la zone B soit l'unité lithologique de Bethsaida avec une valeur moyenne d'environ 685 ohm.m. La zone H, de Highland Valley qui se situe dans un creux topographique et possède un couvert très épais affiche les résistivités les plus basses à environ 215 ohm.m.. Cette zone comprend une très forte porosité et un contenu en fluide plus important (Mir, 2017). Dans le cas présent, la résistivité affiche une corrélation positive avec le recouvrement. Les relations entre résistivités et altérations sont difficiles à faire dans le cas de cette carte régionale. Il est possible de remarquer trois zones d'intérêt sur la carte des chargeabilités. Au nord-ouest, la section A couvre l'unité Border phase avec des valeurs les plus basses soit de $\sim 2,8 \text{ mV/V} \pm 0,9 \text{ mV/V}$. Ensuite, la zone B, recouvrant en grande partie la lithologie de Bethsaida possède une chargeabilité de fond d'environ $3,4 \text{ mV/V} \pm 0,7 \text{ mV/V}$. Finalement, la zone C à l'est, est associée aux unités de Chataway et Guichon en partie, avec des valeurs de fond d'environ $4,2 \text{ mV/V} \pm 1 \text{ mV/V}$ (Figure 25) (Mir, 2017). Ces changements de chargeabilité de fond ne seraient pas dus au recouvrement, mais plutôt au changement de lithologies. Border phase (au nord-ouest) composé de diorite à quartz allant à de la monzonite à quartz de Bethsaida (au sud) et aux granodiorites de Guichon et Chataway à l'est. La corrélation entre la chargeabilité et le recouvrement a été démontrée comme n'ayant pas d'effet dans les travaux de Reza Mir (2016). Les conclusions de ces travaux à l'échelle régionale, et avec l'utilisation des travaux sur les altérations de Guillaume Lesage (2017), indiquent que l'unité avec la plus grande chargeabilité semble être l'environnement contrôlé par les fractures et minéralisé en muscovite \pm chalcopryrite \pm bornite \pm molybdénite. L'altération contrôlée par les fractures en feldspaths potassiques \pm Bt \pm Qz \pm Ccp \pm Bn semble avoir une chargeabilité plus basse (Mir, 2017). Finalement, les altérations en Wm-Chl-Prh, contrôlées par les fractures ainsi que celles en Ab-Chl-Ep aussi contrôlées par les

fractures, semblent afficher les valeurs de chargeabilités les plus basses, soit d'environ 3mV/V ce qui représente la valeur de fond (Mir, 2017). Les zones ne couvrent pas la propriété en entier, ce qui a compliqué le travail de sélection des affleurements pour pouvoir y faire des mesures microgéophysiques. Le peu de routes disponibles et la distance des affleurements par rapport aux routes ont compliqué davantage leur sélection.

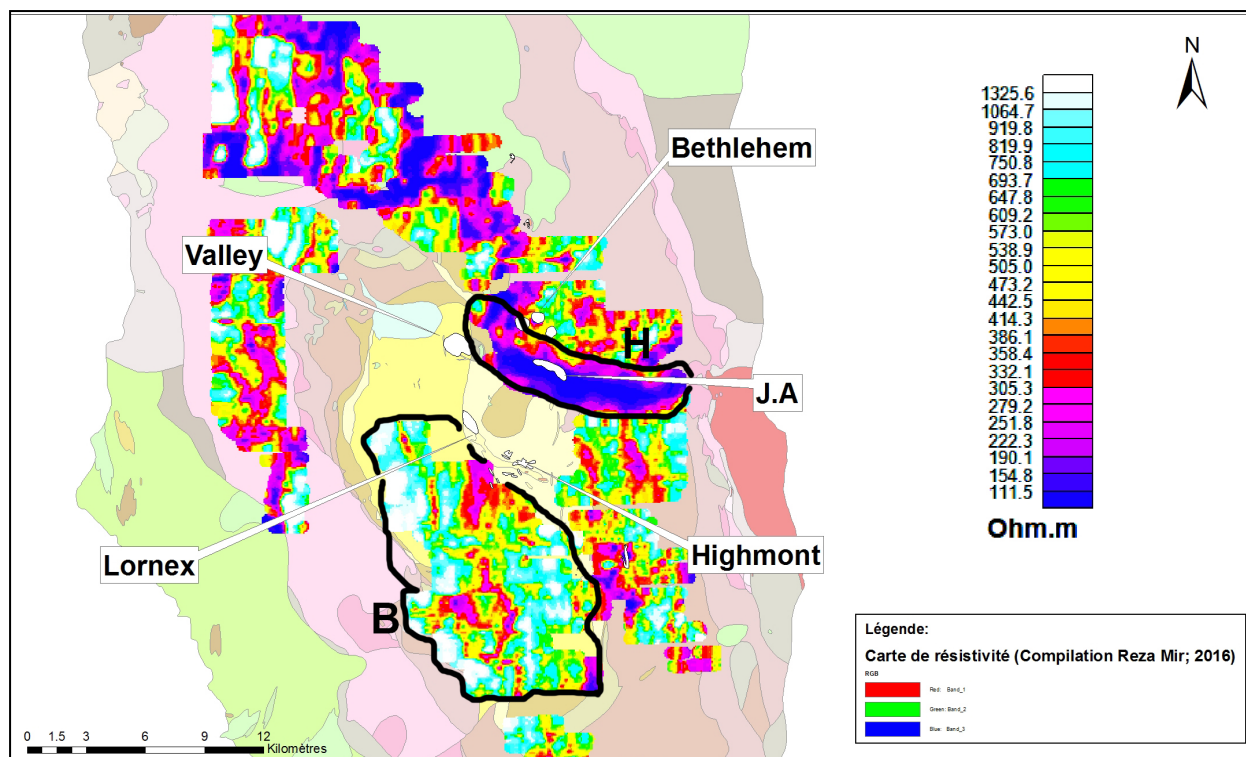


Figure 24 : Carte de la résistivité électrique en surface (0 m) (Mir, 2017)

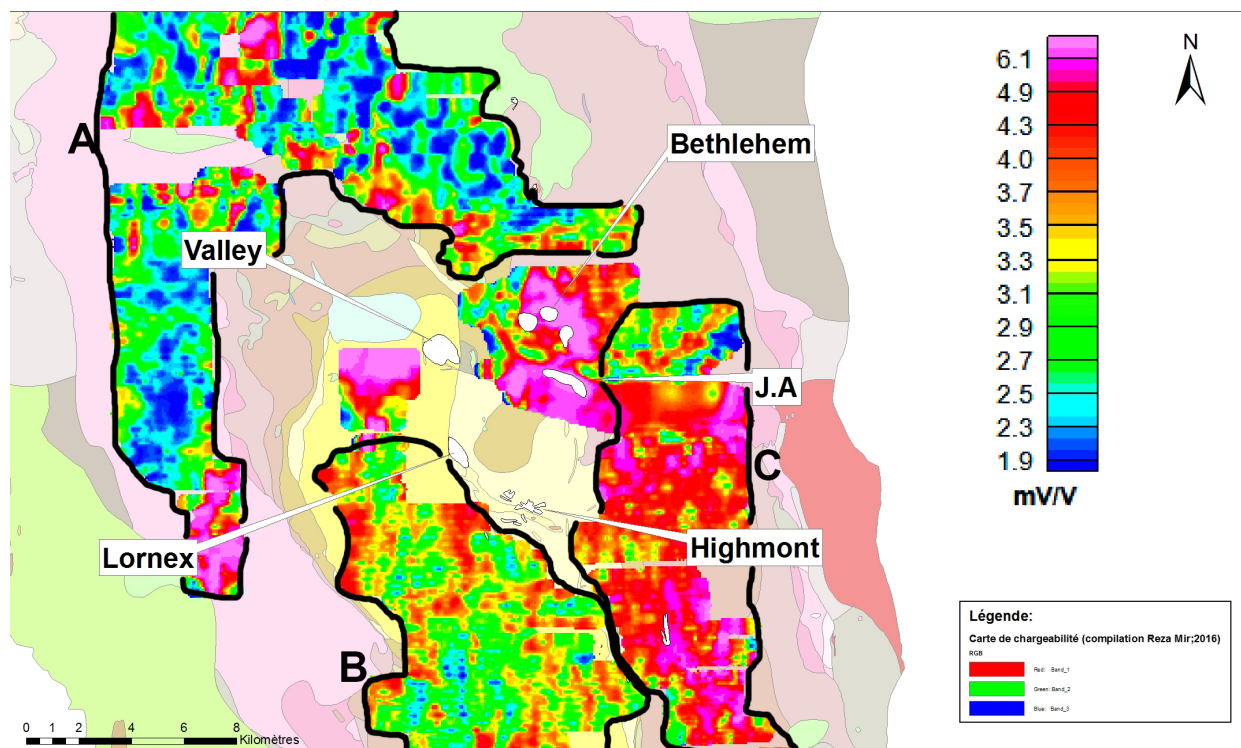


Figure 25 : Carte de la chargeabilité en surface (0 m) (Mir, 2017)

3.16.4 Radiométrie

Les levés de spectrométrie gamma proviennent des mêmes jeux de données de la compagnie Teck, réalisés en 1997, par la compagnie Condor Geophysics. Les résultats présentés ici sont les cartes du % de potassium (K) (Figure 26), des concentrations en thorium (Th ppm) (Figure 27) et uranium (U ppm) (Figure 28) et du rapport K/Th (Figure 29). Les centres minéralisés de Valley et Lornex affichent des valeurs de 1,8% en potassium (dans les tons de rose). Les centres minéralisés de Huestis et Jersey, dans Bethlehem, affichent des valeurs d'environ 1,2%, alors que le centre minéralisé de Iona se situe plutôt à une valeur d'environ 1,5%. Le centre minéralisé de J.A, ainsi que la partie sud de Highmont, possèdent des valeurs en potassium moins élevées d'environ 1% allant vers de minimum de 0,7%. On remarque que les valeurs de ratio K/Th associées aux centres minéralisés de Valley, Lornex et Highmont sont dans les plus basses avec environ 0,3 à 0,7, alors que les centres minéralisés Bethlehem et J.A sont plutôt associés à des valeurs élevées de 3,3 (Figure 29).

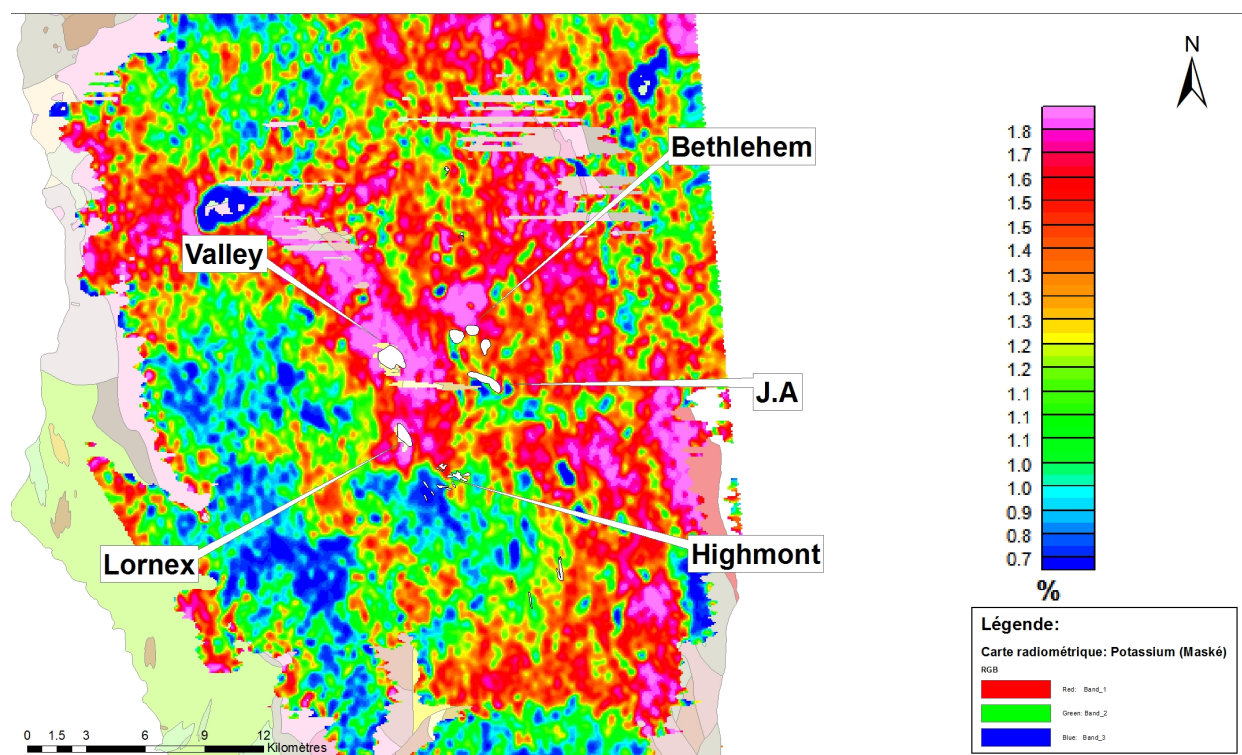


Figure 26 : Carte du levé radiométrique (% de potassium, Condor Geophysics, 1997)

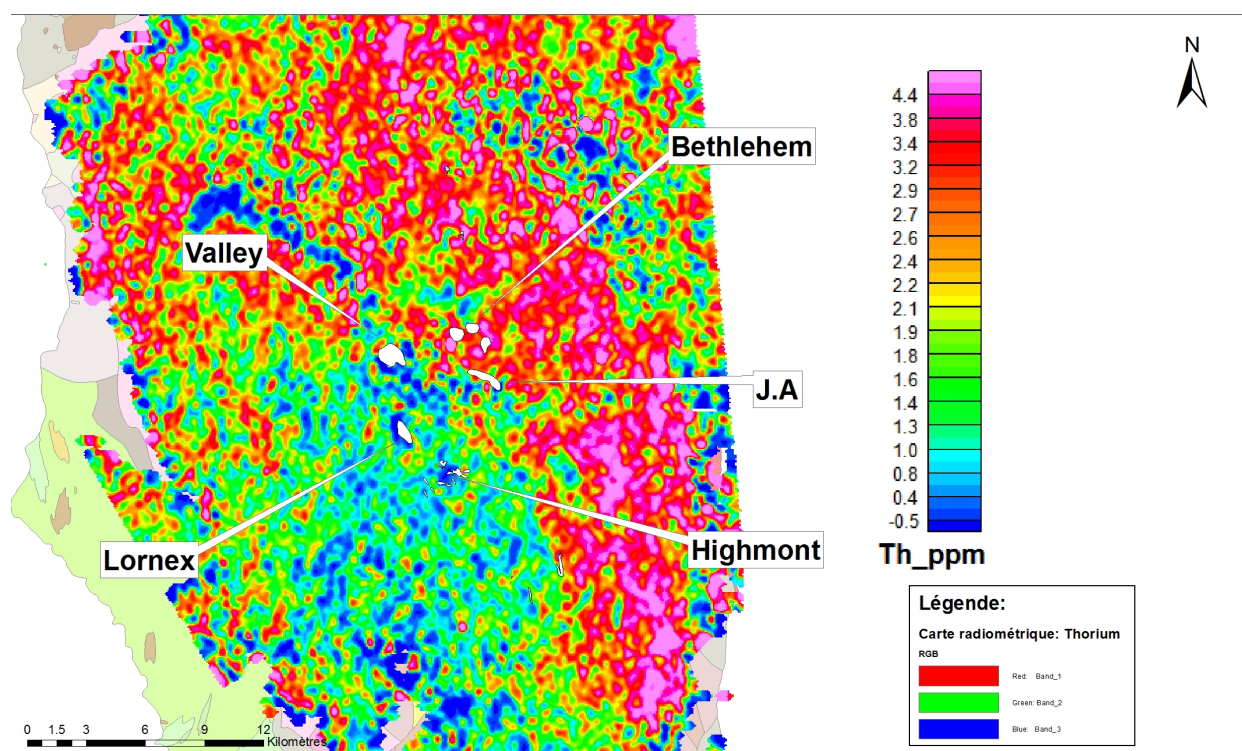


Figure 27 : Carte du levé radiométrique (Thorium, Condor Geophysics, 1997)

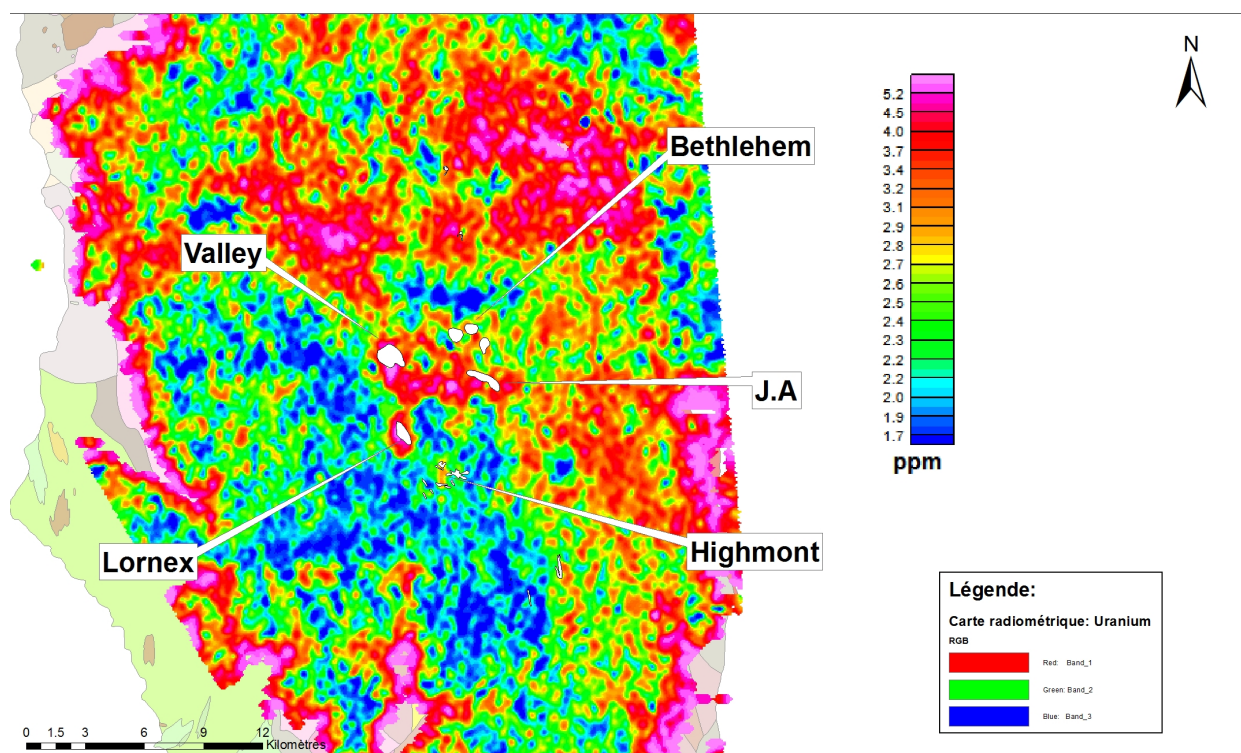


Figure 28 : Carte du levé radiométrique (Uranium, Condor Geophysics, 1997)

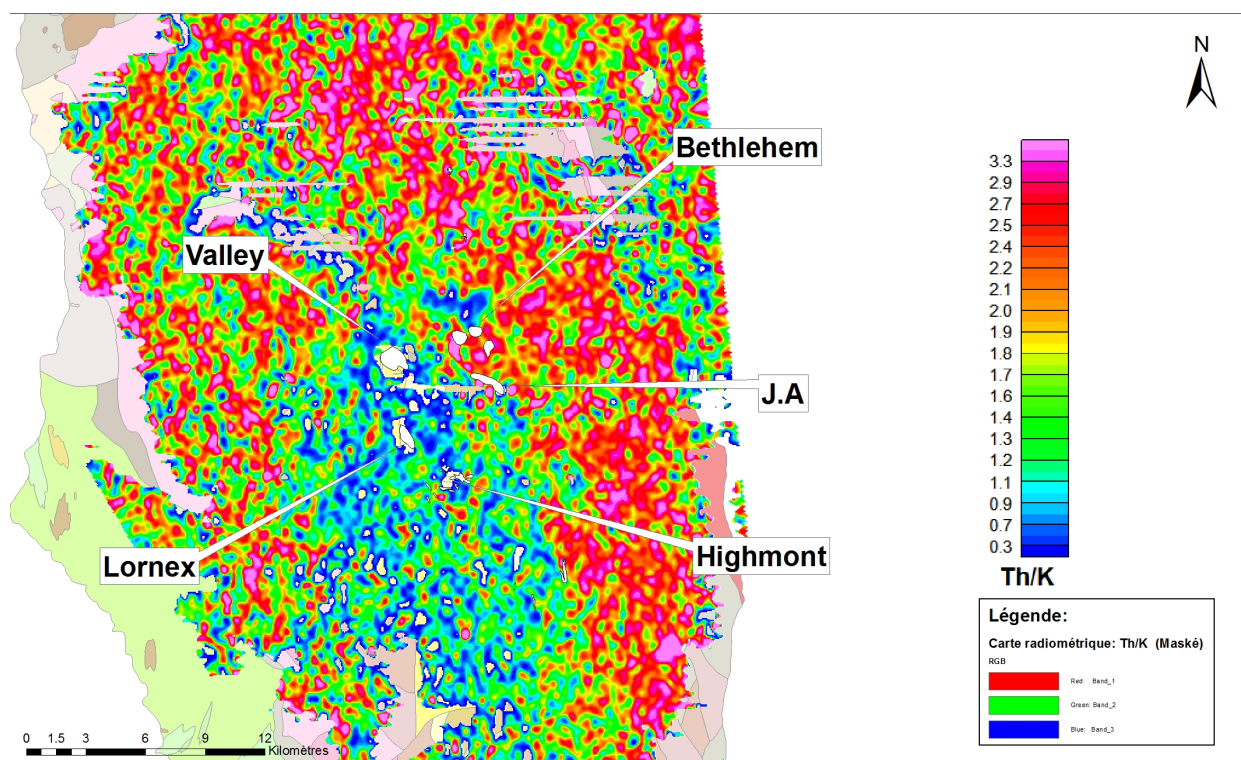


Figure 29 : Carte du levé radiométrique : ratio Thorium/Potassium (Condor Geophysics, 1997)

CHAPITRE 4 MÉTHODES

4.1 Objectifs globaux

Les objectifs globaux de ce travail de maîtrise peuvent se résumer à :

- 1) Mesurer les propriétés physiques des différents types de minéralisation, de lithologie, en incluant les différents types d'altérations de la propriété de Highland Valley Copper afin de générer une base de données utile pour définir l'empreinte du gisement et pour interpréter les données géophysiques.
- 2) Analyser les données en utilisant une variété d'outils statistiques dans le but de déterminer les caractéristiques pétrophysiques typiques de la minéralisation, les différents types d'altérations, des zones proximales à distales, ainsi que les unités régionales sans altération.
- 3) Vérifier la relation entre les propriétés physiques et les réponses géophysiques associées. Les propriétés pétrophysiques aident à contraindre les inversions géophysiques et à relier minéralisation et géochimie aux données géophysiques.

Pour atteindre ces objectifs, les propriétés physiques vont être mesurées à diverses échelles, pour une variété de séparations, à l'aide de trois approches : 1) sur des échantillons de forage ou de surface, 2) par des mesures sur des affleurements, et 3) par l'emploi de diagraphies de forage. Le présent chapitre est subdivisé en quatre parties soit 1) échantillonnage, 2) mesures de terrain et laboratoire, 3) mesures sur affleurements et finalement les mesures de diagraphie de forage.

4.2 Échantillonnage

L'échantillonnage des formations et de la minéralisation s'est déroulé sur plusieurs mois. Les travaux ont débuté pendant l'été 2014 pour ce qui est de l'échantillonnage effectué par le groupe de Polytechnique. Plusieurs types d'échantillonnage ont été faits. La liste et les types d'échantillons recueillis ainsi que les personnes ayant effectué l'échantillonnage sont listés au Tableau 2. En plus de ces échantillons, un grand nombre d'autres proviennent des autres participants à ce projet et ils ont également été utilisés. Ces contributeurs sont Guillaume Lesage, étudiant au doctorat à l'Université de la Colombie-Britannique (UBC) et responsable de l'architecture du système de Highland Valley Copper, Kevin Byrne, aussi étudiant au doctorat à l'Université de l'Alberta (UofA) et responsable des minéraux d'altération et de la chimie-lithogéochimie, Mike D'Angelo, étudiant de l'Université de Lakehead, ayant terminé son mémoire portant sur la lithogéochimie du batholite Guichon Creek et du groupe de Nicola. Finalement, Robert Lee chercheur associé à UBC et Lakehead, il est responsable de tout ce qui concerne le site du Cu. Les échantillons sur lesquels l'équipe de Polytechnique a réalisé ses mesures sont les suivants (Tableau 2):

Tableau 2 : Résumé des types, nombre et provenance des échantillons. Total : 640 échantillons

Nom	Type d'échantillons	Provenance	Nombre
Christophe Grenon	Échantillons et carottes de forages (HQ, NQ, PQ)	Valley, Bethlehem principalement et autres affleurements de Highland Valley Copper.	118
Mike D'Angelo	Échantillons, carottes de forages et petites carottes forées en laboratoire (2.5cm diamètre).	Affleurements Highland Valley Copper et batholite du groupe de Nicola.	78
Guillaume Lesage	Échantillons et petites carottes forées en laboratoire (2.5cm diamètre).	Affleurements Highland Valley Copper. Section Ouest.	342
Kevin Byrne	Échantillons et petites carottes forées en laboratoire (2.5cm diamètre).	Affleurements Highland Valley Copper. Section Est.	95
Robert Lee	Carottes de forages de diamètre (PQ).		7

La localisation des échantillons prélevés sur les affleurements rocheux et dans des trous de forages, sous forme de carottes, est présentée à la Figure 30. Voici la provenance des échantillons par chercheur associé au projet :

Christophe Grenon :

Un total de 118 échantillons dont des carottes de forage fendues, de diamètres (HQ, NQ et PQ) provenant des trous V11-12, V11-13, V11-16 (Valley), B12-05, B13-58, B13-119, B14-063 et B14-101 (Bethlehem). De ces 118 échantillons, certains « échantillons » ont été pris dans l'ancienne fosse de Bethlehem ainsi que dans la fosse active de Valley. Ces échantillons ont été découpés en forme de prismes. Finalement, 22 carottes ont été forées directement sur des affleurements rocheux

Mike D'Angelo : 78 échantillons provenant d'affleurements rocheux (45), de trous de forages (20) et 13 provenant du batholite du groupe de Nicola. Des 78 échantillons, 69 petites carottes de 2,5cm de diamètre et 8 cm de longueur ont été extraites

Guillaume Lesage : 342 échantillons provenant d'affleurements rocheux situés dans la section ouest de Highland Valley Copper. 80 petites carottes de 2,5 cm de diamètre et 8 cm de longueur ont été extraites de ces 342 échantillons à l'aide d'une perceuse spécialisée.

Kevin Byrne : 95 échantillons provenant d'affleurements rocheux de la zone nord-est de Highland Valley Copper. De ces 95, 31 carottes de 2,5 cm de diamètre et 8 cm de longueur ont été extraites.

Robert Lee : 7 échantillons provenant de trous de forage de diamètre PQ desquels 4 petites carottes de 2,5 cm de diamètre ont été extraites.

D'autre part, douze trous de forages (Figure 31) ont fait l'objet de diagraphies afin de recueillir des réponses géophysiques pour les propriétés magnétiques, électriques et radiométriques près des fosses en activité de Valley (V15_03, V15_04, V15_019, V15_21) ou anciennement en activité Bethlehem (B12_04, B12_05, B12_09, B13_017, B14_063, B14_101) et Highmont (H15_003 et H15_006)

Finalement, huit affleurements rocheux situés sur la propriété de Highland Valley Copper (Figure 32) ont fait l'objet de mesures microgéophysiques pour déterminer les propriétés physiques de surface et cartographier les unités géologiques et les éléments d'altération.

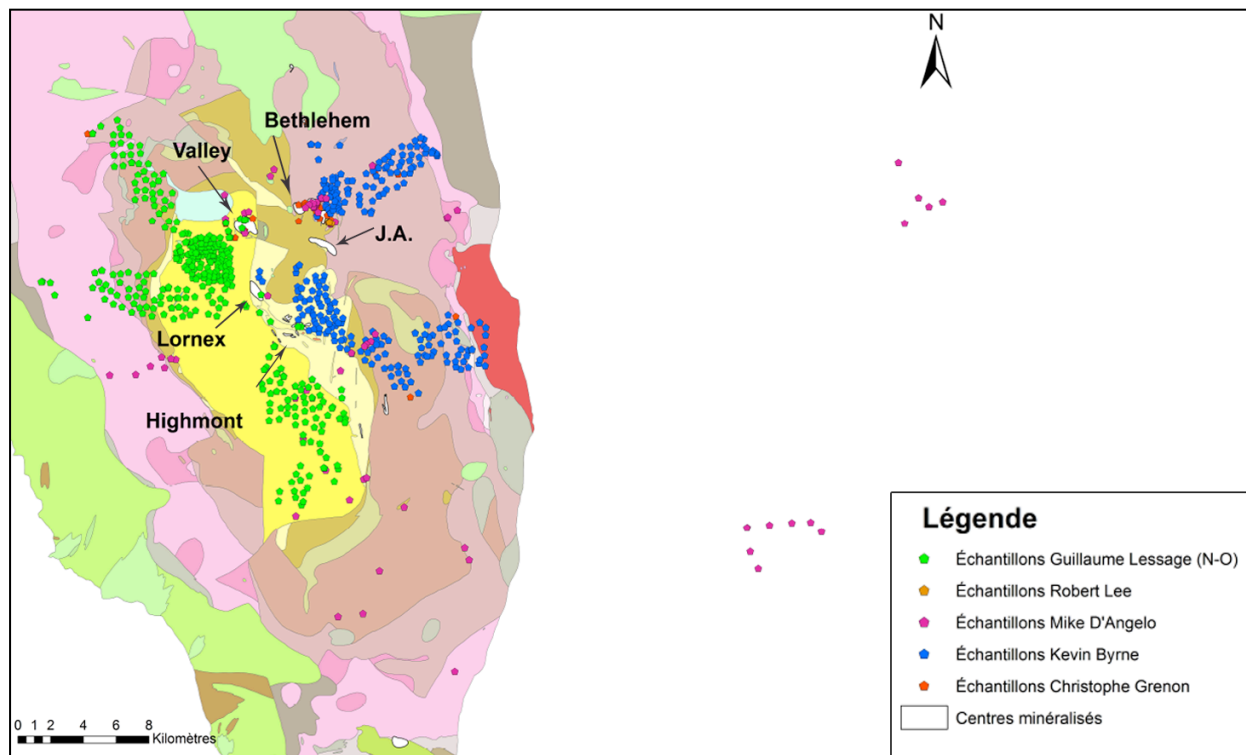


Figure 30 : Localisation des échantillons de terrain (2015 CMIC- Interprétation de la géologie par Teck).

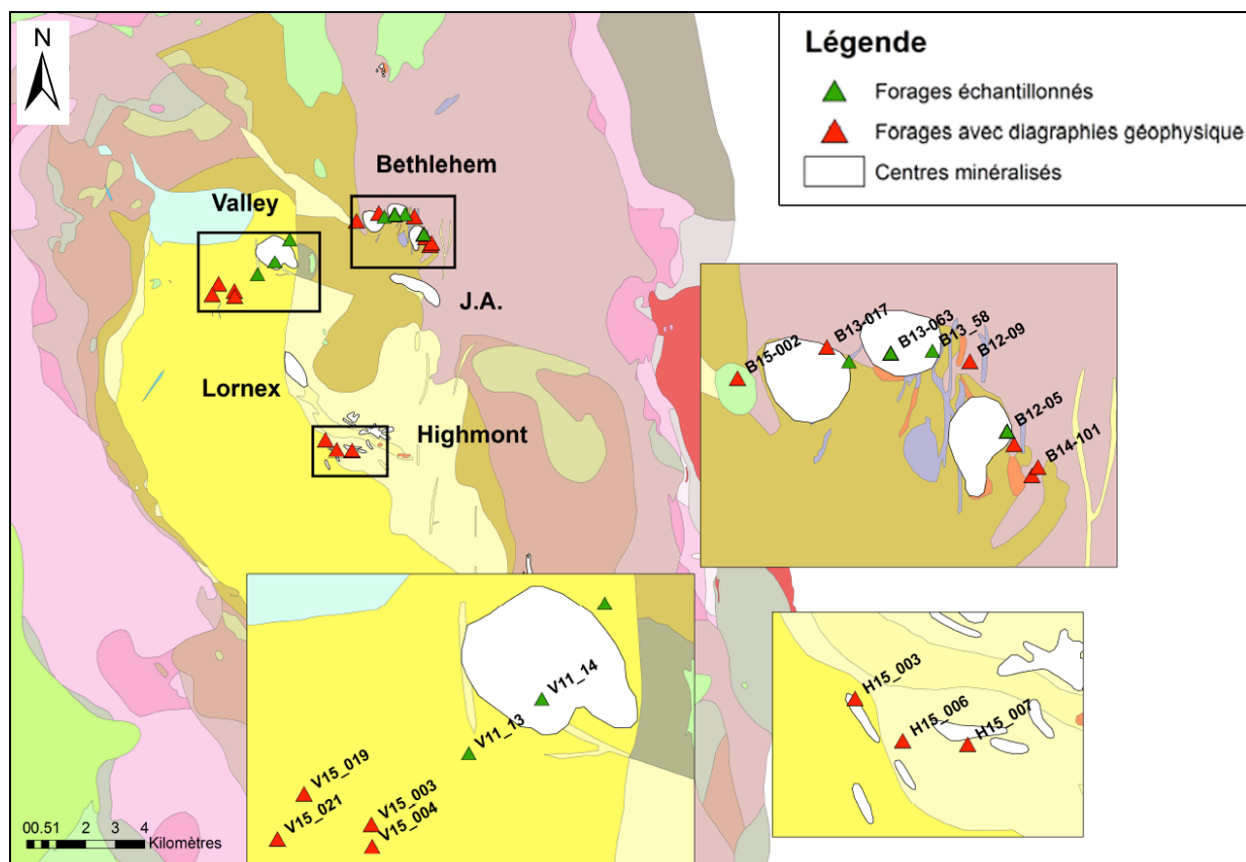


Figure 31 : Trous de forage échantillonnés pour des carottes (en vert) ou ayant fait l'objet de diagraphies (en rouge) (2015 CMIC- Interprétation de la géologie par Teck).

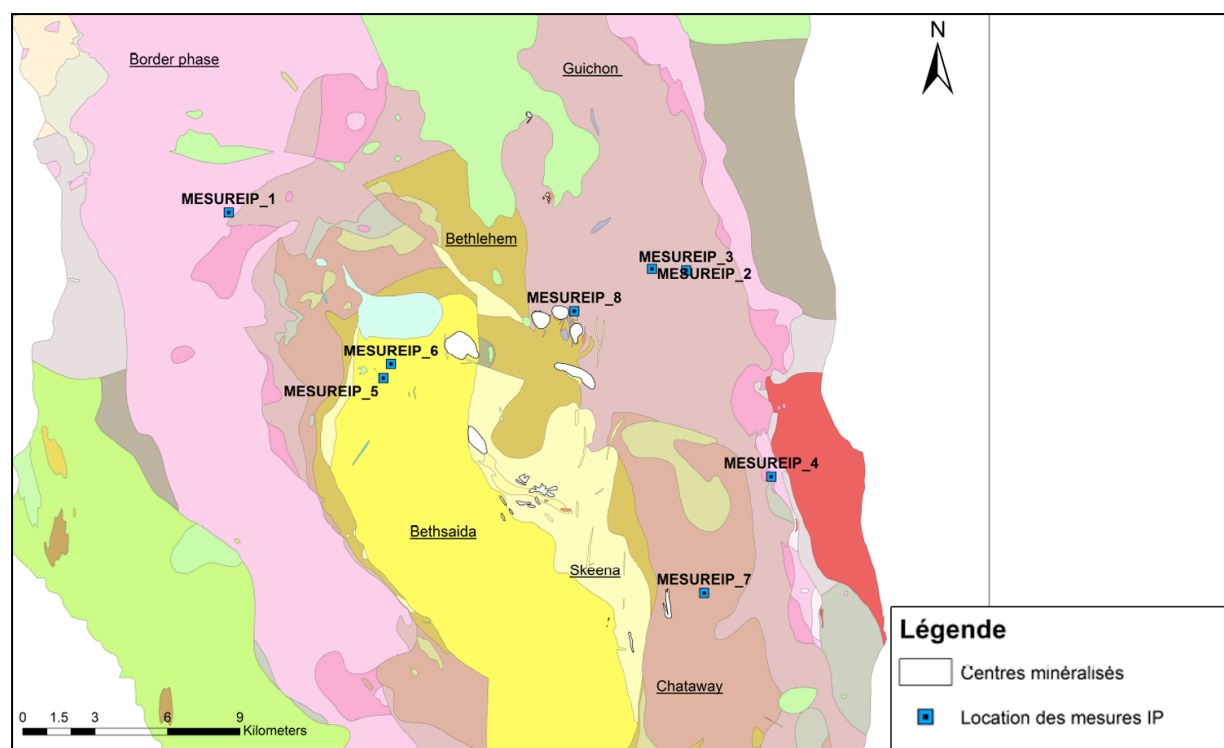


Figure 32 : Localisation des mesures de microgéophysique sur affleurements (2015 CMIC- Interprétation de la géologie par Teck)

4.3 Mesures de laboratoire/terrain

Les propriétés mesurées en laboratoire dans le cadre de ce projet sont la densité, la porosité, la susceptibilité magnétique, la résistivité, la chargeabilité et la constante de relaxation (obtenues par polarisation provoquée dans le domaine spectral). L'objectif de ces mesures à petite échelle était de caractériser les propriétés physiques des altérations, de la minéralisation ainsi que de celles des lithologies. Des analyses géochimiques pour la presque totalité des échantillons ont été produites.

4.3.1 Polarisation provoquée dans le domaine spectral

La polarisation provoquée dans le domaine spectral (SIP) est une application sur une large bande de fréquence de la polarisation provoquée en domaine de fréquence. Elle observe les variations en fréquence de la conductivité complexe déduite des mesures d'amplitude et de phase de l'impédance (Kaouane, 2016). C'est une variation de la méthode de polarisation provoquée

classique en domaine du temps (TDIP) qui utilise des mesures dans le domaine des fréquences pour décrire la polarisation des géomatériaux lorsque soumis à des courants alternatifs (Bérubé, Chouteau, Shamsipour, Enkin, & Olivo, 2017). C'est une méthode largement utilisée pour déterminer les propriétés minéralogiques ou hydrologiques du sous-sol associées aux propriétés électriques aux basses fréquences autant en exploration minérale qu'en sciences environnementales. Les mesures de ce travail ont été prises dans une gamme de fréquences allant de 1 mHz à 20 kHz.



Figure 33 : (gauche) Instrument de mesure pour la conductivité complexe spectrale SIP FUCHS III (Radiac Research); (droite) Demi-carotte avec électrodes de mesure de tension.

La polarisation provoquée utilise la capacité de certains matériaux du sous-sol de se charger électriquement pour localiser des zones où de l'argile ou des minéraux conducteurs sont disséminés dans leur roche mère (Marescot, 2016). Lorsque que le courant traverse un milieu, ce dernier offre une résistance au courant qui peut être mesurée, et déduire la résistivité. Les unités de cette mesure sont le ohm.m. Une roche peut être modélisée par un circuit électrique. Plusieurs modèles ont été proposés (Dias, 2000). Un modèle populaire en exploration minérale est le modèle Cole-Cole (Figure 34).

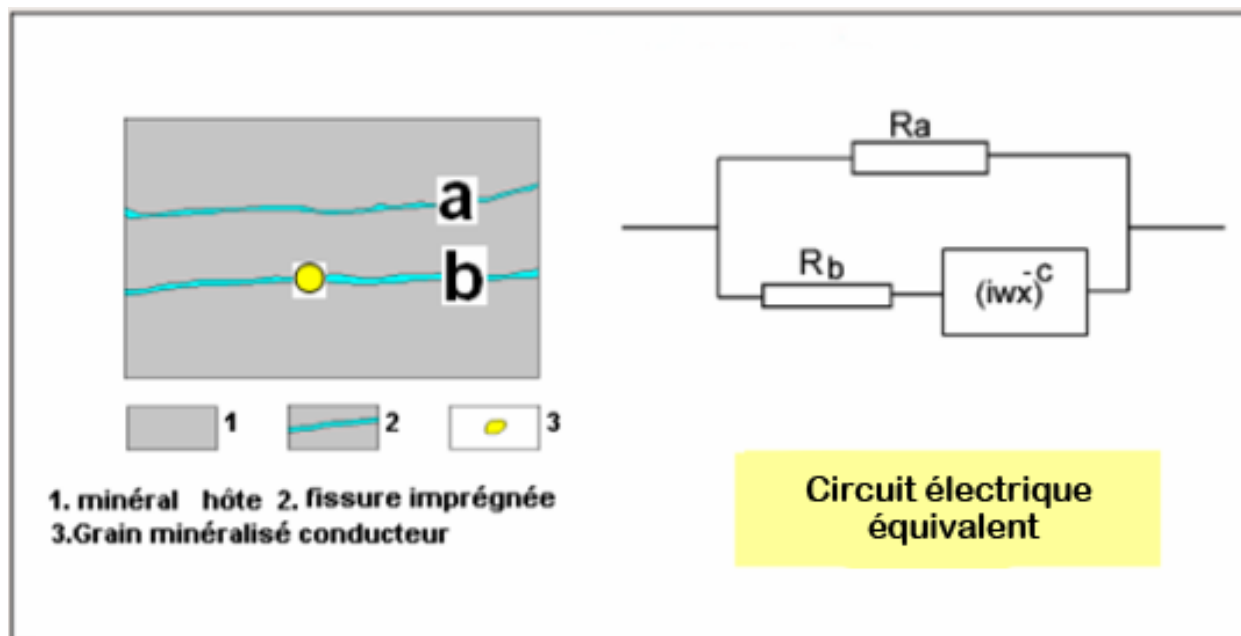


Figure 34 : Schéma simplifié d'une roche avec deux fissures. Un grain minéralisé dans une des deux fissures (b) et une autre fissure (a) sans grain minéralisé (Guérin, 2007).

La méthode de mesure implique la mise en eau de tous les échantillons pendant une période de trois jours au minimum pour les saturer. Cette période de trempage permet aux ions présents dans les pores de se dissoudre dans l'eau et d'avoir l'assurance que la conductivité de l'eau, dans laquelle l'échantillon est immergé, est similaire à celle qui remplit les pores. Pour chacune des mesures, les échantillons sont séchés rapidement en surface pour permettre de coller des électrodes médicales Ag-AgCl et de les envelopper dans une feuille de plastique cellophane pour prévenir l'évaporation de l'eau présente dans la roche lors de la prise de mesure. Les échantillons sont ensuite placés entre deux plaques de graphite avec un gel de contact pour faciliter le passage du courant électrique. Des mesures sur la gamme de 20 KHz à 0,011Hz sont alors effectuées. Plus la fréquence diminue, plus la durée de mesure augmente, passant de quelques secondes à plusieurs minutes. Finalement, la résistance DC est déterminée par extrapolation à la fréquence zéro. La résistivité en ohm.m est ensuite calculée en multipliant par le facteur géométrique du quadripôle de mesure. La plupart des échantillons mesurent 2,5 cm de diamètre sur environ 6-7 cm de longueur. Ces dimensions sont variables et le paramètre géométrique est calculé en conséquence pour déterminer la résistivité à partir de la résistance.

$$\rho_0 = R_0 \times F_g$$

Où ρ_0 est la résistivité DC en ohm.m, R_0 est la résistance DC et F_g le facteur géométrique. Les facteurs géométriques sont calculés de la façon suivante :

Demi-carottes : $F_g = (\pi r^2 / 2) \times \text{espace entre les électrodes de potentiel}$.

Prisme : $F_g = \text{coté} \times \text{coté} \times \text{distance entre les électrodes de potentiel}$.

Carottes entières : $F_g = (\pi r^2) \times \text{espace entre les électrodes de potentiel}$, où r représente le rayon de la face circulaire.

Les mesures sont effectuées à quatre points. Soit deux électrodes de graphite situées aux extrémités, entre lesquelles le courant est injecté, et deux électrodes non-polarisables situées entre les deux extrémités, tout en respectant le plus possible une séparation de $1/5$ de la longueur totale de la carotte. La plupart du temps nous avons plutôt utilisé une séparation d' $1/3$ de la longueur de la carotte. Ce choix a été dicté par la longueur de la carotte qui ne permettait pas de respecter la règle du $1/5$. L'espacement entre les électrodes de potentiel devenait beaucoup trop petit pour pouvoir coller les électrodes utilisées.

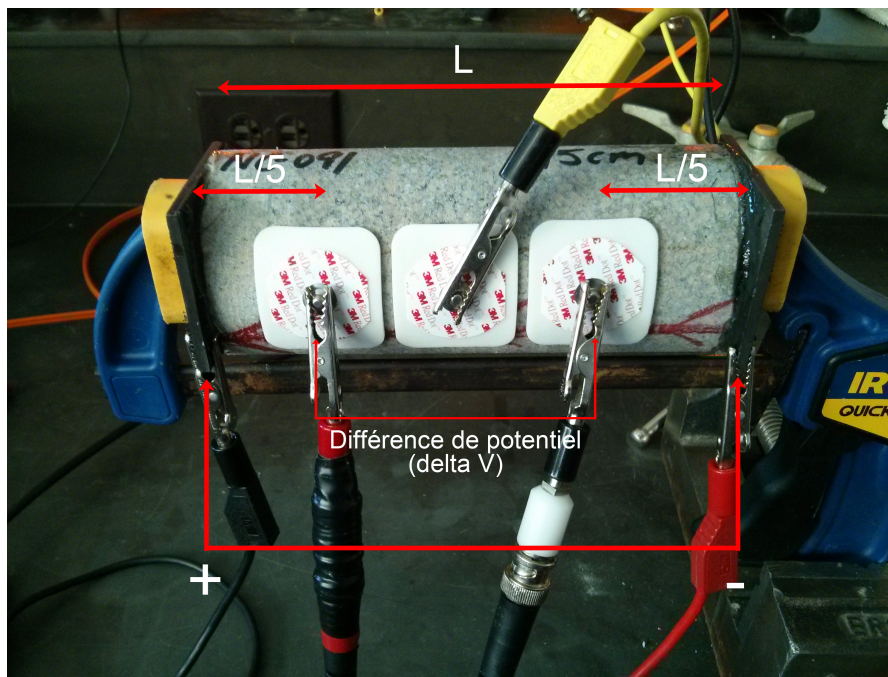


Figure 35 : Localisation des électrodes de réception (différence de potentiel) sur l'échantillon.

Lors des mesures, pour chaque fréquence, le courant appliqué est connu et un voltage est mesuré. Par la suite, il est possible d'afficher la phase et l'amplitude en fonction du spectre de fréquences utilisé.

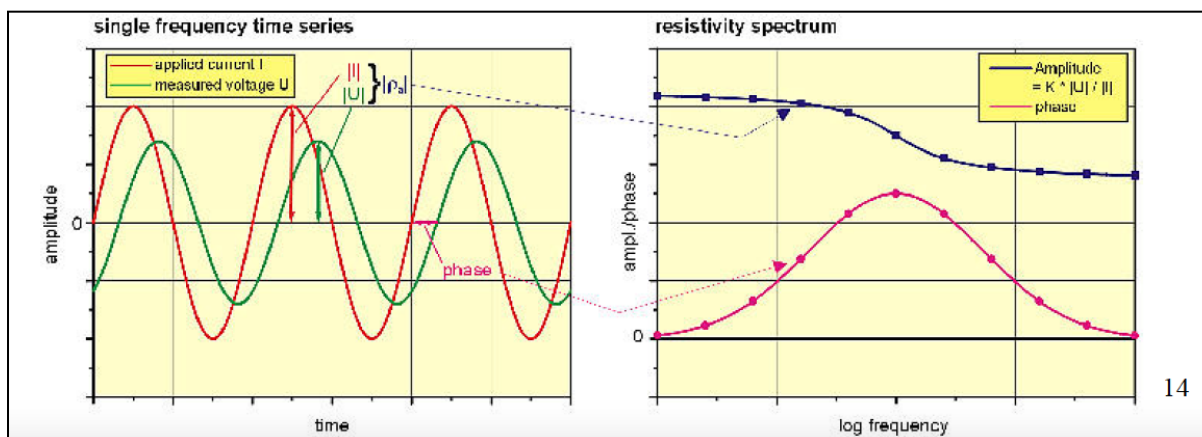


Figure 36 : (gauche) courant injecté (en rouge) et voltage mesuré (en vert) à une seule fréquence; (droite) spectres de phase (en rouge) et d'amplitude (résistivité= $K \cdot V/I$) (en bleu) (Marescot, 2016).

La plupart des minéraux silicatés et des carbonatés sont de très mauvais conducteurs électriques (Telford, Telford, Geldart, & Sheriff, 1990). En d'autres mots, les roches plutôt volcaniques et les roches ignées présentant une porosité très faible sont de mauvais conducteurs. Lorsqu'une roche contient des sulfures ou des oxydes, la conductivité croît considérablement, spécialement si ces minéraux forment des chemins interconnectés dans la roche. Un autre facteur important affectant la résistivité est la porosité. Lorsque l'eau dans les pores de la roche contient des ions en solution, la conductivité augmente également (Archie, 1942). La méthode de mesure électrique (résistivité complexe) utilisée en laboratoire est décrite dans (Bérubé et al., 2017); cette dernière est une variation d'une méthode utilisée par (Katsube, 2001)

4.3.2 Chargeabilité et temps de relaxation

La chargeabilité des matériaux terrestres est essentiellement un effet électrochimique causé par plusieurs facteurs. Tous ne sont pas encore compris complètement. Si le sol est chargeable, il répond comme si la résistivité était une quantité complexe. En d'autres mots, un changement de phase survient lorsque le sol répond à une injection de courant alternatif. Alors, la chargeabilité peut être mesurée soit avec des méthodes dans le domaine du temps ou dans le

domaine des fréquences. Les aspects affectant la chargeabilité sont : la grosseur des grains des particules dans l'échantillon, les types de minéraux en présence, les types d'ions présents dans les pores ainsi que leur mobilité, les détails des interactions microscopiques entre les surfaces solides et liquides et finalement, le **nombre** de surface donné présente pour un volume spécifique (UBC Earth and Ocean Sciences, 2007).

La chargeabilité correspond au rapport de la tension maximale de la courbe de décharge sur la tension développée quand le courant est injecté. La façon la plus conventionnelle de la calculer est par l'intégration de la tension sous la courbe de décharge observée après l'arrêt soudain d'un courant sur la tension crête du courant. La chargeabilité est fonction alors de la quantité de matériel chargeable présent dans le matériau.

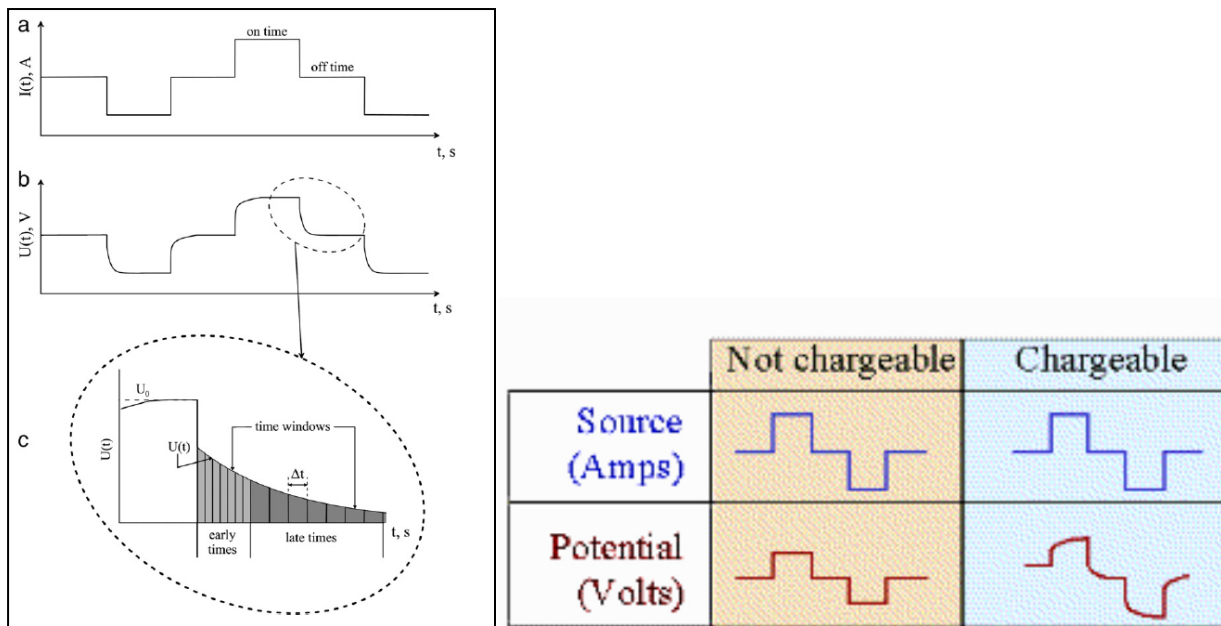


Figure 37 : (gauche) a) type de courant pulsé injecté dans le domaine du temps; b) réponse du voltage associée à la courbe en a); c) Section de la courbe b) spécifique à l'arrêt du courant (*off time*) (Gurin et al., 2013). (droite) comparaison des courbes de voltage mesuré en présence d'un élément chargeable (bleu pâle) ou non (orangé) (Oldenburg et al., 2017)

Si σ_0 représente la conductivité à la fréquence zéro et si σ_∞ représente la conductivité à la fréquence infinie, alors la chargeabilité (η) est donnée par:

$$\eta = (\sigma_\infty - \sigma_0) / \sigma_\infty$$

Il s'agit d'un nombre sans dimension variant entre $0 < \eta < 1$. On s'y réfère souvent comme la « chargeabilité intrinsèque ». La définition en haut est équivalente à définir la chargeabilité comme le ratio entre l'amplitude du survoltage (V_s) et le voltage DC (V_m) :

$$\eta = V_s / V$$

Deux phénomènes de polarisation existent dans la mesure de la chargeabilité soit la polarisation de membrane et d'électrode

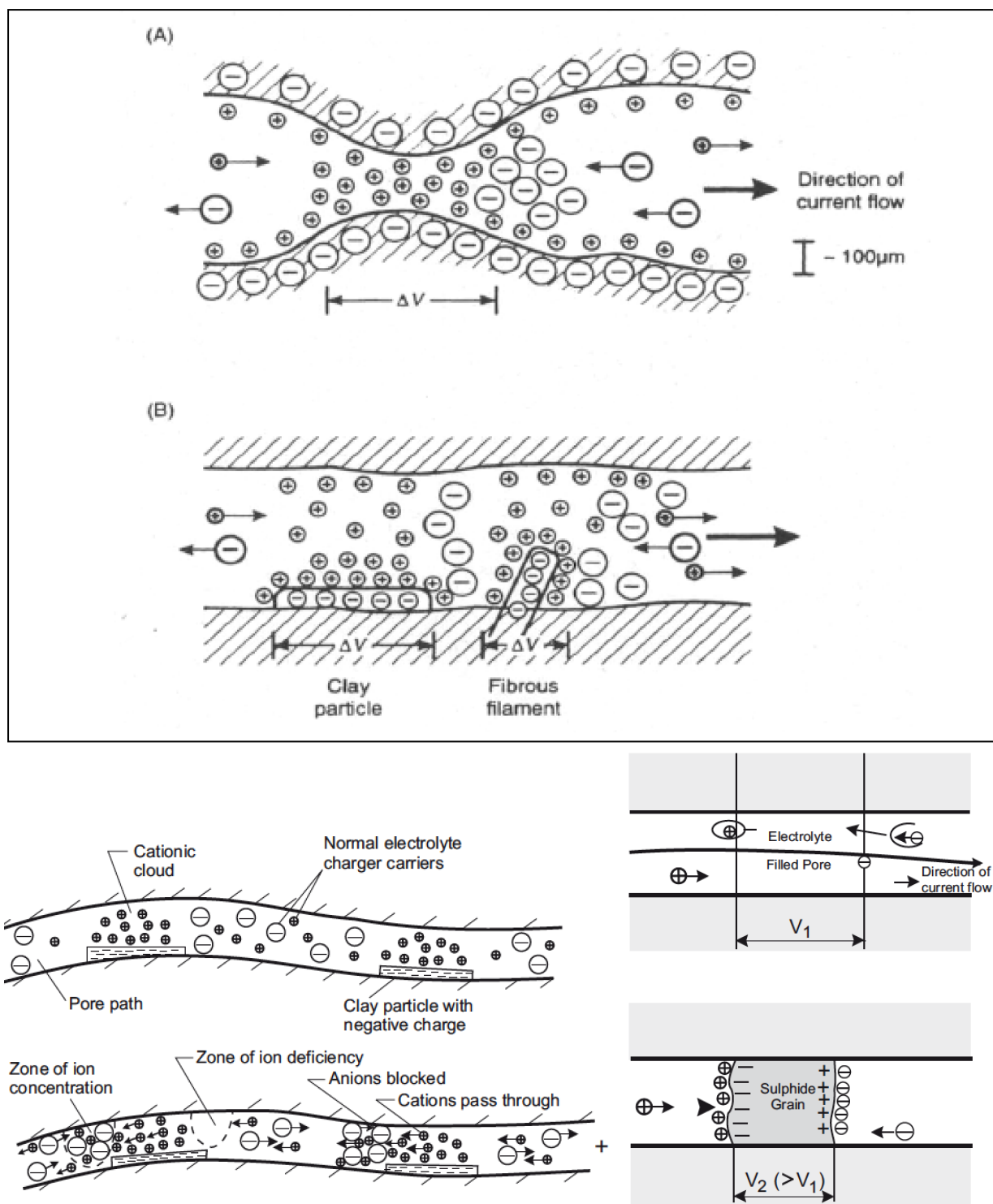


Figure 38 : À gauche, schéma montrant l'effet de polarisation de membrane. À droite, l'effet de polarisation d'électrode (Oldenburg et al., 2017)

Dans le cadre de ce projet, la chargeabilité et le temps de relaxation ont été calculés par inversion avec les données recueillies des mesures de polarisation provoquée soit la fréquence en Htz, la résistance en ohm.m avec facteur géométrique de 1, la phase, l'erreur sur la résistance, l'erreur sur la phase et le courant en mA. La méthode d'inversion est décrite dans (Bérubé et al., 2017). Ce code est une plateforme « open source » qui permet de faire des inversions de mesures de résistivités complexes de laboratoire de façon rapide et ce avec plusieurs modèles. Avec cette méthode les paramètres de polarisation induite spectrale (SIP) peuvent être obtenus avec leur incertitude soit par le modèle Cole-Cole et Dias ou bien par les approches de décomposition de Debye et Warburg (Bérubé et al., 2017). Dans le cas de ce travail de maîtrise, la décomposition de Debye a été utilisée, car elle convergeait vers une solution unique, basée sur les conclusions de cette méthode.

Pour les mesures de polarisation provoquée faites sur les affleurements, le standard de Newmont a été utilisé pour déterminer les chargeabilités. Cette méthode diffère de celle utilisée pour les mesures de laboratoires, car elle utilise l'intégrale du voltage mesuré entre les temps 0.45 et 1.1s après la coupure du courant, soit l'aire sous la courbe (J.Macnae, 2014). Les unités dans ce cas-ci sont en ms.

4.3.3 Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique est contrôlée la plupart du temps par la minéralogie et plus particulièrement par la présence et l'abondance d'oxydes de fer et de sulfures. La magnétite est probablement le minéral magnétique le plus significatif dans un contexte de porphyre cuprifère. Cette propriété est aussi affectée par la grandeur, la forme et les microstructures des grains de minéraux magnétiques ainsi que par les effets de proximité entre les grains (Mitchinson et al., 2013). Les mesures de susceptibilité magnétique, faites dans le laboratoire de la Polytechnique de Montréal, furent réalisées à l'aide du KT-10 de Terraplus avec une sensibilité maximum de 1×10^{-6} SI. La totalité des échantillons pris sur affleurements ont fait l'objet des mesures de susceptibilité magnétique. Les échantillons pour lesquels une petite carotte de 2,5 cm de diamètre ont été forés se sont vus attribuer la même valeur de susceptibilité que l'échantillon « de main ». Les mesures sont représentées en unités SI étant l'équivalent de (A/m/ (A/m).



Figure 39 : Instrument KT-10 de la compagnie Terraplus.

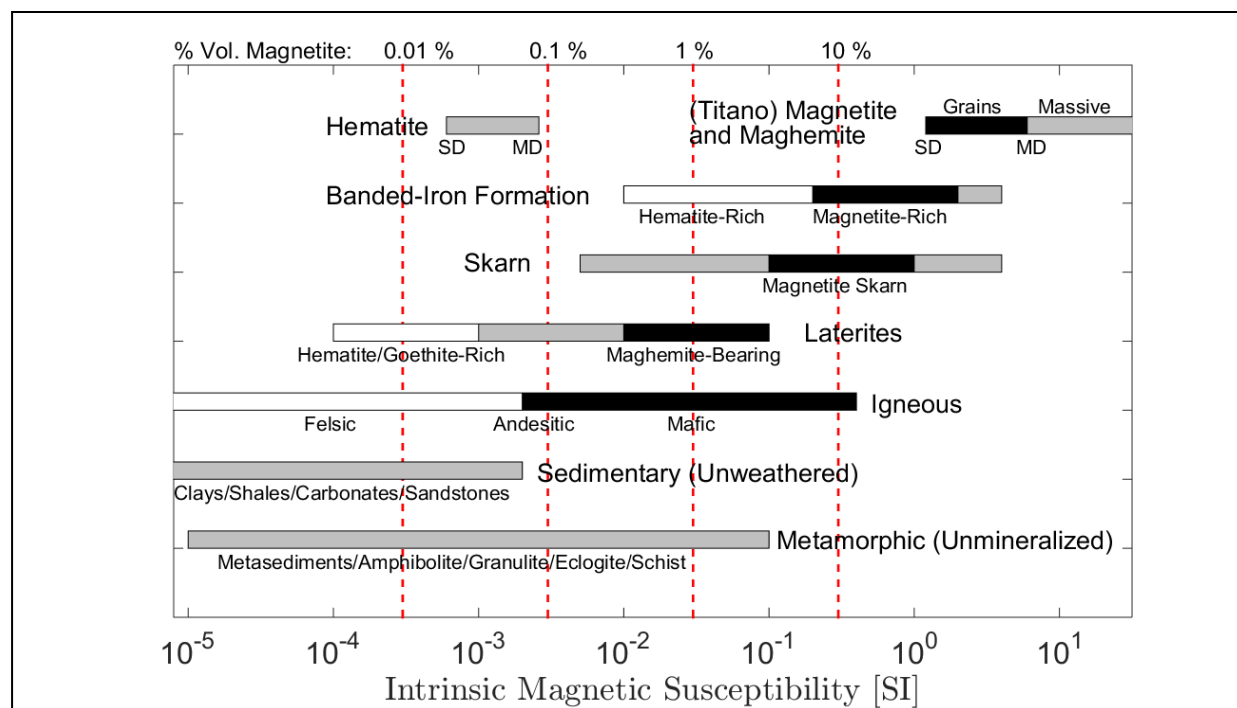


Figure 40 : Susceptibilité magnétique typique de certaines formations et minéraux avec référence à une quantité volumétrique de magnétite en présence (Oldenburg, Heagy, Cockett, Astic, Devriese, Sang, 2018)

4.3.4 Densité

La densité des roches est contrôlée en majeure partie par la minéralogie ainsi que par la porosité. La densité des roches ignées décroît généralement avec l'augmentation de la quantité de SiO_2 (Mitchinson et al., 2013). Dans les roches non-poreuses ou de très basse densité ignée, la densité est normalement une fonction des proportions relatives de minéraux mafiques (riches en fer et magnésium) et de minéraux felsiques (pauvres en fer et magnésium) (Mitchinson et al., 2013). Les roches avec une abondance importante de minéraux d'oxydes et de sulfures affichent normalement des densités très élevées. De plus, les roches poreuses, sédimentaires et bréchiques

affichent normalement des densités beaucoup plus basses en comparaison, dues à la perte de masse. La méthode utilisée pour la densité est basée sur l'article de (Johnson & Olhoeft, 1984). La densité et la porosité sont dérivées de mesures dans l'air sur des échantillons secs (poids 1) et ensuite complètement saturées en eau (poids 3). Par la suite, l'échantillon saturé en eau est remesuré immergé dans l'eau (poids 2). Avec ces trois mesures de poids, la valeur de la densité des grains ainsi que la valeur de densité saturée sont obtenues à l'aide des formules suivantes :

Densité des grains :

$$\rho_G = \rho_w * \text{poids1} / (\text{poids1} - \text{poids2})$$

La valeur de ρ_w représente la densité de l'eau soit 1 g/cm^3 . Cette densité est pour de l'eau à 4°C . La densité diminuera à $0,9982 \text{ g/cm}^3$ à 20°C . Ce calcul représente le volume de roche solide.

Densité apparente sèche :

$$\rho_B = \rho_w * \text{poids1} / (\text{poids3} - \text{poids2})$$

Densité apparente saturée :

$$\rho_S = \rho_w * \text{poids3} / (\text{poids3} - \text{poids2})$$

Cette dernière valeur sera utilisée pour les comparaisons avec la densité; l'unité est le g/cm^3 . La densité, calculée de cette manière est plus représentative de la réalité physique des roches en place avec l'eau présente dans les roches. Dépendamment de la grosseur de l'échantillon et du type de roche, des zones poreuses remplies d'air emprisonné au centre de l'échantillon pourraient ne pas ou difficilement être atteintes par l'eau.

4.3.5 Porosité

Le calcul de la porosité est directement dérivé des mesures de poids ou des estimations de densité.

$$\phi = 100 * ((\text{poids3} - \text{poids1}) / (\text{poids3} - \text{poids2}))$$

Ou

$$\phi = 100 * (1 - \rho_B / \rho_G)$$

4.3.6 Analyses d'abondances minérales (XRD)

Des analyses XRD, de l'anglais (X-ray diffraction) ont été menées sur 40 échantillons. L'analyse est fondée sur diffraction des rayons X par la matière particulièrement quand celle-ci est cristalline. La diffraction des rayons X est une diffusion élastique, c'est-à-dire sans perte d'énergie des photons (longueur d'onde inchangée), qui donne lieu à des interférences d'autant plus marquées que la matière est ordonnée. Pour les matériaux non cristallins, on parle plutôt de diffusion. Cette méthode utilise un faisceau de rayons X qui, rencontrant un cristal, est renvoyé dans des directions spécifiques déterminées par la longueur d'onde des rayons X et par les dimensions et l'orientation du réseau cristallin. Par la mesure des angles et de l'intensité des rayons diffractés, il est possible d'obtenir les dimensions de la maille cristalline, les symétries de la structure cristalline et une image tridimensionnelle de la densité électronique de la maille. À partir de cette densité, la position moyenne des atomes du cristal formant le motif cristallin peut être déterminée ainsi que, dans une certaine mesure, la nature de ces atomes (Wikipedia, 2017) Ainsi, avec les résultats que nous avons obtenus, nous avons pu établir la minéralogie, le type de minéral (chalcopyrite, pyrrhotite, pyrite) entre autres ainsi que leur quantité respective pour chacun des échantillons. À noter que les échantillons disponibles pour analyse provenaient principalement des centres minéralisés de Valley et Bethlehem. L'utilisation de ces résultats est dans le but unique de faire le lien entre les propriétés physiques et le contenu minéralogique.

4.3.7 Analyses SWIR (Short Wave Infra Red)

Les analyses SWIR de l'anglais (Short Wave infra red) renvoient aux ondes courtes du domaine infra rouge, entre 350 et 2500 nanomètres (Halley, 2008). Avec une préparation très sommaire, cette méthode permet d'identifier une grande variété de minéraux hydratés comme les argiles, les micas et autres phyllosilicates (smectite, illite, chlorite, talc, kaolinite, dickite et pyrophyllite), des minéraux calco-silicatés (épidote, amphibole), quelques carbonates (calcite, ankérite, dolomite, sidérite), des sulfates (alunite) et d'autres minéraux peu communs. Les analyses de cette recherche ont été effectuées par Guillaume Lesage et la principale information utilisée est le développement de la cristallinité de la séricite. La façon avec laquelle la séricite et la chlorite répondent aux mesures SWIR est une réflexion de la chimie du fluide hydrothermal à partir duquel ces minéraux se sont formés (Halley, 2008) Il peut être extrêmement utile d'utiliser cette information pour pouvoir délimiter des zones d'altération autour d'un gisement connu.

4.4 Mesures sur affleurement

Les mesures sur affleurement ont consisté à utiliser les surfaces d'affleurements pour y effectuer des mesures de polarisation provoquée dans le domaine du temps, de susceptibilité magnétique ainsi que des mesures de spectrométrie gamma. Les mesures de susceptibilité magnétique ont été prises de la même façon qu'en laboratoire à l'aide du même instrument (KT-10R) décrit plus tôt dans le présent chapitre, avec des espacements de 50 cm entre chacune des mesures. La totalité de la zone de mesure était englobée dans trois lignes parallèles d'une longueur d'environ 7 mètres chacune. Les mesures de polarisation provoquée dans le domaine du temps ont été prises à l'aide de l'instrument Terrameter-LS d'ABEM (Suède). Des électrodes faites sur mesure en aluminium, à base circulaire d'un diamètre d'environ 6 cm, surmontée d'une tige cylindrique d'une longueur de 6 cm, ont été utilisées pour cette méthode. Les électrodes étaient collées sur l'affleurement à l'aide d'un mélange de vermiculite et d'eau salée pour faciliter la transmission de courant et diminuer la résistance de contact avec l'affleurement.

Les mesures de spectrométrie gamma ont été prises sur affleurements à l'aide de l'instrument RS-230, une référence en prospection. Une stabilisation est nécessaire avant chaque lecture pour rendre les données de lecture indépendantes des conditions locales qui pourraient affecter les mesures. Les mesures obtenues sont les concentrations en potassium (%K), en uranium (ppm_U) et en thorium (ppm_Th). Ces mesures ont été prises pour tenter de différencier les altérations potassiques en surface avec le ratio (K/Th). Les mesures ont été prises à tous les 1 m avec un temps d'intégration par défaut de 120 sec pour permettre une statistique suffisante des lectures.



Figure 41 : Spectromètre gamma RS-230 de la compagnie RSI (Radiation Solutions Inc.)

4.5 Diagraphies de forage

Les diagraphies de forage ont été effectuées pour identifier quatre propriétés physiques soit: la susceptibilité magnétique, la résistivité/chargeabilité ainsi que les mesures gamma naturelles. Les instruments qui furent utilisés sont : le BSS-02B, une sonde pour la susceptibilité magnétique de la compagnie Bartington instruments, le QL40-ELOG4/IP avec les sondes de résistivité normale et de polarisation provoquée. Finalement, le QL40-Gam pour les mesures gamma naturel. La susceptibilité magnétique est mesurée en unité cgs [laquelle](#) a été convertie en unité SI: $1 \times 10^{-5} \text{ cgs} = 1.26 \times 10^{-4} \text{ SI}$. La résistivité est mesurée entre des électrodes séparées de 8, 16, 32 et 64 pouces. L'erreur sur les mesures est de $<1\%$ pour les mesures se trouvant entre 10 et 1000 ohm.m et de $>5\%$ pour les valeurs se trouvant entre 0,1 et 1 ohm.m) et $>5000 \text{ ohm.m}$. Dans ce travail la mesure avec la sonde de 32 pouces a été utilisée. La mesure de la chargeabilité est calculée avec les voltages d'injection et de relaxation sur les deux électrodes comme une fonction de temps. Cette information est digitalisée et [présentée](#) en données de 10 canaux échantillonnant la courbe de décharge suivant 10 fenêtres temporelles.

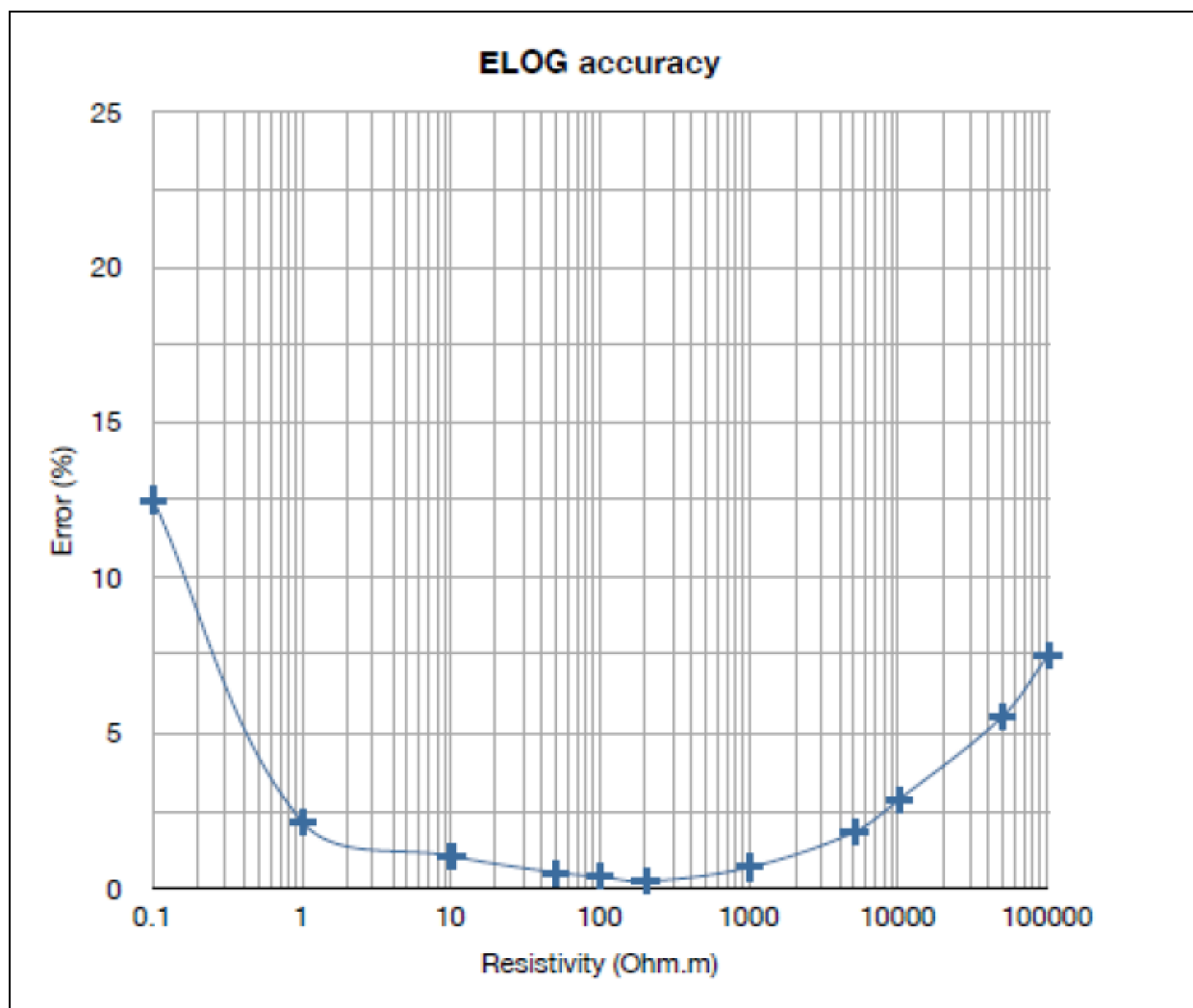


Figure 42 : Erreur sur les mesures électriques de la sonde QL40-ELOG4/IP (manuel du QL40-ELOG4/IP, Bartington instrument)

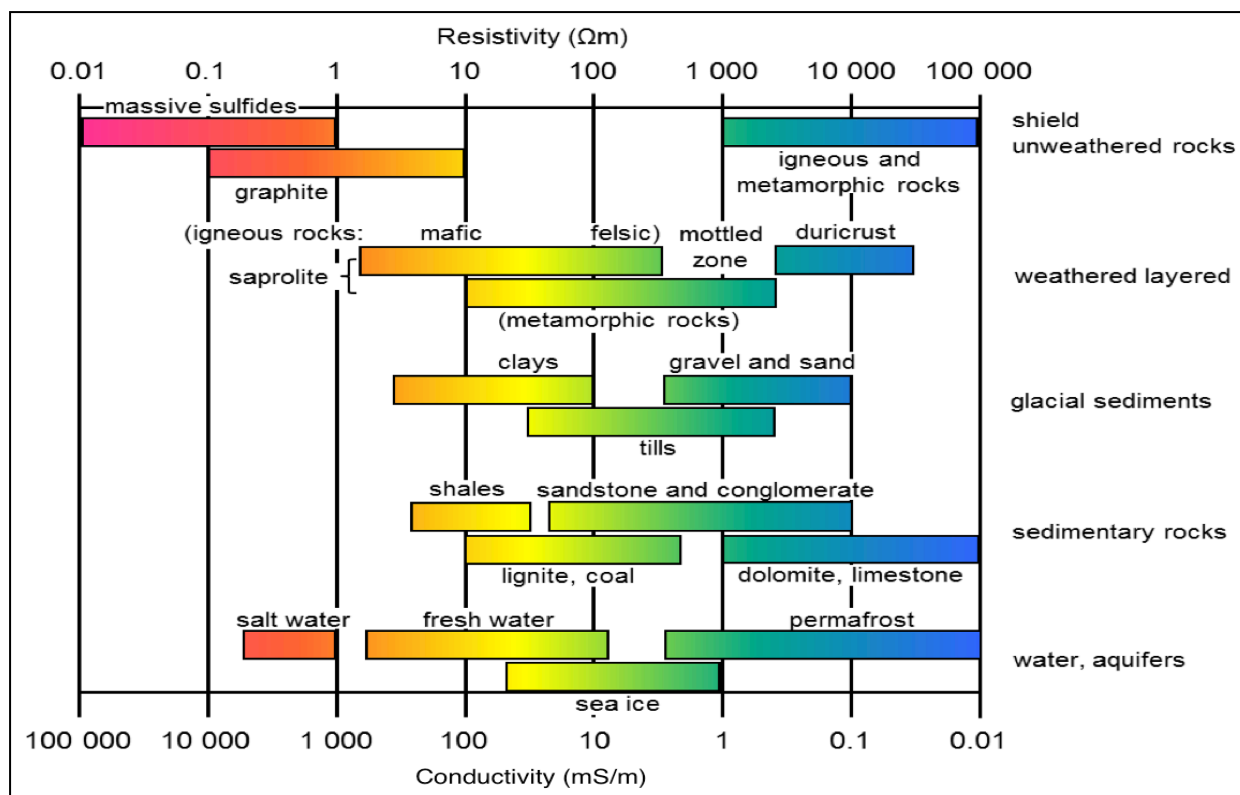


Figure 43 : Tableau des résistivités en (Ohm.m) et conductivités (mS/m) typiques pour différents types de roches, minéraux et solutions (Oldenburg et al.) .

Les mesures de radiation gamma naturelle sont mesurées avec l'utilisation d'un cristal d'iodure de sodium. Quand ce cristal est frappé par un rayon gamma, une pulsation lumineuse est émise. Cette pulsation est alors amplifiée par un tube multiplicateur photo qui donne un signal pulsé de courant à sa sortie. Ces pulses sont ensuite détectés et digitalisés. L'instrument utilisé est le QL40-Gam.

CHAPITRE 5 MESURES ET RÉSULTATS

Dans ce chapitre, les différents types de mesures utilisées pour obtenir les propriétés physiques seront validés, puis les mesures réalisées seront présentées de manière synthétique et finalement des analyses de ces résultats seront présentées en relation avec la géologie. Dans la première partie, l'accent sera mis sur la validation des données, leur répétabilité ainsi que sur des comparaisons entre les mesures sur échantillons de deux laboratoires impliqués dans ce projet : soit le laboratoire de la Commission géologique du Canada, basé à Sydney en Colombie-Britannique ainsi que de celui de Polytechnique de Montréal au Québec. Par la suite, les graphiques résultant des inversions de mesures spectrales seront présentés pour démontrer la fiabilité ainsi que les marges d'erreurs associées aux paramètres obtenus. La deuxième section présentera les estimations des erreurs sur les levés de microgéophysique sur affleurement et finalement les estimations des erreurs sur les levés de diagraphie.

5.1 Validation et estimation

Les erreurs associées aux différentes données utilisées dans ce travail ont été estimées. Les erreurs estimées de la résistivité, des chargeabilités et des temps de relaxation proviennent des résultats d'inversions des données de résistivité complexe spectrale à l'aide du modèle de décomposition de Debye (Bérubé et al., 2017).

5.1.1 Validation des protocoles et des systèmes de mesure en laboratoire

5.1.1.1 Test de répétabilité des mesures SIP

Les mesures de répétabilité, prises avec le même échantillon, les mêmes électrodes et les mêmes points de mesure, mais avec une immersion d'au moins, 24h entre les deux tests, sont présentées aux Figures 44 et 45. Les erreurs sur l'estimation de la courbe sont, en moyenne de 1,5 mrad pour les phases aux fréquences supérieures à 1Hz, excluant la fréquence 20 kHz, où l'erreur est de 4 mrad environ, mais affichent une erreur de 2 à 3,6 mrad pour les basses fréquences de $1,1 \times 10^{-2}$ Hz à $10,0 \times 10^{-2}$ Hz. Les erreurs sur l'amplitude sont sous les ~150 ohm.m

sauf aux basses fréquences de $1,1 \times 10^{-2}$ Hz à $10,0 \times 10^{-2}$ Hz où l'erreur est de 140 à 380 ohm.m. (Figures 44 et 45). 344 échantillons ont été mesurés avec cette méthode électrique (Annexe C).

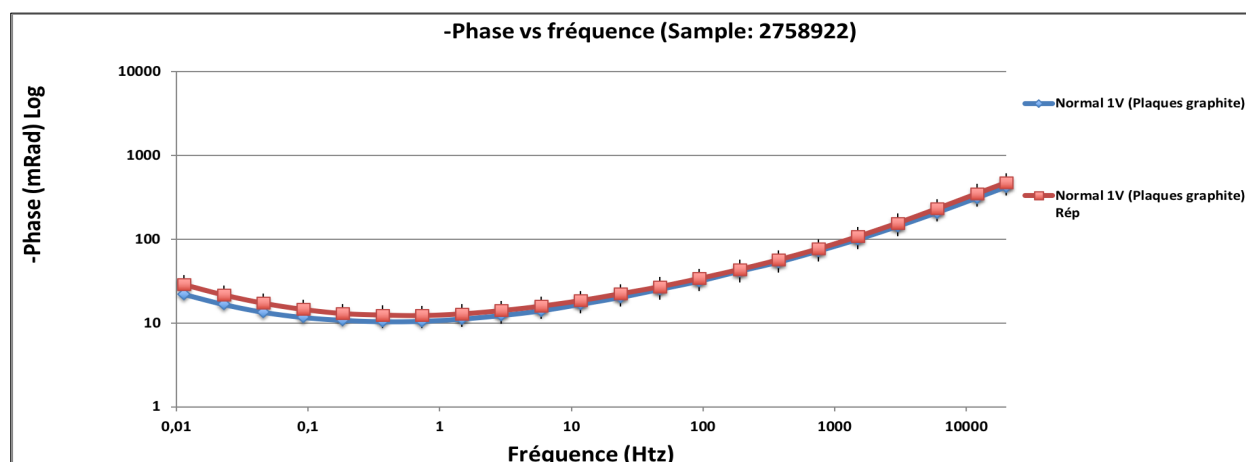


Figure 44 : Phase vs fréquence pour deux mesures sur un même échantillon afin de contrôler la répétabilité. L'échantillon a été ré-immersé dans l'eau pendant 24h entre les deux mesures pour s'assurer de sa pleine saturation.

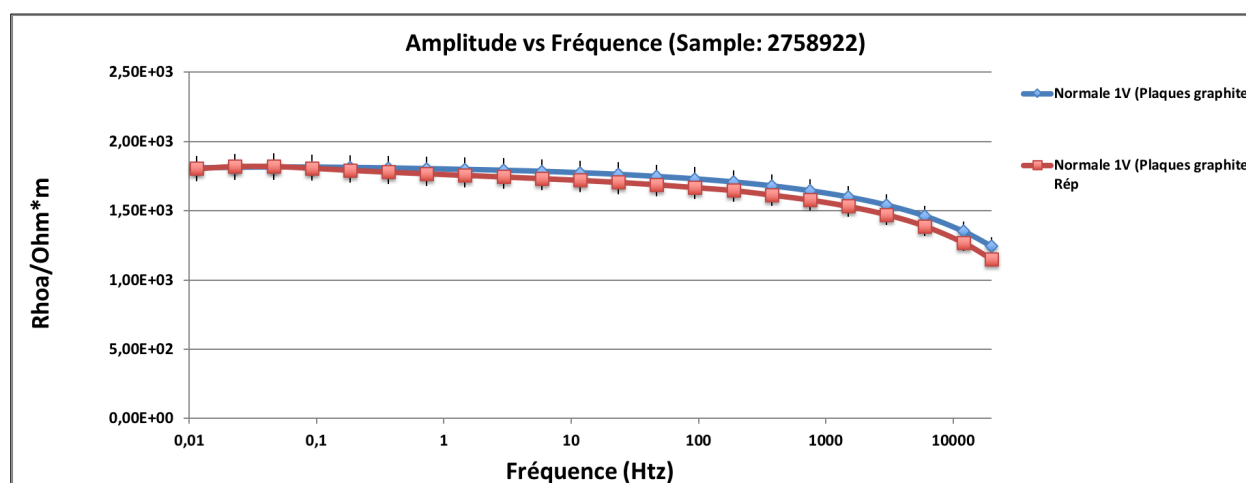


Figure 45 : Résistivité vs fréquence pour deux mesures sur un même échantillon afin de contrôler la répétabilité. L'échantillon a été ré-immersé dans l'eau pendant 24h entre les deux mesures.

5.1.1.2 Effets autres en mesures SIP

Les Figures 46 à 47 affichent les réponses de mesures faites avec deux carottes ayant des longueurs différentes (6 cm et 2 cm), provenant du même échantillon non minéralisé. Un test de réciprocité a été effectué sur la carotte la plus longue (6 cm) avec deux sources de tension différentes (1V et 4V). La réponse en amplitude est plus élevée avec des échantillons plus courts,

peu importe le type d'électrodes utilisées (Figure 46). La différence est d'un ordre de grandeur. Les barres d'erreurs montrent que les erreurs sur les mesures sont plus grandes dans les fourchettes de basses fréquences allant de 1×10^{-2} Hz et 2×10^{-1} Hz autant pour l'échantillon de 2 cm que pour l'échantillon de 6 cm, mais de façon moins importante pour l'échantillon de 6 cm. Les mesures se répètent mieux pour l'échantillon de 6 cm que pour l'échantillon de 2 cm en amplitude. La répétition se situe à l'intérieur de l'erreur sur toutes les fréquences, alors que la courbe de répétabilité de l'échantillon de 2 cm est à l'extérieur des limites maximales de lignes d'erreur sur la totalité des fréquences supérieures à 2×10^{-1} Hz. Peu importe le voltage utilisé, les barres d'erreur ne semblent pas suivre le changement de voltage.

Sur la Figure 47), la phase de l'échantillon de 2 cm n'affiche pas les mêmes valeurs que la phase de l'échantillon de 6 cm. Des variations de l'ordre de 50 mrad, sur la phase, semblent apparaître dans les fréquences inférieures à 1×10^2 Hz. Les mesures avec l'échantillon de 6 cm semblent mieux répétables, alors que les mesures à chaque fréquence se situent à l'intérieur des barres d'erreurs.

Le ratio de l'amplitude normale sur celle de l'amplitude réciproque suit une courbe constante de valeur 1 sauf dans les hautes et les basses fréquences, où il semble y avoir une augmentation dans les basses fréquences jusqu'à 10% et inversement dans les hautes fréquences. Il est à noter que dans ce cas-ci la longueur de l'échantillon semble avoir affecté davantage les réponses en amplitude. Le fait qu'il n'y ait que deux points de contact sur les plus petits échantillons pourrait défavoriser la qualité des mesures en augmentant l'amplitude des mesures sur la résistivité. Cet effet est probablement dû au fait que la roche chauffe beaucoup plus vite et perd ainsi son contenu en eau. Avec une longueur minimale 5 cm, les mesures risquent d'être plus représentatives, car le volume de roche utilisé favorise une meilleure représentation de l'hétérogénéité de la composition de la roche ainsi que les conditions in situ. Son contenu en eau risque de diminuer moins rapidement. Il serait intéressant de faire davantage d'essais avec des échantillons de 5 à 7 cm avec des porte-échantillons dans lesquels la roche est complètement immergée aux extrémités sans aucun contact entre les deux réservoirs. Les tests présentés dans cette section nous informent qu'avec des échantillons de 2 cm de longueur, une augmentation d'amplitude est à prévoir d'environ un ordre de grandeur par rapport à des échantillons de 6 cm. Le fait d'utiliser des échantillons de différentes longueurs semble donner des résultats similaires en termes de phase.

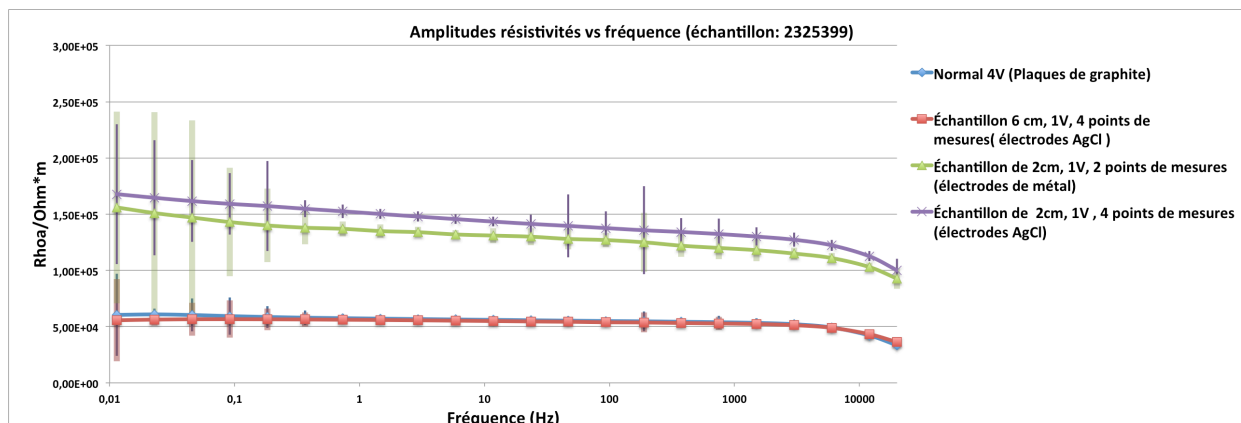


Figure 46 : Résistivité (ohm.m) vs fréquence pour quatre mesures : (bleu) mesure de résistivité complexe spectrale dans la configuration IP normal avec carotte de 6 cm (voir Figure 35) et une source de tension de 4V; (rouge) mesure avec inversion des pôles d'injection avec les électrodes Ag-AgCl et la même carotte de 6cm, source de tension de 1V; (vert) mesure avec électrodes de métal avec une carotte de 2 cm, source de tension de 1V avec 2 points de mesures; (mauve) mesure avec électrodes Ag-AgCl avec la même carotte de 2 cm, source de tension de 1V et 4 points de mesures. À la suite de ce test, la source de tension de 1V, les électrodes non-polarisables Ag-AgCl et des carottes de longueur égale ou supérieure à 6 cm ont été utilisées. Barres d'erreurs selon les couleurs de la courbe.

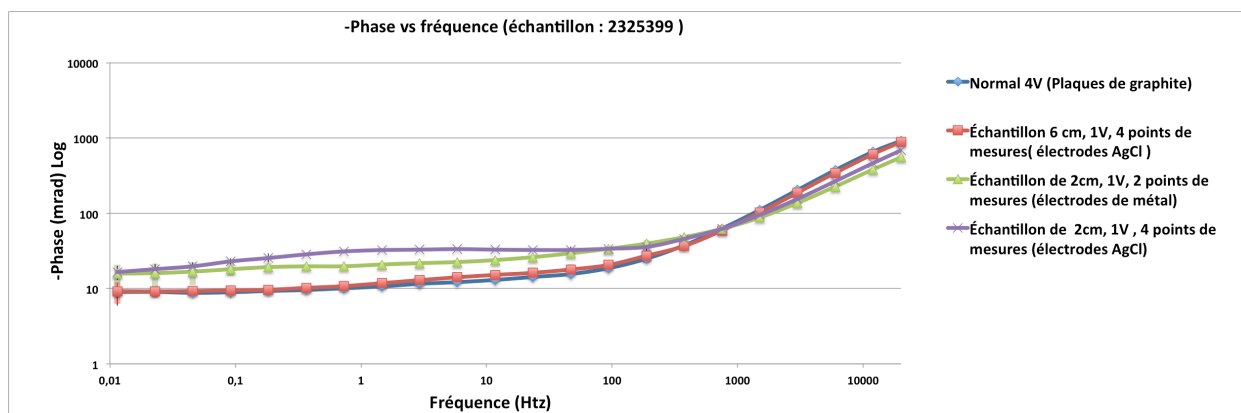


Figure 47 : Phase vs fréquence pour quatre mesures : (bleu) mesure de résistivité complexe spectrale dans la configuration IP normal avec carotte de 6 cm (Figure 35) et source de tension de 4V; (rouge) mesure avec inversion des pôles d'injection avec les électrodes Ag-AgCl et la même carotte de 6cm, source de tension de 1V; (vert) mesure avec électrodes de métal avec une carotte de 2 cm, source de tension de 1V avec 2 points de mesures; (mauve) mesure avec électrodes Ag-AgCl avec la même carotte de 2 cm, source de tension de 1V avec 4 points de mesure. À la suite de ce test, la source de tension de 1V, les électrodes non-polarisables Ag-AgCl et des carottes de longueur égale ou supérieure à 6 cm ont été utilisées. Barres d'erreurs selon les couleurs de la courbe.

5.1.1.3 Test de répétabilité de la susceptibilité magnétique

Les mesures de susceptibilité magnétique réalisées au laboratoire affichent des répétabilités se situant à l'intérieur d'une erreur moyenne d'environ 10% (SI) de la valeur

mesurée (Figure 48). Les incertitudes associées aux mesures de susceptibilité magnétique sont estimées par le rapport de l'écart-type sur la valeur moyenne de dix lectures par échantillon. Plus l'écart-type est faible, plus la valeur est constante sur l'échantillon. Plusieurs essais ont été faits sur les mêmes échantillons avec deux instruments différents pour vérifier les différences entre instruments. Ces propriétés ont été mesurées à plusieurs reprises sur le même échantillon et sur des échantillons de différentes tailles. Il est important de noter que 10 mesures ont été prises sur le même échantillon pour l'estimation initiale ou l'estimation à la répétition. Les valeurs des mesures prises sur des échantillons décimétriques peuvent varier légèrement dû à l'hétérogénéité de la composition minéralogique sur le volume investigué par l'instrument; également les mesures ne sont pas prises exactement aux mêmes endroits d'une fois à l'autre sur le même échantillon. Notons que les susceptibilimètres utilisés ayant une limite de détection de $1,0 \times 10^{-6}$ SI, la majorité des variations de lecture sur un échantillon sont causées par l'hétérogénéité de la minéralogie sur le volume investigué.

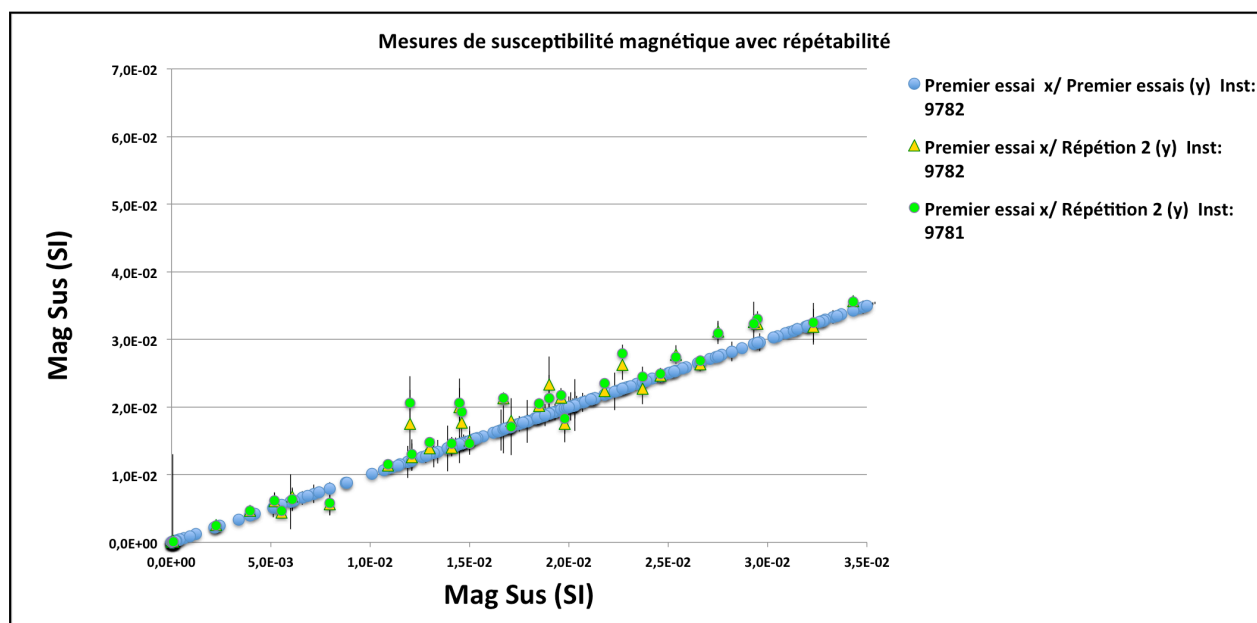


Figure 48 : Valeurs de susceptibilité magnétique obtenues sur une série d'échantillons. En bleu, la courbe référence ayant les mêmes valeurs en X et Y, provenant du premier essai réalisé avec le susceptibilimètre #9782. En jaune, points de mesures obtenus après répétition des mesures sur environ 30% de la totalité des échantillons originaux et ce avec le susceptibilimètre #9782. En vert, les mesures de répétabilité obtenues après répétition des mesures, sur les mêmes 30% de la totalité des échantillons, avec l'instrument # 9781.

5.1.1.4 Test de répétabilité de l'estimation des densités

Les mesures de densité, réalisées au laboratoire, consistaient en une séquence identique à chaque mesure. Premièrement, l'échantillon était pesé à sec, ensuite, complètement immerger dans l'eau pour une période de 48h. La deuxième mesure se faisait avec l'échantillon gorgé d'eau à l'air libre et finalement, la dernière mesure consistait à prendre le poids de l'échantillon saturé, mais cette fois-ci immergé dans l'eau. Ensuite, tous les échantillons ont été remis pendant 24h à 110° pour sécher. Environ 10% de la totalité des échantillons furent remesurés pour les répétitions. La moyenne du premier essai de mesures était de 2,65 g/cm³, l'écart-type de 0,11 g/cm³ et 68% des valeurs mesurées se situaient entre 2,53 et 2,77 g/cm³. La moyenne de la première répétition était de 2,67 g/cm³, l'écart-type de 0,055 g/cm³ et 68% des valeurs se trouvaient entre 2,61 et 2,73 g/cm³. Finalement, la moyenne de la deuxième répétition était de 2,65 g/cm³, l'écart-type de 0,063 g/cm³ et 68% des valeurs se trouvaient entre 2,59 et 2,71 g/cm³. Ces propriétés furent mesurées à plusieurs reprises sur un même échantillon et sur des échantillons de différentes tailles. À noter que le premier essai comptait 334 échantillons et que les répétitions comptaient 28 échantillons. Si le poids sec n'est pas identique d'une mesure à une autre, des variations de mesures sur la densité peuvent survenir. Aussi, il est important de noter ici que, pour les mesures de densité, plus l'échantillon est petit, plus l'erreur augmente, car son poids plus léger, influencera moins la mesure due à la sensibilité des balances utilisées. Les erreurs associées aux mesures de densité et de porosité sont une sommation des erreurs de chaque composante qui compose le calcul de la densité et de la porosité. La densité a une erreur estimée à 0,003 g/cm³ et la porosité à 0,2 % (Figure 49).

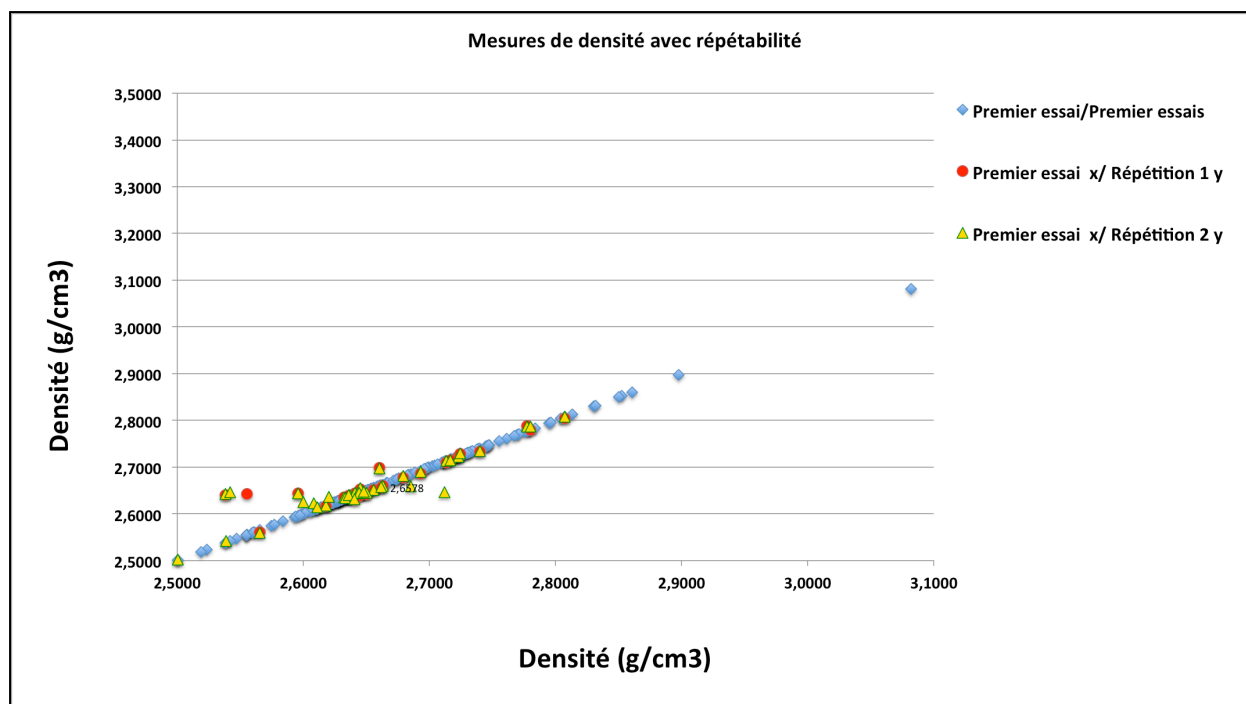


Figure 49 : Mesures de densité. En bleu, ligne référence ayant les mêmes valeurs en X et Y provenant du premier essai. En rouge, mesures répétées une première fois. En jaune, mesures répétées une seconde fois. Les répétitions ont été faites sur environ 15% de la totalité des échantillons et la procédure consistait au séchage complet pendant 24h suivi d'une ré-immersion d'une durée de 48h. 255 échantillons mesurés dans le premier essai.

5.1.1.5 Test de répétabilité de l'estimation des porosités

Les mesures de porosité (Figure 50) représentent la propriété physique pour laquelle les mesures ont été les plus difficiles à répéter en comparaison avec les autres propriétés. Ces propriétés furent mesurées à trois reprises sur un même échantillon et sur des échantillons de différentes tailles. La moyenne sur le premier essai de mesure était de 1,98 % avec écart-type de 1% et 68% des valeurs mesurées se situant entre 0,96 et 3% de porosité. La moyenne de la première répétition était de 1,5% avec écart-type de 0,5% et 68% des valeurs mesurées se situant entre 0,97 et 2% de porosité. La moyenne de la deuxième répétition était de 2,2% avec un écart-type de 1,8 et 68% des valeurs se trouvant entre 0,39 et 4% de porosité. Advenant un séchage incomplet de l'échantillon ou une saturation différente lors de la seconde immersion, des variations sur les mesures de densité et de porosité seraient possibles.

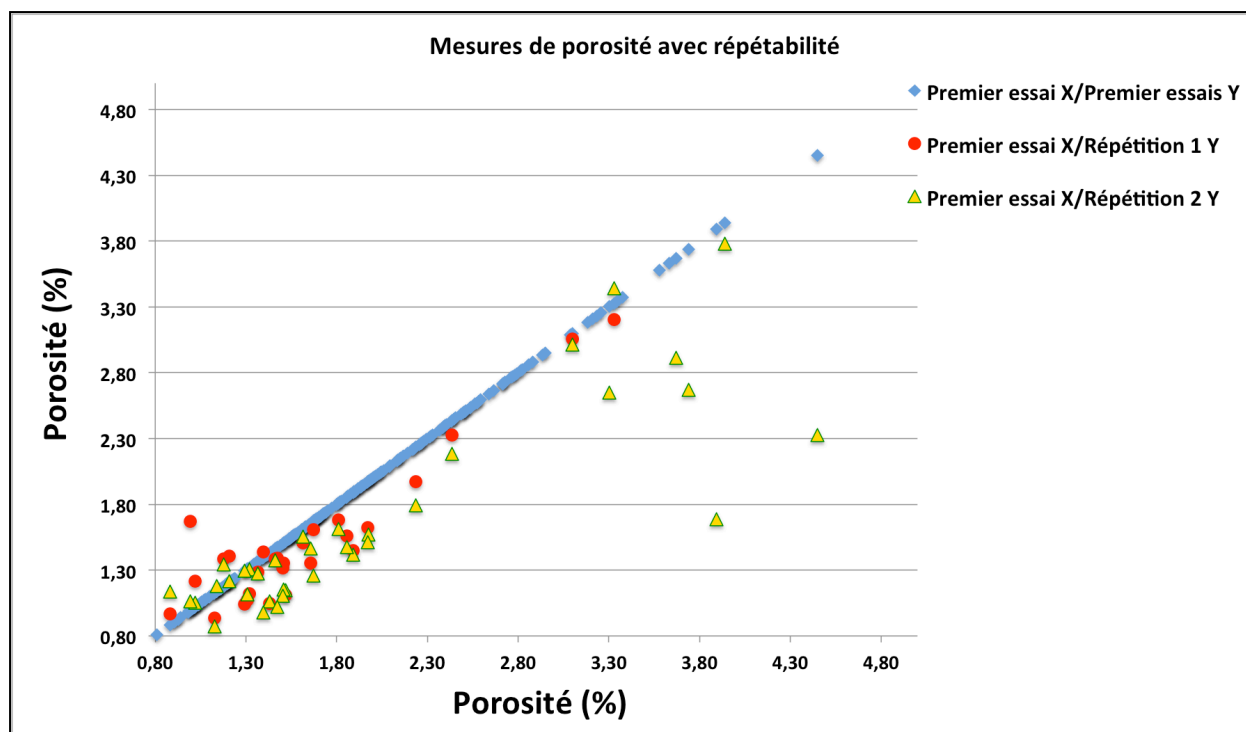


Figure 50 : Graphique représentant les mesures de porosités répétées. En bleu, ligne référence ayant les mêmes valeurs en X et Y provenant du premier essai. En rouge, mesures répétées une première fois. En jaune, mesures de la deuxième répétition. Les répétitions ont été faites sur environ 15% de la totalité des échantillons et la procédure consistait au séchage complet pendant 24h suivi d'une ré-immersion d'une durée de 48h. 255 échantillons mesurés dans le premier essai.

5.1.1.6 Comparaison CGC-Polytechnique des propriétés physiques

Les mesures effectuées par le laboratoire de Polytechnique ont été comparées avec celles réalisées par le laboratoire de la Commission Géologique du Canada (CGC). Le coefficient de corrélation obtenu en ajustant un modèle linéaire entre les mesures estimées pour les deux laboratoires sur les mesures de susceptibilité magnétique est de 0,87 avec réjection d'une valeur sur 339. La pente de 0,8 signifie que nous obtenons des valeurs légèrement inférieures à celles mesurées au laboratoire de la CGC. Les coefficients de corrélation calculés pour la densité, sont de 0,912 avec la réjection de 36 valeurs sur 343 mesures et de 0,903 pour la porosité est avec réjection de 136 valeurs sur 342 mesures. Si aucune valeur n'est rejetée dans le cas de la porosité, on obtient un coefficient de corrélation de 0,18. C'est donc pour cette raison que nous n'utilisons pas la porosité comme index ou proxy. Les valeurs de densité qui ont été rejetées sont celles avec une différence entre les deux laboratoires supérieure à 0,1 g/cm³. Pour la porosité, ce sont les

valeurs avec une différence supérieure à 0,9% entre les deux laboratoires qui ont été rejetées. Pour la porosité, il y a une relative concordance sachant que les échantillons ne sont pas les mêmes. La méthode de mise sous vide utilisée par la CGC pour augmenter le degré de saturation fait en sorte que les porosités mesurées par la Polytechnique paraissent plus basses avec une pente de 0,8. Les densités mesurées entre les deux laboratoires affichent une bonne corrélation. Les deux façons de mesurer cette propriété physique produiraient des résultats similaires. La résistivité affiche un coefficient de corrélation beaucoup moins bon avec 0,49 avec 29 valeurs de rejetées sur 177 mesures. De grands écarts de valeurs existent entre les deux laboratoires. Le fait que de petits volumes soient investigués, que la porosité soit relativement faible (<3% pour 90% des échantillons), que nous utilisons des liquides de saturation de résistivité différente pour les deux laboratoires et que les échantillons soient plutôt hétérogènes, apporte son lot d'incertitudes pour cette mesure, même si les échantillons ont été prélevés du même bloc ou de la même carotte. Les mesures utilisées dans le cadre de ce projet sont celles ayant été effectuées par la Polytechnique.

Tableau 3 : Coefficients de corrélation et modèles linéaires ajustés entre les résultats de mesures des laboratoires de CGC et celui de la Polytechnique.

Propriété	Coefficient de corrélation	Droite de régression
Susceptibilité magnétique	0,87	$y = 0,79x$
Densité	0,91	$y = 0,91x + 0,23$
Porosité	0,9	$y = 0,82x + 0,69$
Résistivité	0,49	$y = 0,86x$

5.1.2 Estimation des erreurs des levés microgéophysiques sur affleurement

L'estimation des erreurs sur les levés de microgéophysique a été faite avec les valeurs de tous les points de mesure pour chacune des propriétés physiques. Pour les susceptibilités magnétiques, 10 mesures ont été prises à chaque espacement de 50 cm sur chacune des lignes de l'affleurement. Les mesures de spectrométrie gamma ont été prises avec un instrument qui doit être calibré pour ensuite prendre les lectures pendant 120 secs. Ce temps d'acquisition a été établi avec plusieurs essais pour s'assurer d'une bonne réponse. Il est aussi le temps préenregistré par défaut de l'instrument. Les mesures ont été prises aux mètres en suivant les lignes établies sur les affleurements pour les mesures de susceptibilité magnétique et de polarisation provoquée. Les

mesures électriques ont été prises avec un instrument qui permet de voir les points de mesures ayant des bonnes ou des mauvaises connexions au sol et permettait de les rejeter avant de faire la lecture. Cette partie représentait un bon défi dû aux multiples fissures présentes sur les affleurements à certains endroits. Certaines valeurs trop grandes ont été rejetées, car il semblait y avoir des problèmes de lecture.

5.1.3 Estimation des erreurs sur les levés de diagraphie

Les estimations des erreurs pour les diagraphies ont été faites par le technicien de la compagnie Teck qui s'assurait du contrôle qualité lors des relevés en faisant les calibrations nécessaires avant chaque descente en forage et ce pour chaque instrument utilisé.

5.2 Évaluation des propriétés physiques sur échantillon

5.2.1 Polarisation provoquée spectrale (SIP)

Graphique de phase vs fréquences de la géologie non-minéralisée

Les graphiques du spectre de phase donnent des informations sur les changements de phase en fonction des fréquences. Certains types de minéralogie, altérations ou de lithologie peuvent affecter les réponses de phases à des fréquences particulières. Les réponses en phase en fonction de la fréquence mesurées sur les 74 échantillons de Mike d'Angelo, non-minéralisés et très faiblement altérés par endroits (Figure 51), montrent pour 90% des échantillons une réponse très faible, inférieure à 20 mrad entre 10^{-2} et 30 Hz. Les valeurs plus fortes au-dessus de 30 Hz sont causées par les contributions de la composante diélectrique et des couplages EM. Les phases importantes observées pour environ six courbes entre 1×10^{-2} Hz et 1 Hz pourraient être dues à des traces de minéralisation ou d'altération argileuse non-identifiées lors de l'examen.

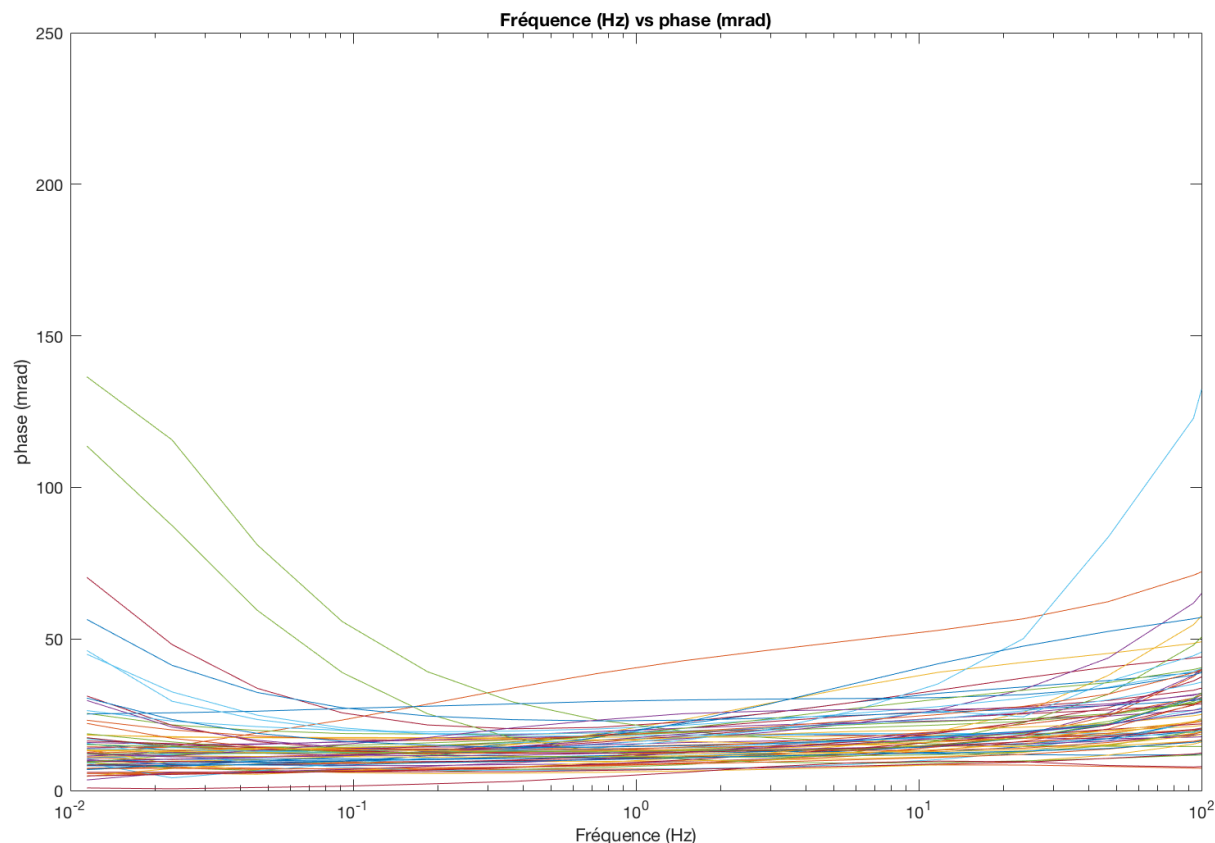


Figure 51 : Réponses de phase vs fréquence pour les échantillons non-minéralisés et très faiblement altérés par endroits recueillis sur différentes lithologies par Mike D'Angelo (2016)

Graphique de phase vs fréquences des différentes altérations et minéralisations

Les réponses-types des diverses minéralisations, altérations et lithologies vont être décrites en se servant des réponses de certains échantillons. Tous les échantillons qui présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques suivent les mêmes types de réponse. Les échantillons ne présentant aucune altération (Figure 52) n'affichent aucun déphasage au-dessous de 100 Hz. Les échantillons présentant de l'altération en muscovite affichent un déphasage de 30 à 50 mrad autour de 20 Hz (Figure 53). Les échantillons montrant une altération de minéraux mafiques en Chl (Figure 54) et minéraux felsiques en Ep (Figure 55) ainsi que ceux présentant une altération potassique (Figure 56) n'affichent aucun déphasage significatif. Les échantillons avec minéraux mafiques/felsiques altérés en muscovite (séricite) (Figure 57) affichent un déphasage similaire aux échantillons présentant une altération en muscovite (Figure 53) de l'ordre de 30 à 50 mrad autour de 20-25 Hz. Un échantillon provenant d'une veine de quartz contenant de la muscovite

(Figure 58) affiche un déphasage important aux basses fréquences ($<1\text{Hz}$) culminant à $1 \times 10^{-2}\text{ Hz}$, de l'ordre de 120 mrad. Les échantillons présentant une altération calcique-sodique très avancée (Figure 59), n'affichent en général aucun déphasage.

Les échantillons avec une forte minéralisation dans une veine de quartz, soit en Cpy et Bn (0,48% Cu et 0,59%Fe pour l'échantillon # NC_054), soit en Cpy et Py (1% Cu et 2% Fe pour l'échantillon # NC_025; 0,8% Cu et 8% Fe pour # NC_048) affichent de fortes réponses en phase de 200 mrad à $\sim 0,5\text{ Hz}$ (Figure 60), de 700 mrad à $\sim 1 \times 10^{-2}\text{ Hz}$ (Figure 61) et de 400 mrad à $\sim 1\text{ Hz}$ (Figure 62), respectivement.

Les grandes variations dans les fréquences supérieures à 1000 Hz sont normalement dues à des effets diélectriques ainsi qu'aux couplages électromagnétiques et capacitifs.

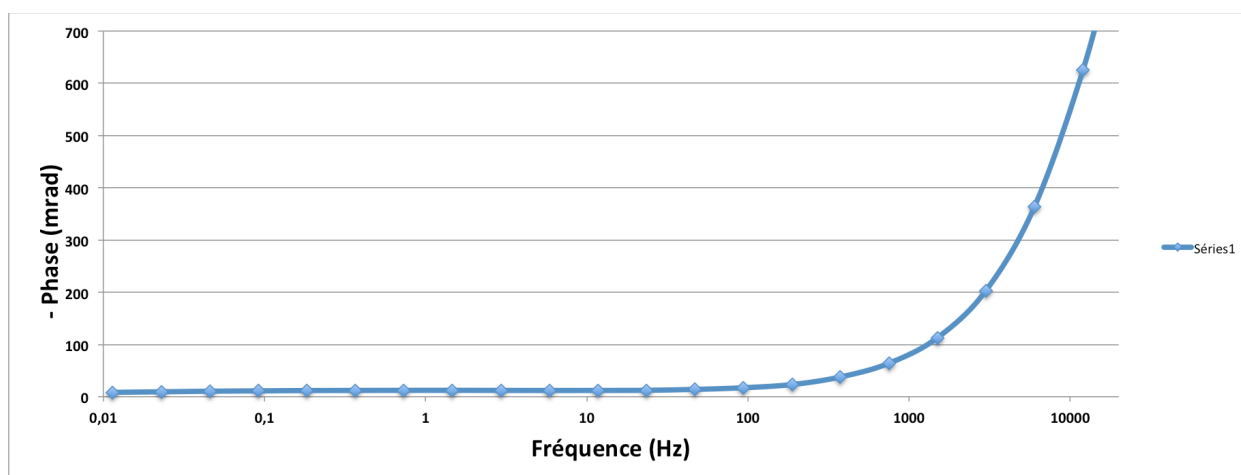


Figure 52 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238808 (8,6 cm). Aucune altération.

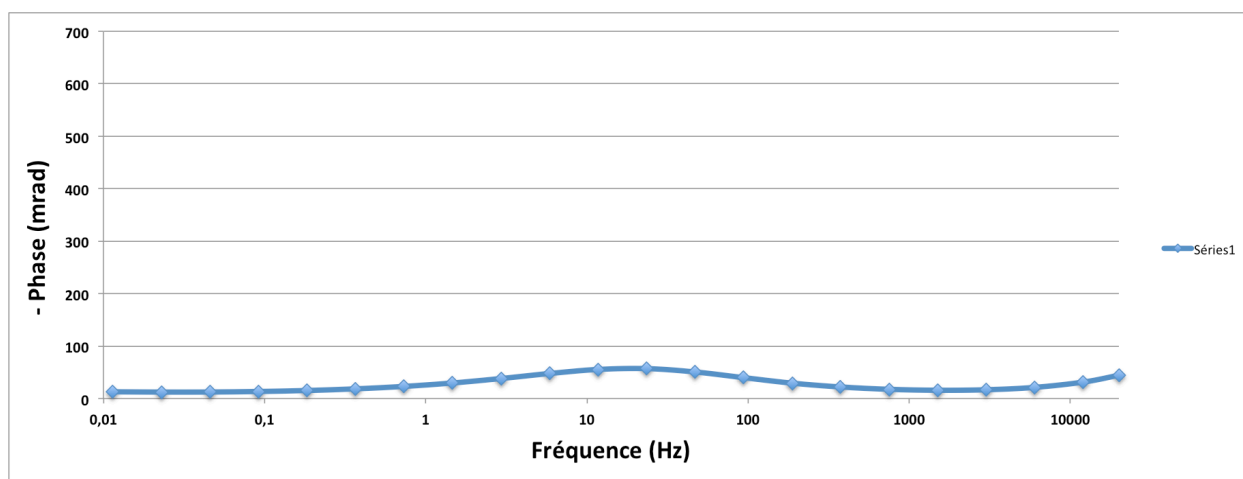
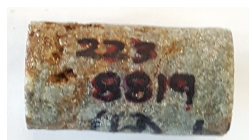


Figure 53 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238819 (5 cm). Altération en muscovite.

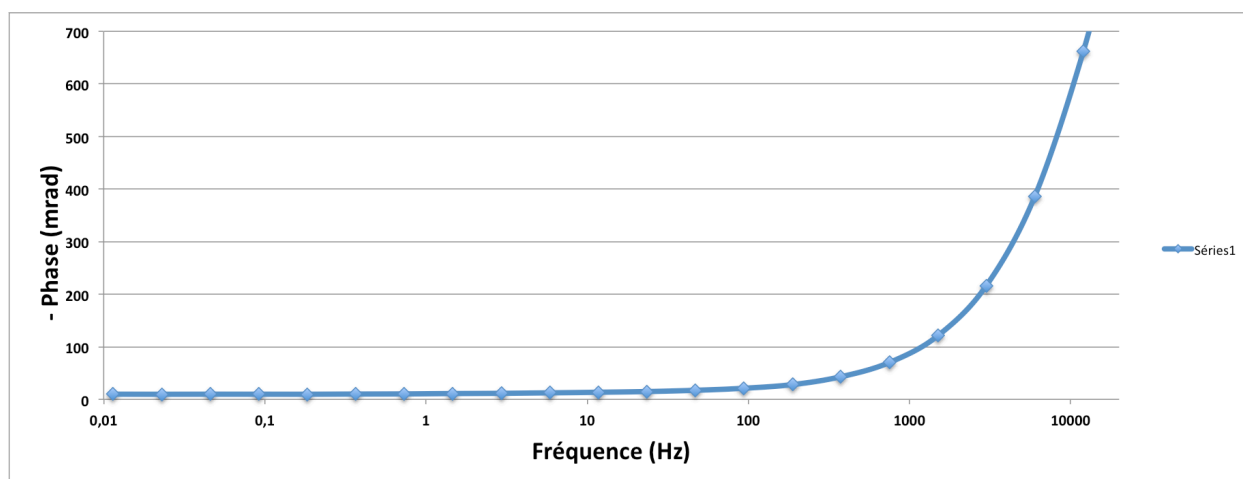
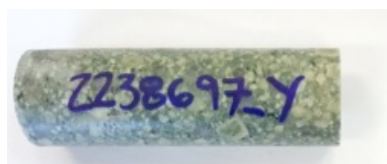


Figure 54 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238697 (8,9 cm). Altération des minéraux mafiques en Chl.

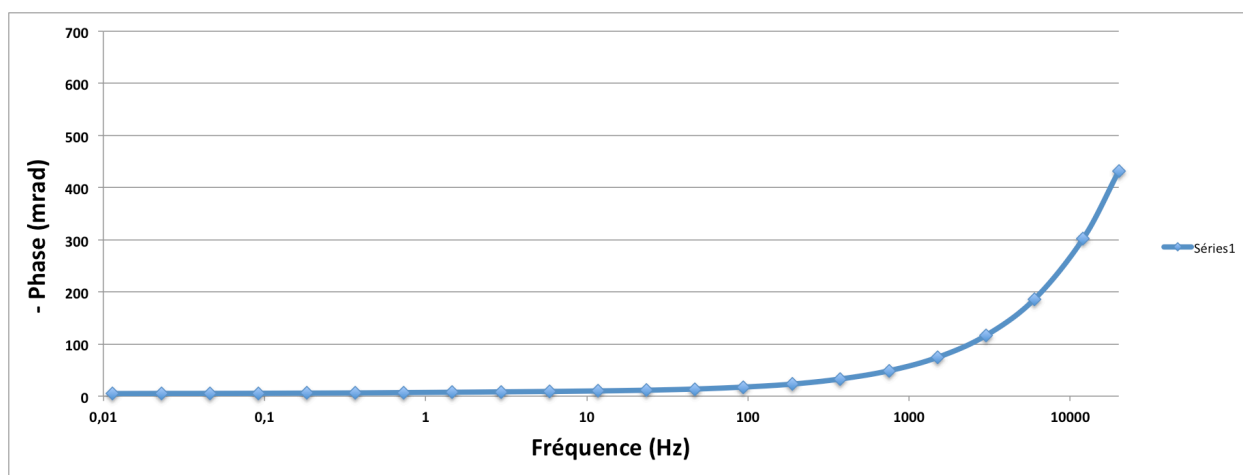


Figure 55 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238848 (6 cm). Altération des minéraux mafiques en Chl et felsiques en Ep

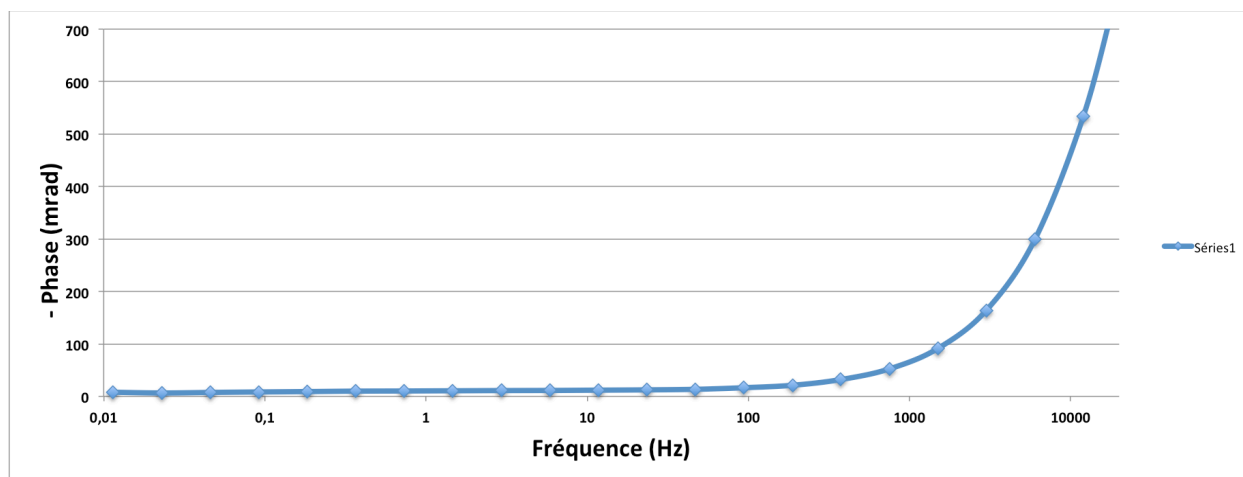


Figure 56 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238654 (6,8 cm). Altération potassique.

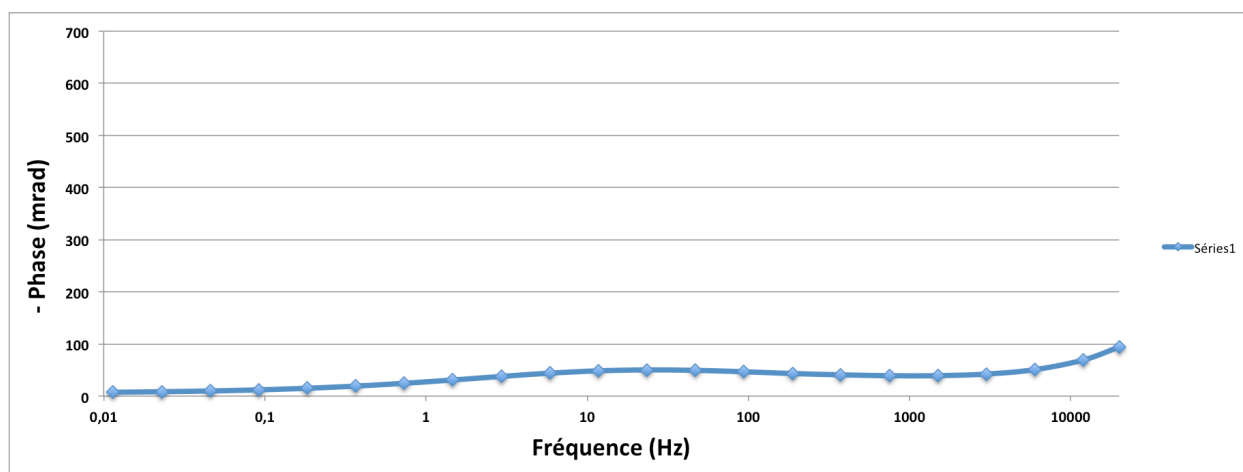


Figure 57 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238875 (8,6 cm). Altération des minéraux mafiques/felsiques en muscovite (séricite)

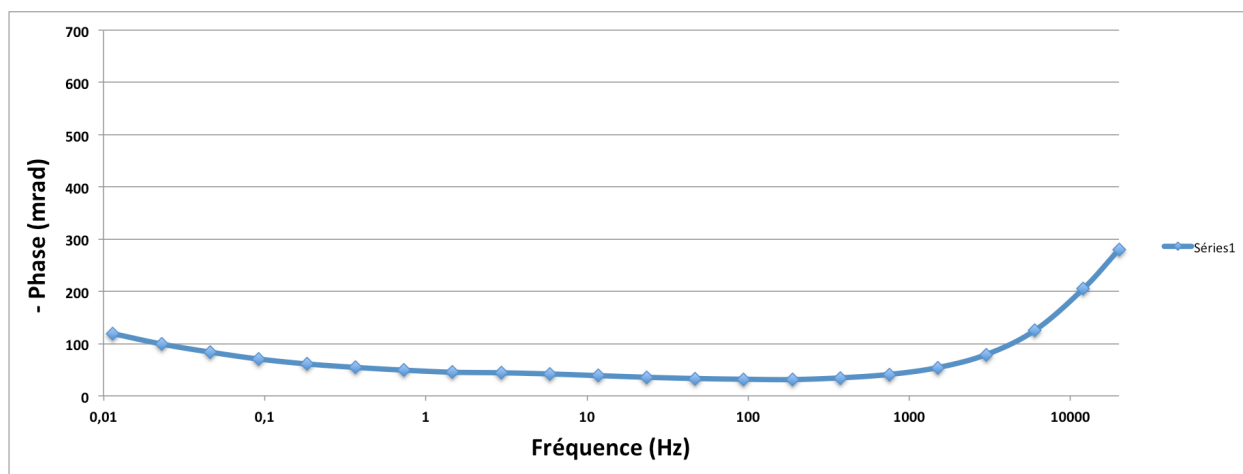
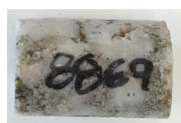


Figure 58 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238869 (3,9 cm). Veine de quartz-muscovite.

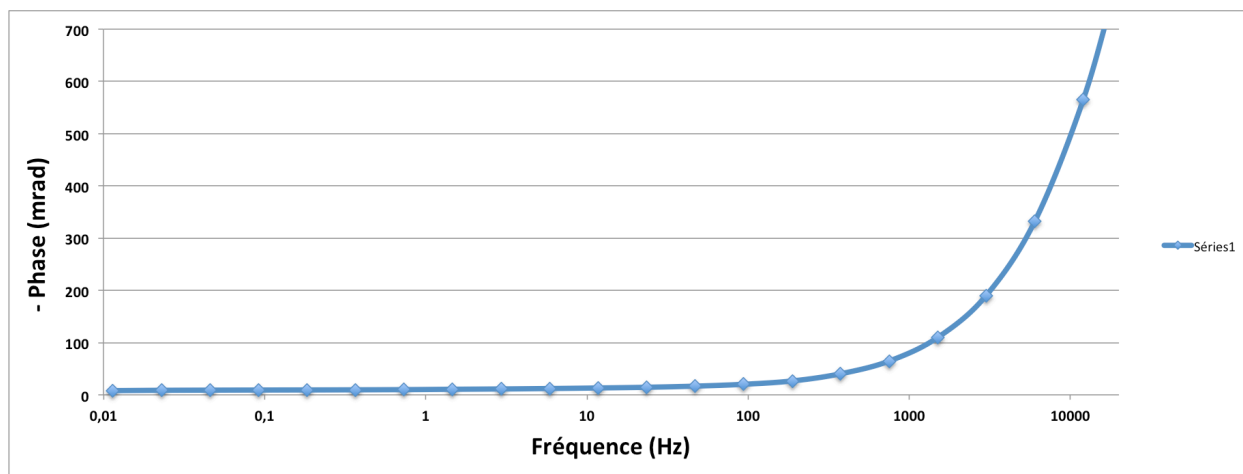
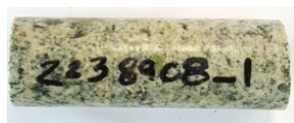


Figure 59 : Phase vs fréquence. Échantillon 2238908 (7,7 cm). Altération très avancée calcique-sodique.

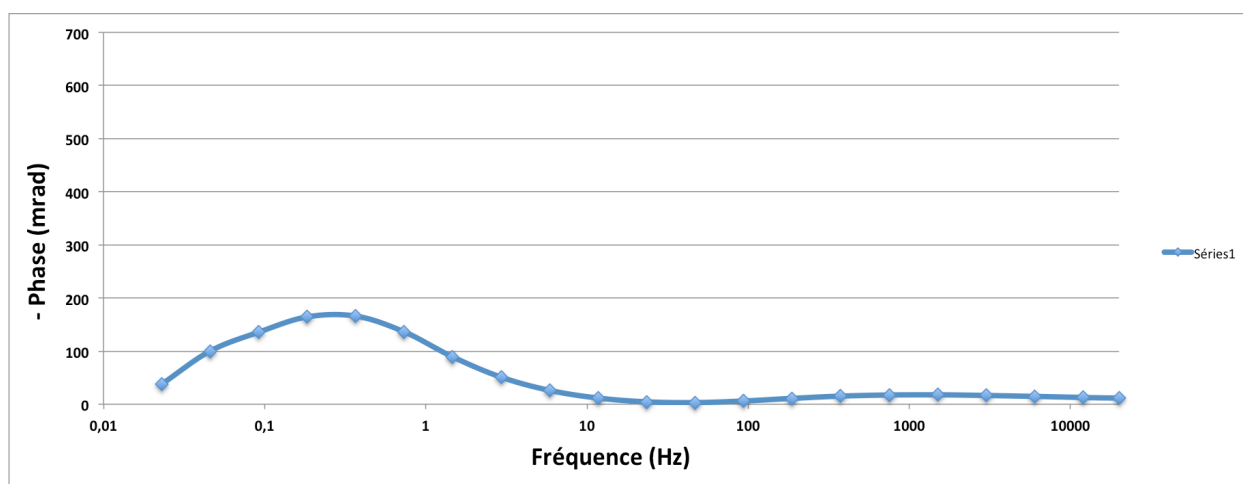


Figure 60 : Phase vs fréquence. Échantillon NC_054 (14 cm). Veine de quartz avec 0,48% de Cu et 0,59% Fe, minéralisée en Cpy + Bn.

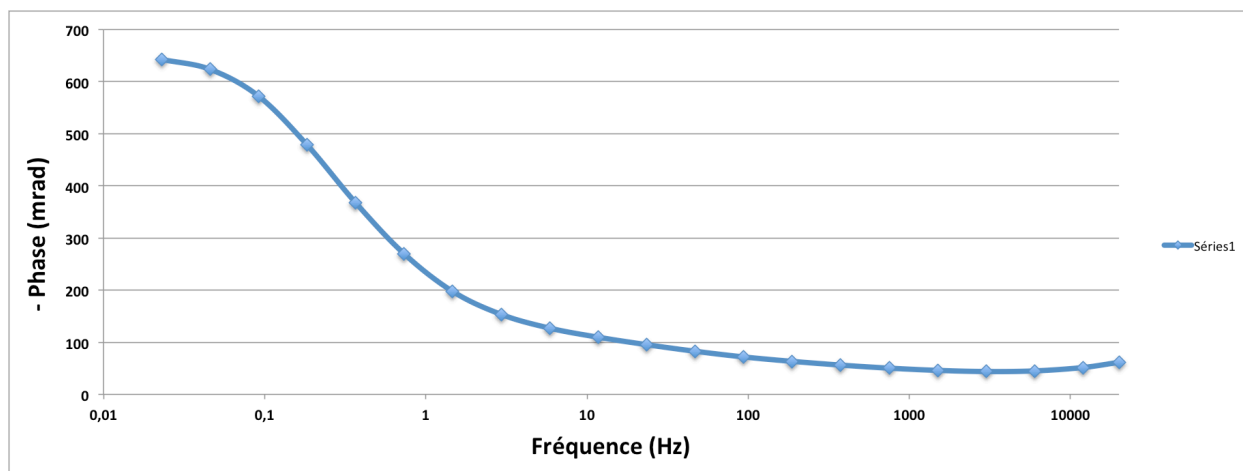
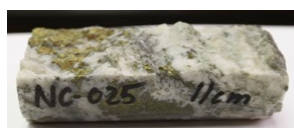


Figure 61 : Phase vs fréquence. Échantillon NC_025 (11 cm). Veine de quartz avec 1% Cu et 2% Fe, minéralisée en Cpy + Py.

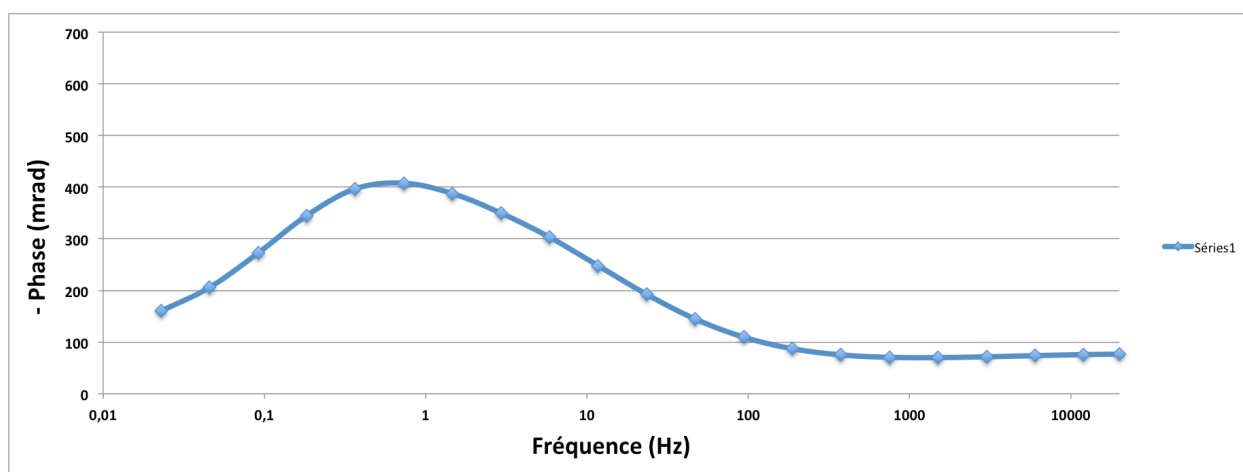
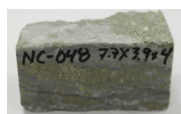


Figure 62 : Phase vs fréquence. Échantillon NC_048 (7,7 cm). Quartz avec 0,8% Cu et 8% Fe, minéralisé en Py + Cpy.

Erreurs sur les paramètres estimés lors de l'ajustement par la décomposition de Debye

L'inversion des données de polarisation provoquée du domaine spectral permet d'obtenir les paramètres des modèles ajustés ainsi que leurs incertitudes. Celles-ci sont tributaires des erreurs sur les mesures de résistivité complexe et du choix des paramètres de contrôle dans l'inversion. Pour les résultats d'inversion, les échantillons retenus sont ceux pour lesquels la courbe des valeurs calculées s'ajustait à la courbe des valeurs mesurées, et ce, à l'intérieur d'une zone d'erreur de $\pm 15\%$ (Figure 63). La zone grise, le long des courbes, est l'endroit où il est certain à 95% que les solutions des paramètres qui seront trouvés par inversion, se trouvent dans cette zone.

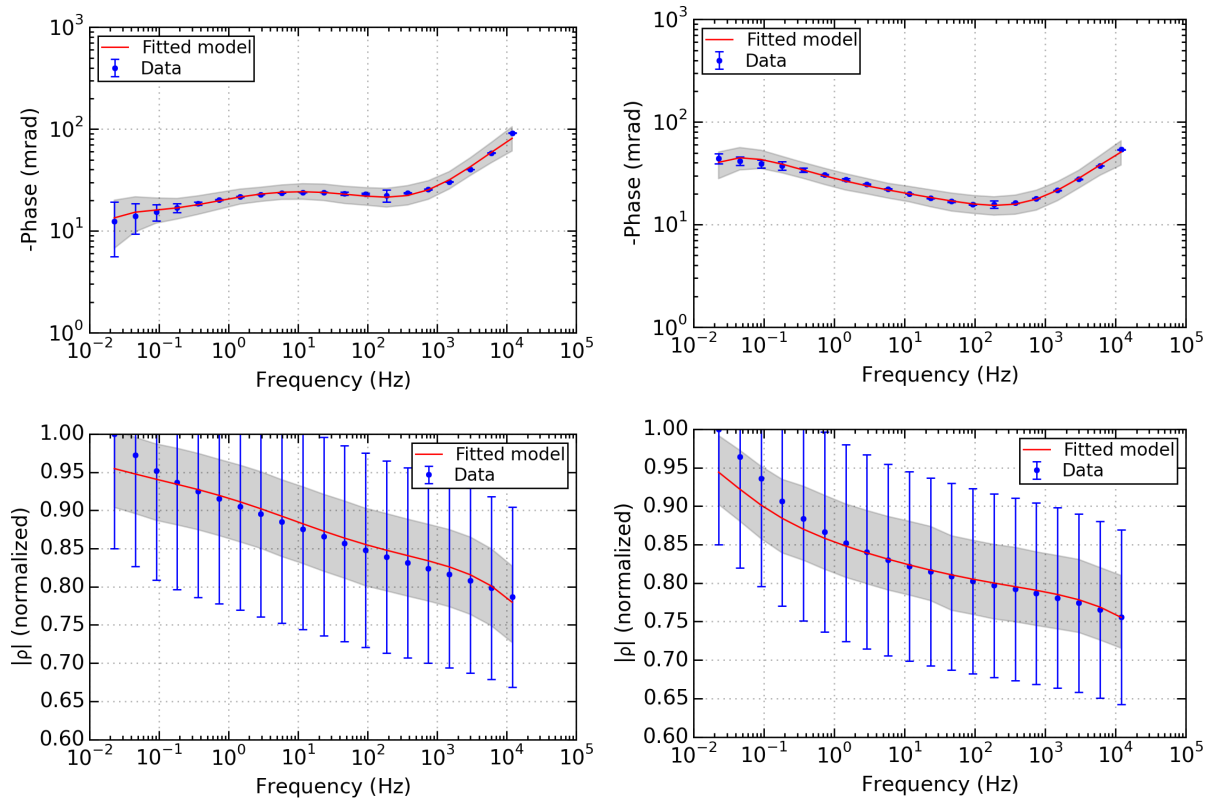


Figure 63 : Ajustement des mesures de polarisation provoquée spectrale pour la phase (graphiques du haut) et la résistivité (graphiques du bas) après inversion pour détermination des paramètres de chargeabilité totale (m) et le temps de relaxation moyen (τ). Les barres d'erreurs à 15% en bleu. Points de mesures (points bleus). Ajustements de l'inversion (lignes rouges) (Annexe J pour totalité des graphiques).

Tableau 4 : Écart-types moyens provenant des résultats des inversions par décomposition de Debye.

Propriétés	Erreur relative
Résistivité	Moyenne : 2% min : 2×10^{-5} % et max : 6,7 %
Chargeabilité totale	Moyenne : 5,6% min : 1,2% max : 24%
Temps de relaxation (Tau moyen)	Moyenne : 9,3 % min : 1,5% max : 53%

5.2.2 Résistivité des échantillons

Cette section présente sous une forme condensée les résistivités des divers types de lithologie et des types d'altérations. Des tableaux et des diagrammes en boîtes des résistivités obtenues par ajustement des mesures complexes spectrales permettent d'observer les tendances et la possibilité de discriminer les classes produites sur la base de la résistivité uniquement. À noter que les mesures de résistivité spectrale ont été faites sur des échantillons saturés avec une eau conductrice de 25 ohm.m. Les lithologies (Figure 64) affichent différentes familles de valeurs de résistivité. Les plus grandes résistivités se trouvent principalement dans les centres minéralisés ou à proximité, ainsi que dans les dykes. Les lithologies de Bethlehem et de Bethsaida semblent présenter deux modes dans la distribution des résistivités. Les valeurs de résistivité supérieures à 15 000 ohm.m se trouvent principalement dans les centres minéralisés (Figure 64). Il est surprenant de penser que lithologiquement les résistivités les plus grandes se trouvent dans les centres minéralisés, mais on peut penser également que la plus grande quantité de quartz est présente dans les cœurs d'injection (silice), affectant ces valeurs. Le graphique de la porosité en fonction de la résistivité (Figure 66) démontre que toutes les valeurs de résistivité se trouvant dans les centres minéralisés sont associées à des porosités faibles, inférieures à 1,5%. Les valeurs de résistivité les plus basses se retrouvent autour et dans les centres minéralisés de Valley et Bethlehem (Annexe I). Une chose à remarquer est que les échantillons ayant fait l'objet de l'analyse en SWIR se retrouvent tous sous les 7500 ohm.m, soit la famille avec les plus basses valeurs (Figure 64). L'indice de cristallinité pourrait expliquer comment différencier la famille de basses valeurs au sein même de l'unité de Bethsaida. Ce résultat s'accorde bien aussi avec le graphique de la figure 65, où il est clair que les échantillons altérés en muscovite et argile se

retrouvent dans les plus basses valeurs de résistivité. De ces observations, il semble que les altérations en muscovite et en argile affectant la porosité semblent être les facteurs les plus influents sur la résistivité. L'altération en muscovite et en argile crée de la porosité en détruisant complètement ou en partie certains minéraux comme la biotite (voir tableau 6 pour le sommaire des résistivités par lithologies et affleurements).

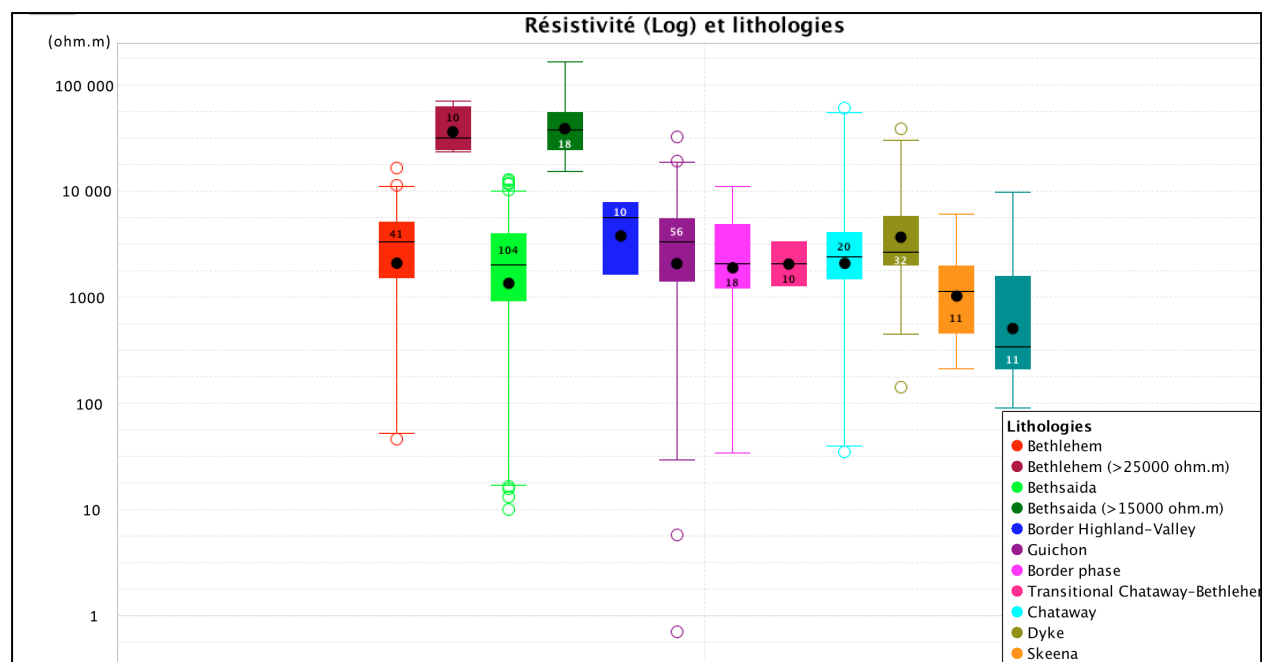


Figure 64 : Résistivité des lithologies. Graphique en boîte des différentes résistivités pour chacune des lithologies. Subdivisions dans Bethsaida, Bethlehem et Dyke pour démontrer les deux modes de la distribution des estimés au sein de ces lithologies.

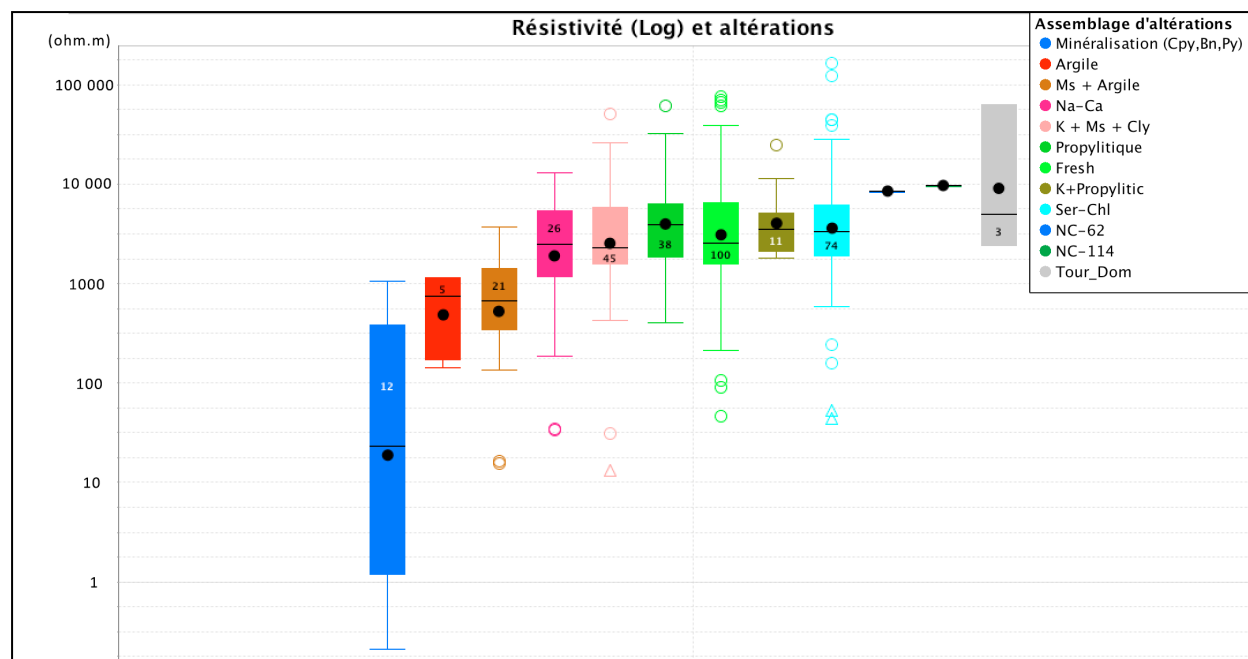


Figure 65 : Résistivité des altérations. Graphique en boîte des différentes résistivités colorées par altérations et classer en ordre croissant de valeur de résistivité. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.

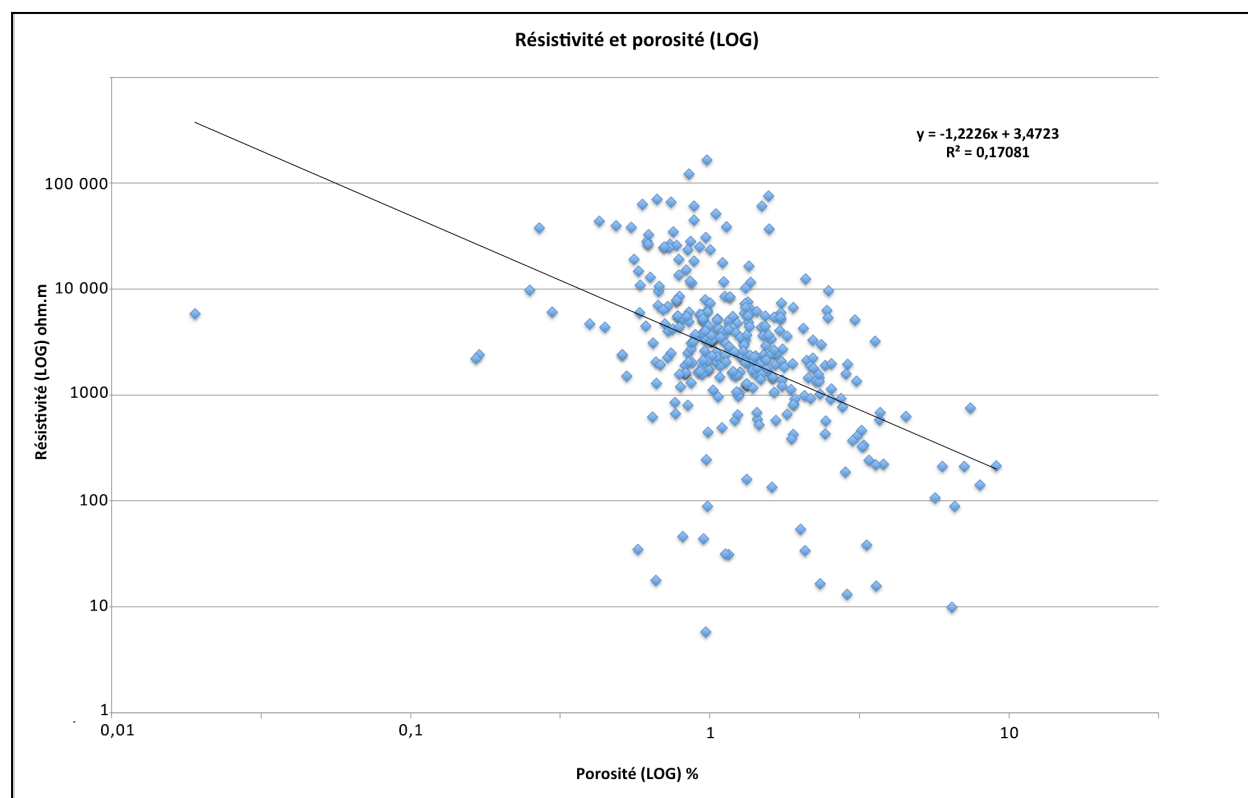


Figure 66 : Résistivité vs porosité (Log).

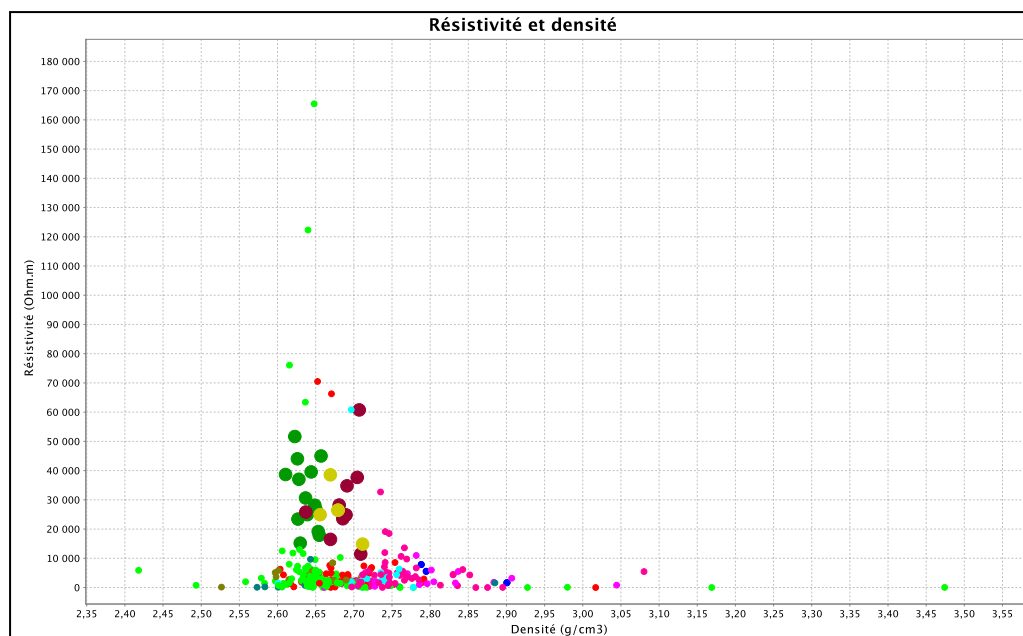


Figure 67 : Résistivité vs densité affichant les échantillons ayant des résistivités supérieures à 15 000 Ohm.m dans les densités moyennes. Les plus grands cercles se retrouvent tous dans les centres minéralisés de Valley et Bethlehem ainsi que dans les unités de dykes.

Tableau 5 : Résistivités moyennes des lithologies et altérations estimées avec la moyenne arithmétique indiquée de chaque groupe lithologique du graphique en boîtes dans le logiciel ioGAS et représentées par les points noirs au centre des colonnes dans les graphiques en boîtes (Figures 64 et 65). N=342 échantillons.

Lithologies	Résistivités moyennes (Ohm.m)	Altération	Résistivités moyennes (Ohm.m)
Bethlehem (hautes valeurs)	40 000	Quartz + minéralisation	15
Bethlehem (basses valeurs)	4000	Quartz + Ms	90
Bethsaida (hautes valeurs)	50 000	Argile	650
Bethsaida (basses valeurs)	2500	Ms + Argile	700
Border Highland Valley	4800	Ms + Argile	1100
Border Phase	3000	K	2900
Chataway	5500	Na-Ca	3500
Dyke (hautes valeurs)	26 000	Minéralisation faible	4200
Dyke (basses valeurs)	3000	K+Propylitique	5900
Guichon	4500	K + Ms+ Argile	5400
Batholithe de Nicola	1000	Propylitique	6600
Skeena	1500	Sans altération	9000
Transitionnal Chataway-Bethlehem	2000	Séricite-Chlorite	13300
		K + Ms	13600
		Tourmaline dominant	23600

5.2.3 Chargeabilité totale des échantillons

Dans la présente section, les mêmes graphiques que ceux de la section sur la résistivité sont présentés, mais pour la chargeabilité. À noter que les chargeabilités sont des valeurs de « chargeabilité totale », obtenue dans les mesures complexes spectrales par l'inversion selon la décomposition de Debye et ont été calculées entre les fréquences de 20 kHz et 1 mHz. Les chargeabilités obtenues dans le cadre des inversions affichent des déviations standard allant de 0 à 0,04, elles indiquent que les valeurs les plus élevées se retrouvent dans les centres minéralisés de Valley et Bethlehem ou à proximité (Annexe I). Les lithologies affichant les plus grandes valeurs sont Bethsaida, Bethlehem ainsi que Guichon (Figure 68). Dans chacune de ces lithologies, en séparant les valeurs plus hautes que 0,35 on obtient deux groupes. Les valeurs supérieures à 0,35 se retrouvent toutes dans les centres minéralisés. Il y a aussi quelques valeurs plus basses. Cette valeur limite n'a pas fait l'objet d'une optimisation; néanmoins elle permet de regrouper près des centres minéralisés les valeurs supérieures à cette valeur. Il y a quelques échantillons dans la lithologie de Guichon avec des valeurs supérieures à 0,3 et ils se trouvent tout près du centre minéralisé de Bethlehem (Annexe I). Les échantillons les plus minéralisés affichent une fourchette de valeurs entre 0 et 0,8, mais majoritairement entre 0,25 et 0,8. Les altérations en argile, muscovite et albite affichent des valeurs entre 0,02 et 0,2 (Figure 69). Les altérations potassiques affichent quant à elles des valeurs sur l'intervalle 0 – 0,15 et certains échantillons se situant en dehors de cette fourchette de valeurs avec 0,25 comme chargeabilité. Les altérations propylitiques affichent des valeurs très près des valeurs potassiques. Lorsque la chargeabilité augmente, il semblerait que ça soit relié au pourcentage de minéraux métalliques (voir encadré noir et rouge, Figure 69) ou au type de minéralisation. Les analyses XRD seront présentées plus loin dans ce travail. Des liens seront tentés pour relier les résultats de chargeabilité plus précisément à la minéralogie. Les observations sur les échantillons permettent de dire que pour les échantillons ayant de plus hautes valeurs de chargeabilité, la connectivité, visuellement possible de voir, semble être assez grande et probablement continue dans le centre de l'échantillon. Le contenu métallique augmente aussi par rapport aux autres échantillons. Quelques échantillons affichent une chargeabilité moyenne à faible malgré leur contenu métallique qui semble assez important. Il est donc difficile de comprendre le facteur le plus influent sur la chargeabilité dans les échantillons présents. Voir tableau 7 pour la récapitulation des chargeabilités par lithologies et altérations.

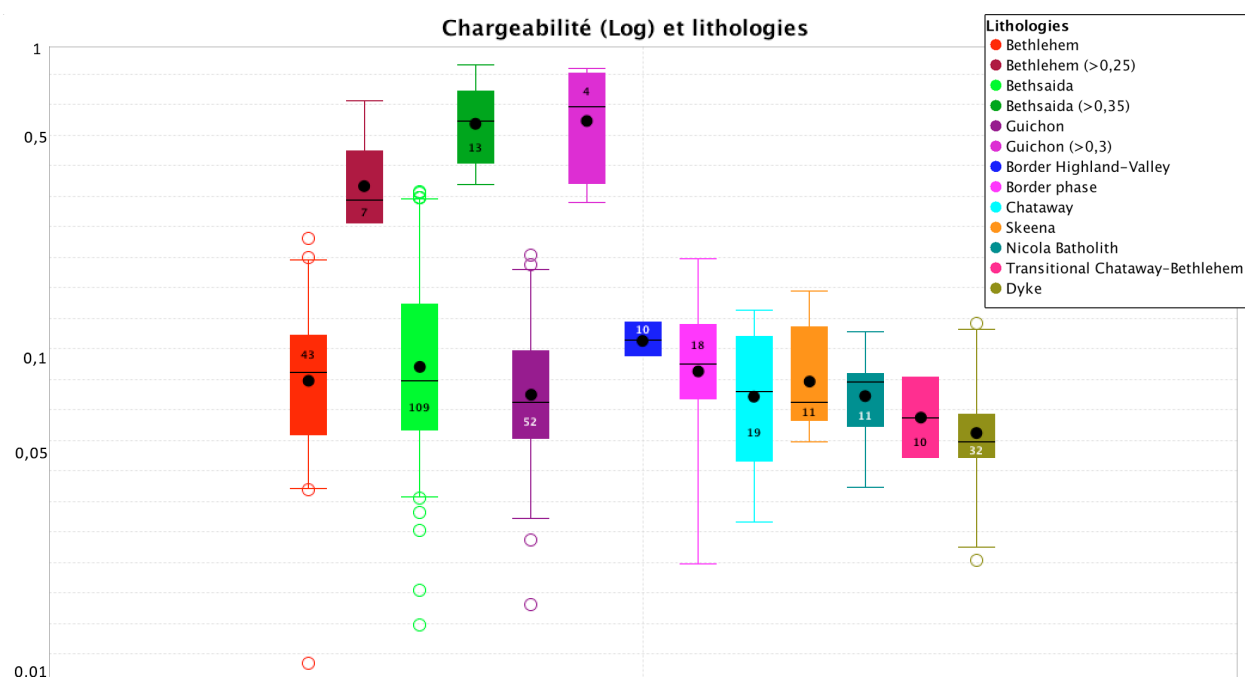


Figure 68 : Chargeabilité des lithologies. Graphique en boîtes des différentes chargeabilités colorées par lithologies. Subdivisions dans Bethsaida, Bethlehem et Guichon pour démontrer des modes de valeurs au sein de la même lithologie.

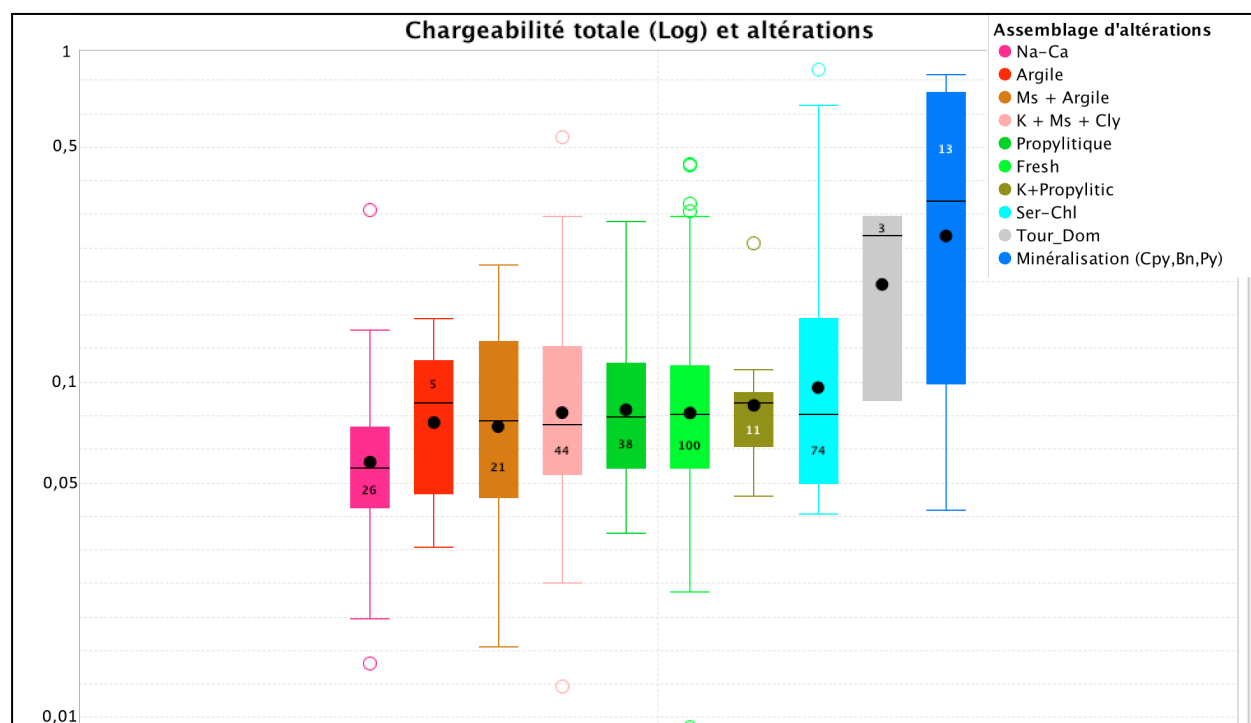


Figure 69 : Chargeabilité des altérations. Graphique en boîtes des chargeabilités pour les différents assemblages d'altération. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.

Tableau 6 : Chargeabilité totale moyenne des lithologies et altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=342 échantillons. Les classes entre parenthèses représentent des sous-ensembles de valeurs pour la même famille d'altération.

Lithologies	Chargeabilités moyennes	Altérations	Chargeabilités moyennes
Bethlehem (hautes valeurs)	0,36	NC-58	0,10
Bethlehem (basses valeurs)	0,09	NC-115	0,04
Bethsaida (hautes valeurs)	0,57	NC-110	0,06
Bethsaida (basses valeurs)	0,11	Argile	0,09
Border Highland Valley	0,11	Na-Ca	0,07
Border Phase	0,10	Ms + Argile	0,09
Chataway	0,07	K+ Ms + Argile	0,10
Dyke	0,06	Propylitique	0,09
Guichon (hautes valeurs)	0,06	Sans altération	0,10
Guichon (basses valeurs)	0,08	K+Propylitique	0,10
Batholithe de Nicola	0,07	NC-114	0,10
Skeena	0,08	NC-54	0,10
Transitionnal Chataway-Bethlehem	0,06	Séricite-Chlorite	0,10
		Séricite-Chlorite (>0,5)	0,68
		NC-112	0,18
		Tourmaline dominant	0,22
		NC-62	0,26
		NC-53	0,35
		NC-108	0,53
		NC-25	0,60
		NC-111	0,72
		NC-48	0,72
		NC-47	0,79
		NC-109	0,83

5.2.4 Temps de relaxation (moyen) des échantillons

Les temps de relaxation sont des valeurs de « temps de relaxation moyen », obtenus dans les mesures de résistivité complexe spectrale par décomposition de Debye. Les observations des temps de relaxation, à première vue indiquent que les lithologies avec les plus grandes disparités sont encore Bethlehem et Bethsaida et aussi les Dykes jusqu'à un certain point, car la moyenne est beaucoup plus basse pour les dykes. Les échantillons avec les plus gros symboles circulaires sur la carte de surface des lithologies (Annexe I) affichent des temps de relaxation assez faibles par rapport à Bethlehem et Bethsaida. Les échantillons avec les basses chargeabilités dans l'encadré rouge (Figure 69) coïncident aussi avec les mêmes échantillons sur le graphique des temps de relaxation (Figure 71). À noter que quelques essais ont été faits pour corrélérer les temps de relaxation avec l'abondance d'éléments géochimiques, mais aucune relation intéressante ou concluante n'a été obtenue (voir le tableau 8 pour le sommaire des temps de relaxation par lithologie et altération).

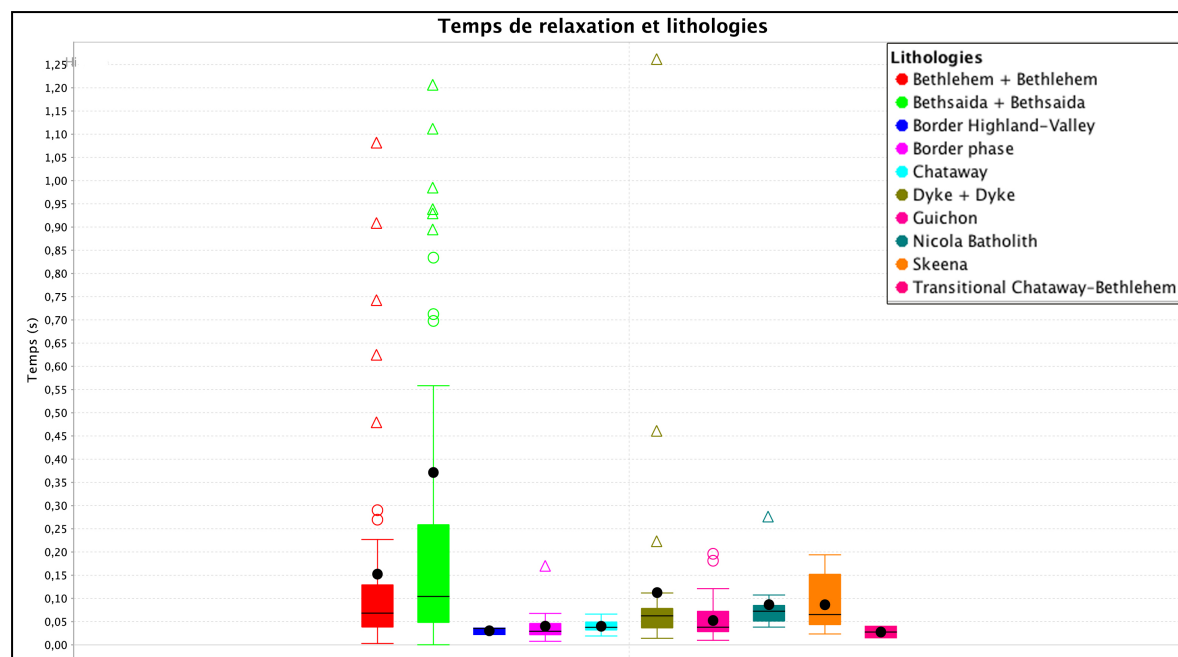


Figure 70 : Temps de relaxation des lithologies. Graphique en boîte des différents temps de relaxation pour chacune des lithologies. Bethsaida et Bethlehem affichent des temps de relaxation supérieurs par rapport aux autres lithologies.

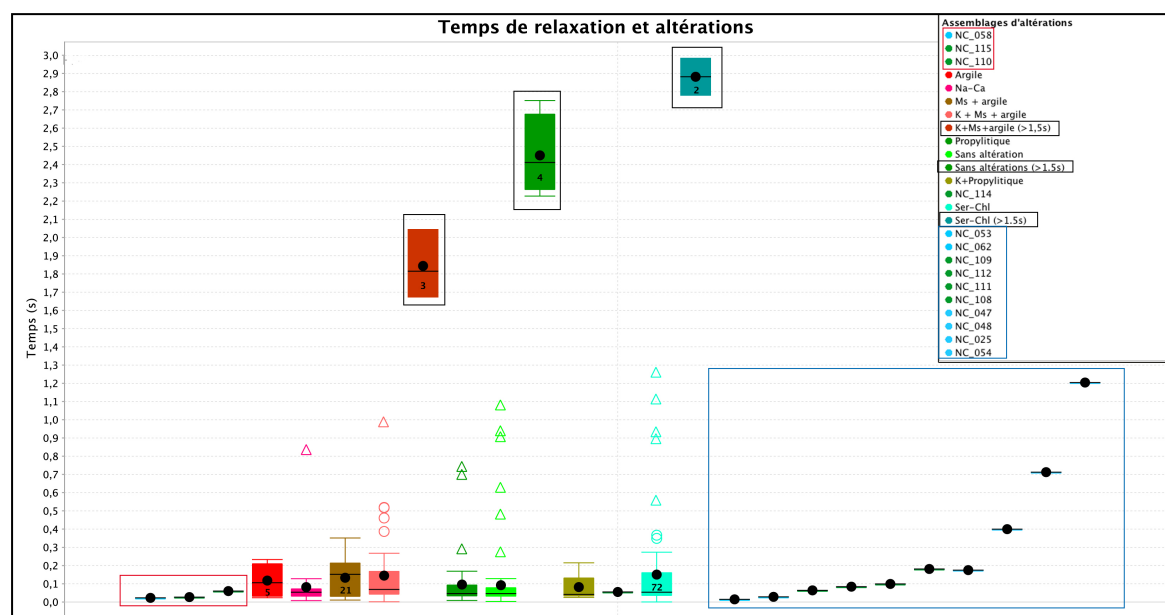


Figure 71 : Temps de relaxation (moyen) des altérations. Graphique en boîte des temps de relaxation pour chacune des altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.

Tableau 7 : Temps de relaxation moyens des lithologies et altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=342 échantillons. Les classes entre parenthèses représentent des sous-ensembles de valeurs pour la même famille d'altération.

Lithologies	Temps de relaxation moyens (Sec)	Altérations	Temps de relaxation moyens (Sec)
Bethsaida	0,38	NC-58	0,05
Bethlehem	0,15	NC-115	0,05
Dyke	0,11	NC-110	0,07
Batholithe de Nicola	0,09	Argile	0,12
Skeena	0,09	Na-Ca	0,08
Guichon	0,05	Ms + Argile	0,13
Border Phase	0,04	K+ Ms + Argile	0,14
Chataway	0,04	K+ Ms + Argile (>1.5s)	1,84
Transitionnal Chataway-Bethlehem	0,03	Propylitique	0,10
Border Highland Valley	0,03	Sans altération	0,09
		Sans altération (>1.5s)	2,45
		K+Propylitique	0,08
		NC-114	0,06
		Séricite-Chlorite	0,15
		NC-53	0,01
		NC-62	0,03
		NC-109	0,06
		NC-112	0,08
		NC-111	0,10
		NC-108	0,18
		NC-47	0,18
		NC-48	0,40
		NC-25	0,70
		NC-54	~1,204

5.2.5 Susceptibilité magnétique des échantillons

Les graphiques de cette section sont des diagrammes en boîtes des susceptibilités magnétiques obtenues par des mesures en laboratoire. Elles sont représentées en fonction des types lithologiques et des types d'altérations. Le but de ces graphiques est de comparer les valeurs de susceptibilité magnétique pour les différentes classes. La susceptibilité magnétique des lithologies, obtenue à partir des graphiques en boîtes, démontre que les plus petites valeurs obtenues se retrouvent dans les unités de Bethsaida. La séquence dans l'ordre allant des plus grandes valeurs aux plus petites est 1) Transitoire Bethlehem et Chataway 2) Border phase 3) Border highland Valley 4) Guichon 5) Chataway 6) Bethlehem 7) Dykes 8) Skeena et finalement 9) Bethsaida (Figure 72). Les valeurs de susceptibilité magnétique pour les altérations semblent se séparer en trois grandes familles (Figure 73). Premièrement, les échantillons les plus minéralisés contenant une quantité de quartz assez importante avec Cpy et Py, affichant les plus basses valeurs entre $0,1 \times 10^{-3}$ SI et 6×10^{-3} SI. Ensuite, une deuxième famille incluant les altérations en muscovite (séricite) argiles. Les altérations potassiques se retrouvent aussi dans

cette deuxième famille, mais seulement les échantillons avec un taux de muscovite (séricite) assez important. Les valeurs se situent entre $0,1 \times 10^{-3}$ SI et 5×10^{-2} SI. Ensuite, une troisième famille incluant les altérations sodiques calciques, propylitiques ainsi que les échantillons minéralisés en Bn, à la droite de la Figure 73, avec les plus hautes valeurs comprises entre 5×10^{-2} SI et 9×10^{-1} SI. Quelques échantillons « non conformes » dans la deuxième famille ont des valeurs assez basses, se rapprochant des valeurs des échantillons très minéralisés non propylitiques. Lorsqu'on trace le graphique de la susceptibilité magnétique en fonction de la cristallinité de la séricite (Figure 74), les valeurs les plus faibles semblent augmenter en fonction de la cristallinité; le faciès Bethsaida semble avoir deux modalités de valeurs magnétiques en lien avec la cristallinité de la séricite. Il est possible que la baisse de susceptibilité et l'augmentation de la séricite soient reliées à l'augmentation de l'altération. Sinon, les autres unités suivent la même tendance : plus la cristallinité est faible, plus la valeur de susceptibilité magnétique est élevée. Une autre observation a été faite (mais non représenté ici) : les plus hautes valeurs de susceptibilité magnétique dans le Bethsaida se trouvent tout près du centre minéralisé Valley, mais les plus basses valeurs se trouvent directement dans le centre de Valley. D'autres valeurs intermédiaires se trouvent dispersées dans l'unité Bethsaida, mais le centre minéralisé renferme clairement les plus basses valeurs (voir tableau 9 pour le sommaire des susceptibilités magnétiques par lithologie par altération). La carte de la susceptibilité magnétique (Figure 75) a été calculée à partir de la carte du champ magnétique total, de laquelle, la régionale fut soustraite et réduite au pôle. De cette carte, des contrastes de susceptibilité magnétique sont obtenus pour permettre de relier l'information à l'échelle régionale aux échelles métriques ainsi qu'à celles centimétriques.

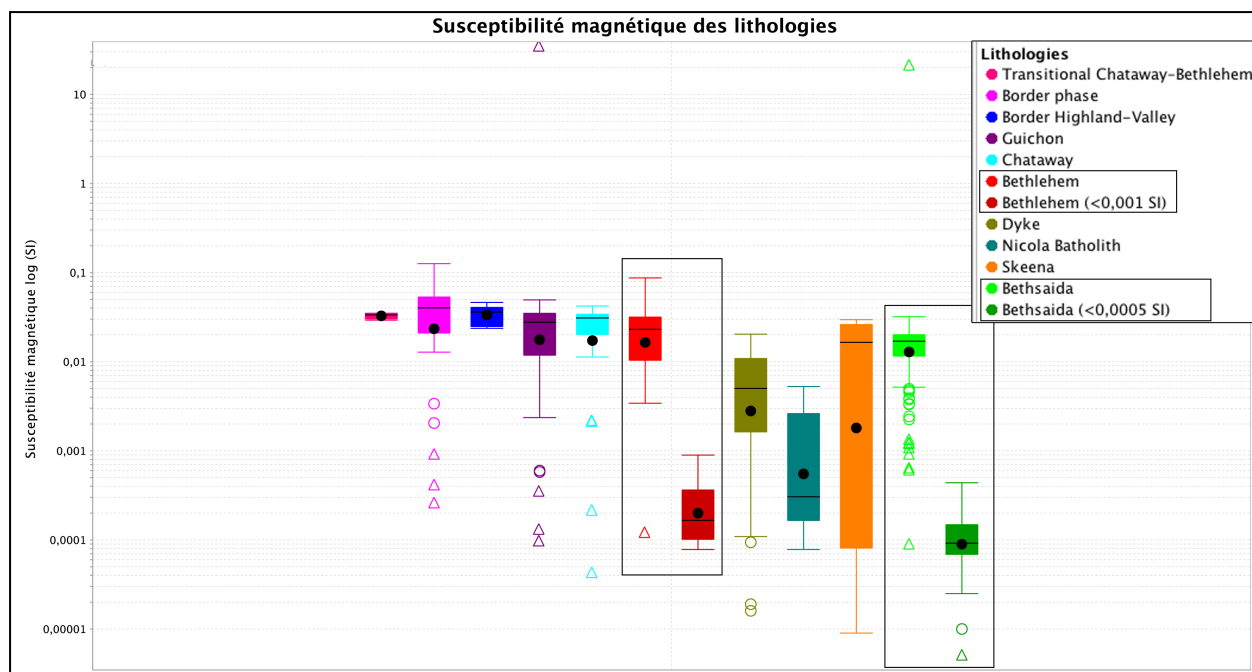


Figure 72 : Susceptibilité magnétique des lithologies. Graphique en boîte de la susceptibilité magnétique par lithologie.

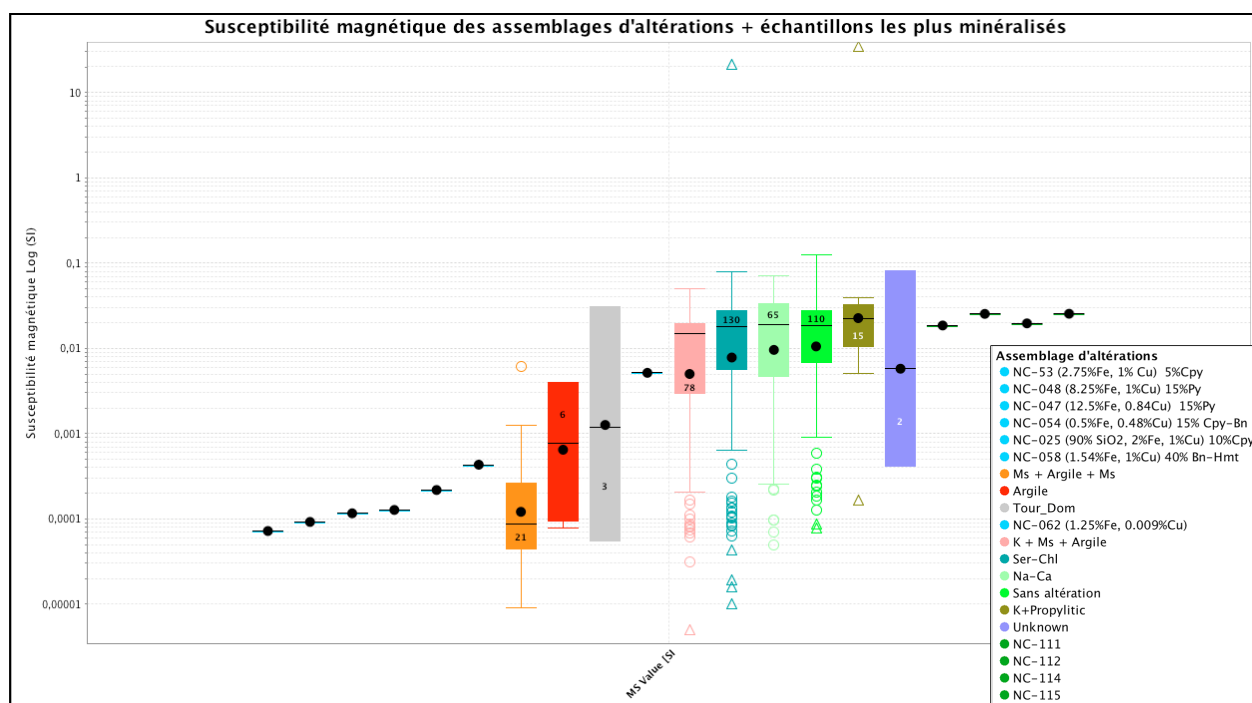


Figure 73 : Susceptibilité magnétique des altérations. Graphique en boîte de la susceptibilité magnétique colorée par assemblages d'altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.

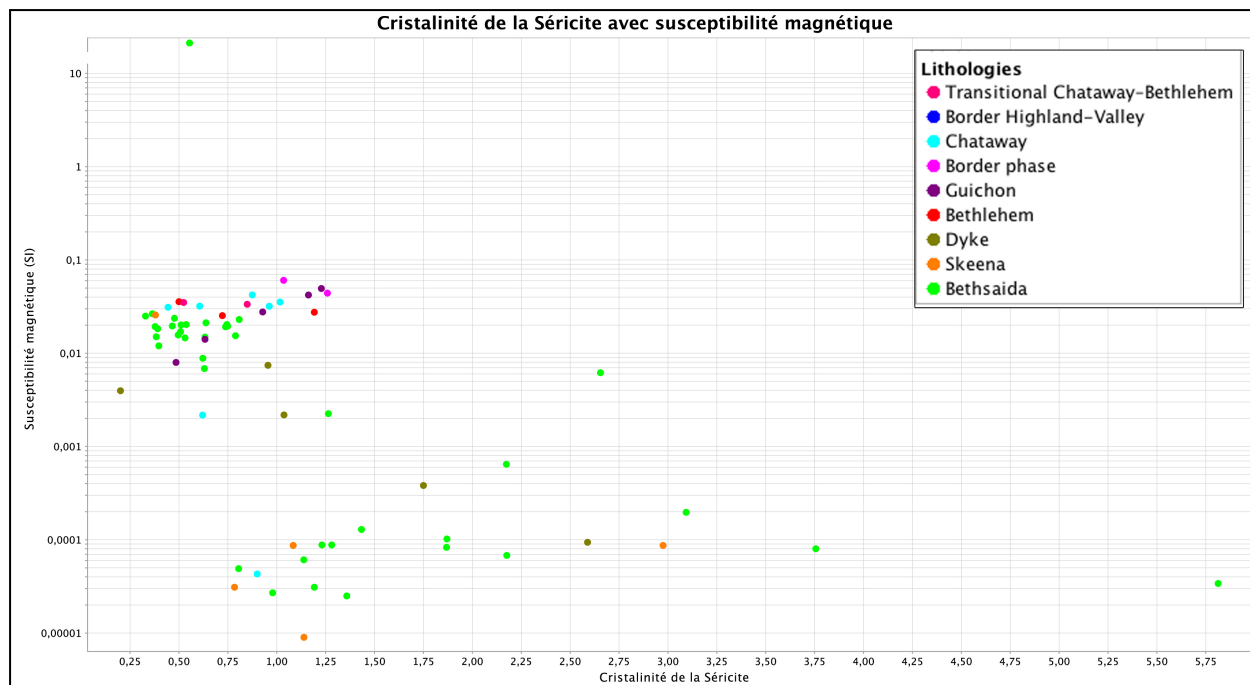


Figure 74 : Graphique de la susceptibilité magnétique et de la cristallinité de la séricite (Mesures de cristallinité fournies par Guillaume Lesage, 2016)

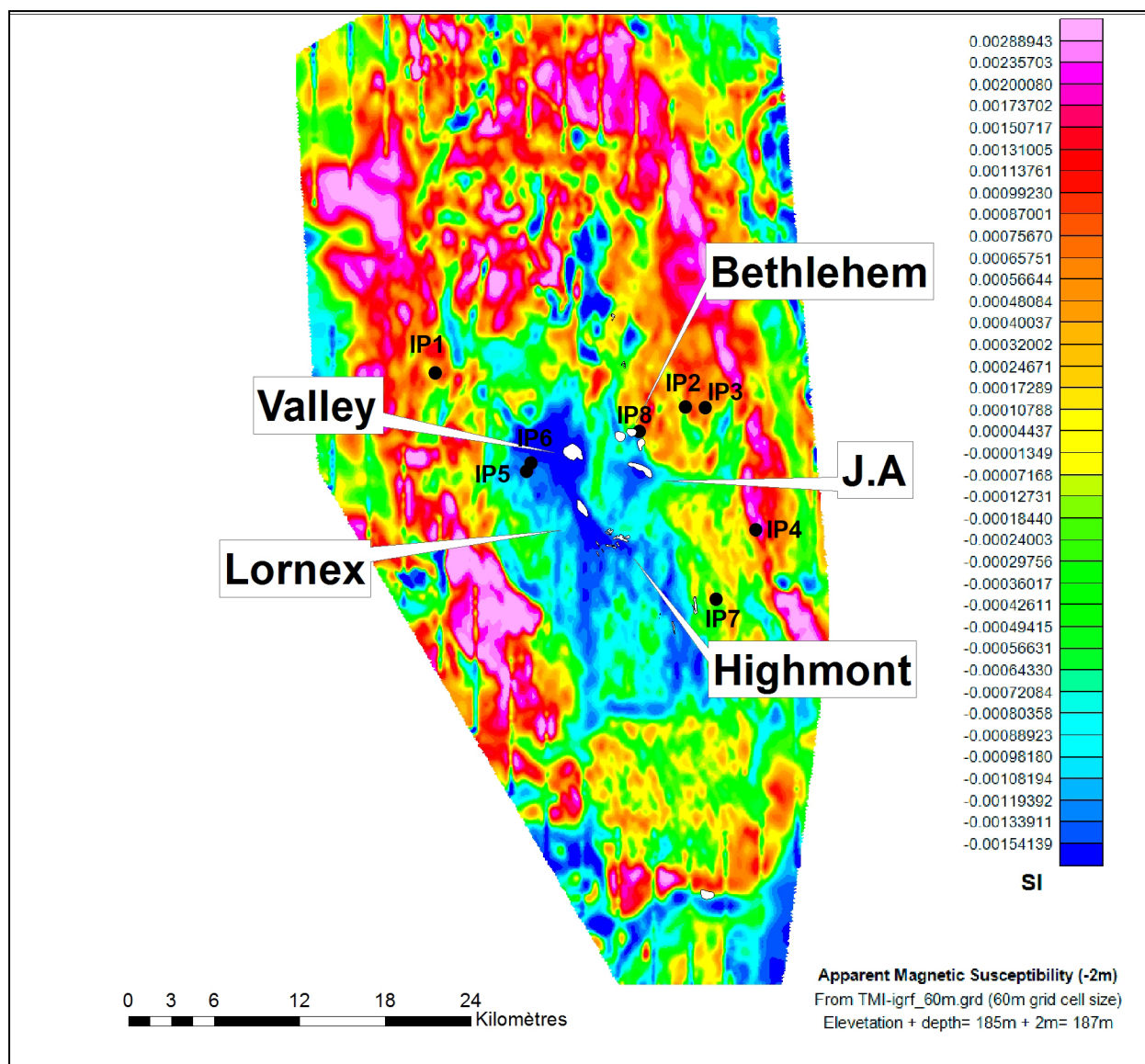


Figure 75 : Carte de la susceptibilité magnétique apparente (contrastes de susceptibilité magnétique) produite à partir des données magnétiques de la compagnie Teck et du levé de 1997.

Tableau 8 : Sommaire des susceptibilités magnétiques moyennes des lithologies et altérations obtenues par mesures sur échantillon. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=493 échantillons. Les classes entre parenthèses représentent des sous-ensembles de valeurs pour la même famille d'altération.

Lithologies	Susceptibilités moyennes ($\times 10^{-3}$ SI)	Altérations	Susceptibilités moyennes ($\times 10^{-3}$ SI)
Transitionnal Chataway-Bethlehem	32,6	NC-53	0,072
Border Phase	23,4	NC-48	0,092
Border Highland Valley	33,3	NC-47	0,12
Chataway	20,7	Ms + Argile	0,12
Guichon	19,2	NC-54	0,13
Bethlehem	18,0	NC-25	0,22
Bethlehem (<0.001 SI)	0,24	NC-58	0,43
Dyke	4,40	Argile	0,65
Skeena	5,50	Tour Dom	1,26
Batholithe de Nicola	0,88	NC-62	5,1
Bethsaida	14,2	K+ Ms + Argile	11
Bethsaida (<0.001 SI)	0,19	K+ Ms + Argile (<0.009)	0,07
		Séricite-Chlorite	17,6
		Séricite-Chlorite (<0.006)	0,09
		Propylitique	7,3
		Na-Ca	9,6
		Sans altération	10,5
		K+Propylitique	22,5
		NC-111	18,5
		NC-114	19,6
		NC-112	25,3
		NC-115	25,4

5.2.6 Densité des échantillons

Les graphiques de cette section sont des diagrammes en boîtes des mesures de densité obtenues en laboratoire. Elles sont représentées en fonction des types de lithologies et des types d'altérations. Le but de ces graphiques est de comparer les valeurs de densité pour les différents types d'altérations ainsi que pour les différents types de lithologie. La densité des lithologies démontre que les plus grandes valeurs obtenues se retrouvent dans les unités de Border phase. La séquence dans l'ordre allant des plus grandes valeurs aux plus petites est 1) Border phase 2) Border Highland Valley 3) Chataway 4) Guichon 5) Transititoire Bethlehem et Chataway 6) Bethlehem 7) Dykes 8) Skeena et finalement 9) Bethsaida. À noter que cet ordre suit également une décroissance mafique vers une croissance felsique des unités lithologiques (Figure 76). Encore une fois, à l'intérieur des unités de Bethlehem et de Bethsaida, plusieurs modes existent. Sur le même graphique, des divisions ont été faites pour séparer en trois groupes de valeurs

chacune des deux unités. En regardant la distribution spatiale des densités (Annexe I), les valeurs les plus hautes des unités de Bethlehem et de Bethsaida se trouvent dans le centre minéralisé de Valley ou de Bethlehem. En général, les plus hautes densités de ces deux unités se retrouvent à proximité ou dans les centres minéralisés. Les valeurs sont $>2,7 \text{ g/cm}^3$ pour Bethsaida et $>2,8 \text{ g/cm}^3$ pour Bethlehem. Les mesures de densité pour les altérations (Figure 77) indiquent que les échantillons altérés en argiles et muscovite (séricite) et ceux ayant subi une altération potassique affichent les densités les plus basses, entre $2,4$ et $2,6 \text{ g/cm}^3$. Le groupe altéré en séricite-chlorite affiche une large gamme de densités entre $2,4$ et $2,85 \text{ g/cm}^3$ environ; le contenu en séricite affecte probablement à la baisse les valeurs et le contenu en chlorite à la hausse, car plus de minéraux mafiques riches en fer y sont présents. Ensuite, dans l'échelle de valeurs plus élevées, se trouvent les altérations calcique-sodique, propylitique et potassique-propylitique avec une fourchette de valeurs comprises entre $2,55$ et $2,85 \text{ g/cm}^3$ environ. Finalement, les échantillons les plus minéralisés avec une quantité importante de minéraux métalliques affichent les plus hautes valeurs, entre $2,75 \text{ g/cm}^3$ et $3,5 \text{ g/cm}^3$. Parmi tous les facteurs affectant la densité, la porosité semble jouer un rôle important, quels que soient les unités géologiques ou les types d'altérations (Figure 78) (voir tableau 11 pour le sommaire des densités par lithologie et altération).

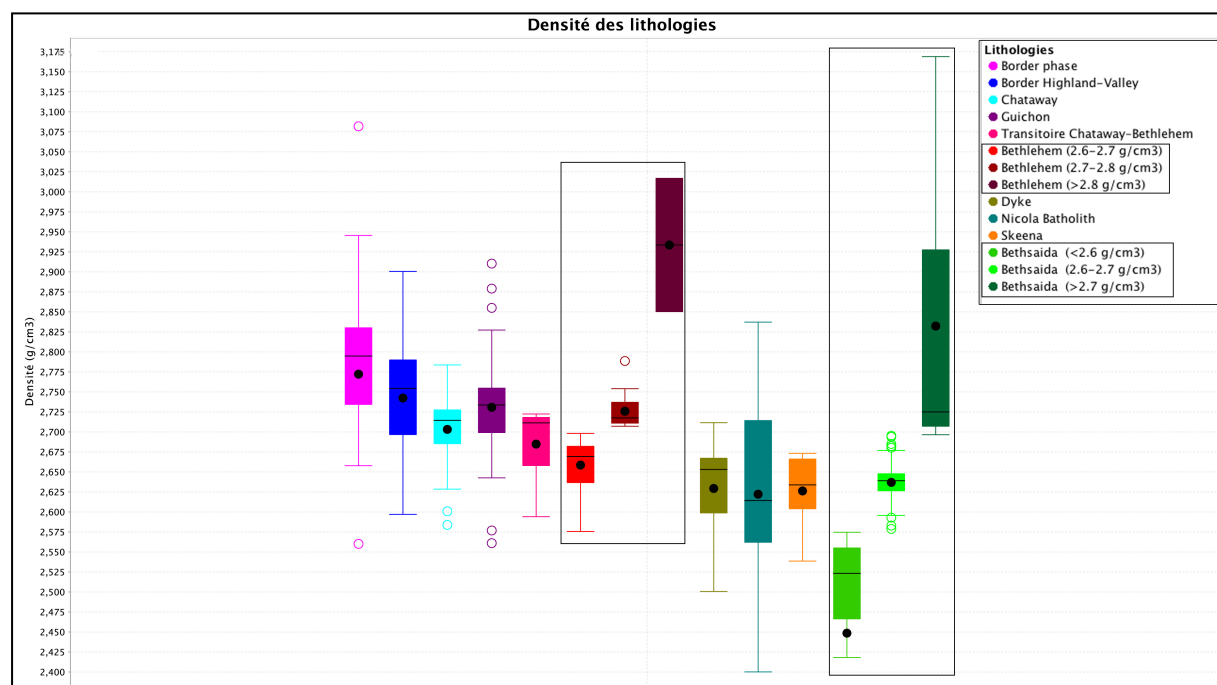


Figure 76 : Densité des lithologies. Graphique en boîte des densités pour chacune des lithologies.

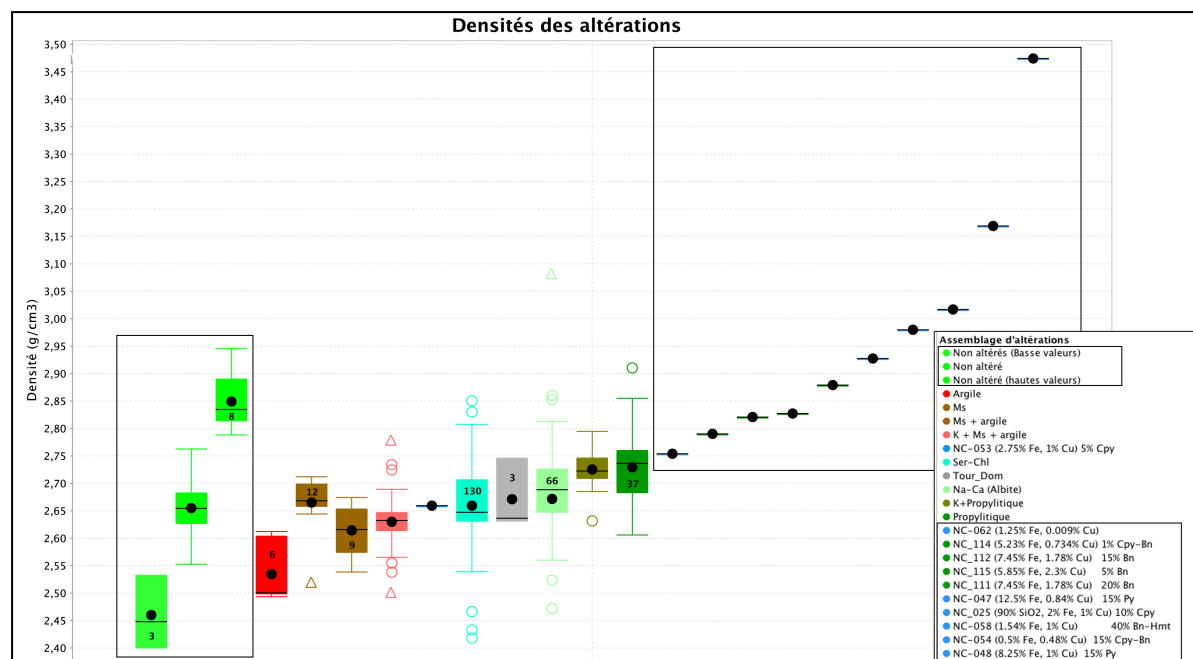


Figure 77 : Graphique en boîte des densités pour les différentes altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.

Tableau 9 : Sommaire des densités moyennes des lithologies et altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=496 échantillon

Lithologies	Densités moyennes (g\cm3)	Altérations	Densités moyennes (g\cm3)
Border Phase	2,772	Sans altération (basses)	2,46
Border Highland Valley	2,742	Sans altération	2,65
Guichon	2,730	Sans altération (hautes)	2,84
Chataway	2,703	Argile	2,53
Transitionnal Chataway-Bethlehem	2,684	Ms + Argile	2,64
Bethlehem	2,686	K+ Ms + Argile	2,63
Dyke	2,629	NC-53 (2,75%Fe,1%Cu, 5%Cpy)	2,66
Batholithe de Nicola	2,622	Séricite-Chlorite	2,66
Skeena	2,626	Tour Dom	2,67
Bethsaida	2,634	Na-Ca	2,67
		K+Propylitique	2,72
		Propylitique	2,72
		NC-62 (1,25%Fe,0,009%Cu)	2,75
		NC-114 (5,23%Fe, 0,734%Cu, 1% Cpy-Bn)	2,79
		NC-112 (7,45%Fe,1,78% Cu, 15% Bn)	2,82
		NC-115 (5,85%Fe, 2,3%Cu, 5% Bn)	2,82
		NC-111 (7,45%Fe, 1,78%Cu, 20% Bn)	2,87
		NC-47 (12,5%Fe,0,84Cu, 15% Py)	2,92
		NC-25 (90%SiO2,2%Fe,1%Cu,10% Cpy)	2,97
		NC-58 (1,54%Fe,1%Cu, 40% Bn-Hmt)	3,01
		NC-54 (0,5%Fe,0,48%Cu,15% Cpy-Bn)	3,16
		NC-48 (8,25%Fe,1%Cu,15 %Py)	3,47

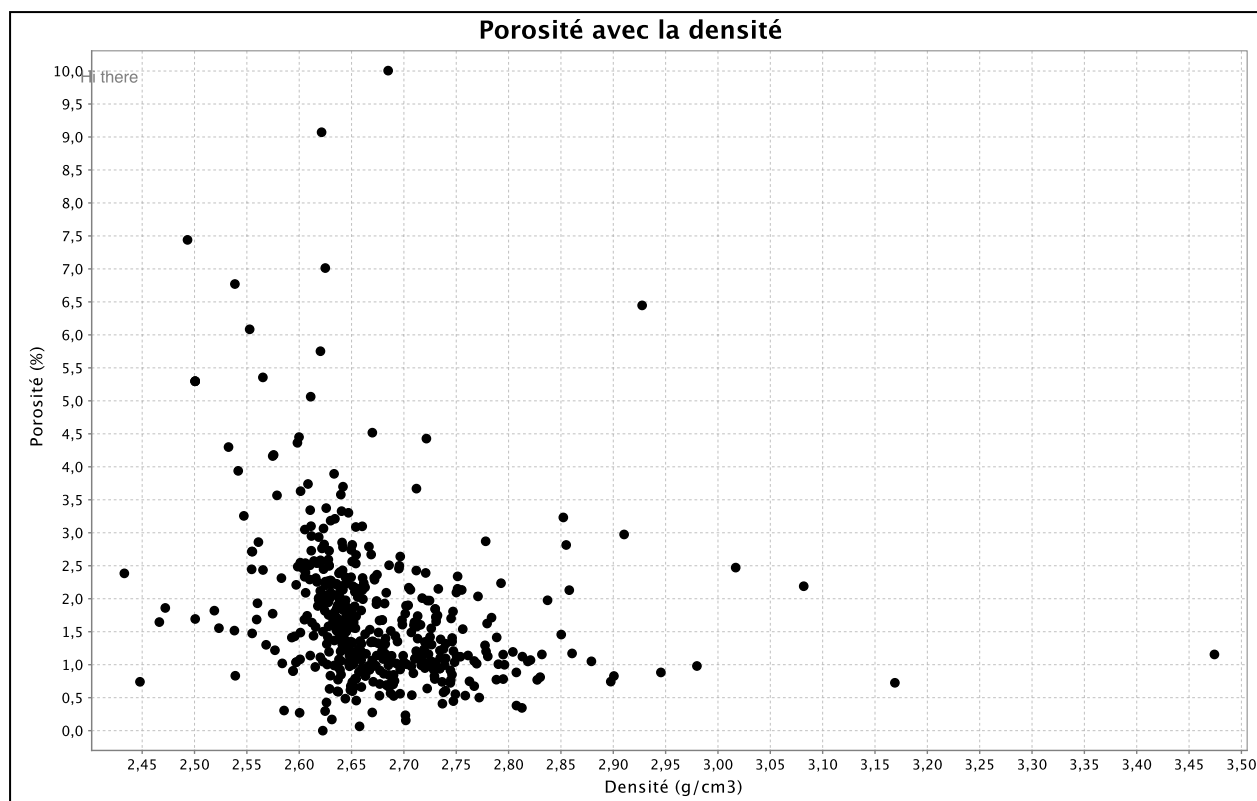


Figure 78 : Porosité (%) en fonction de la densité (g/cm^3) pour tous les échantillons de HVC mesurés.

5.2.7 Porosité des échantillons

Les graphiques de cette section sont des diagrammes en boîtes des mesures de porosité obtenues en laboratoire. Elles sont représentées en fonction des types de lithologie et des types d'altération. Le but de ces graphiques est de comparer les valeurs de porosité pour les différents types de lithologie ainsi que pour les différents types d'altérations.

Les mesures de densité faites en laboratoire affichent d'excellentes répétabilités. Plusieurs essais ont été faits sur les mêmes échantillons. Cette répétabilité a été vérifiée sur des échantillons de différentes tailles. La valeur de porosité est dérivée à partir des mesures réalisées pour estimer la densité (voir section 4.2.5, chapitre 4). Les répétabilités représentent un défi plus grand pour les porosités. La difficulté de répéter cette propriété réside dans la méthode de mesure, l'hétérogénéité et les faibles porosités de la majorité des échantillons. Le temps d'immersion pour saturer (>48h) et le temps de séchage au four (24h à 110^0) pour désaturer complètement les échantillons pourraient ne pas être suffisants. Une autre méthode, telle que la porosimétrie au mercure ou au gaz, aurait possiblement fourni des mesures plus répétables. La porosité semble

liée à la susceptibilité magnétique (Figure 81), mais la relation n'est pas linéaire. Il est difficile à ce moment de dire si l'augmentation de la susceptibilité est directement reliée à la diminution de la porosité (voir tableau 12 pour le sommaire des valeurs de porosité).

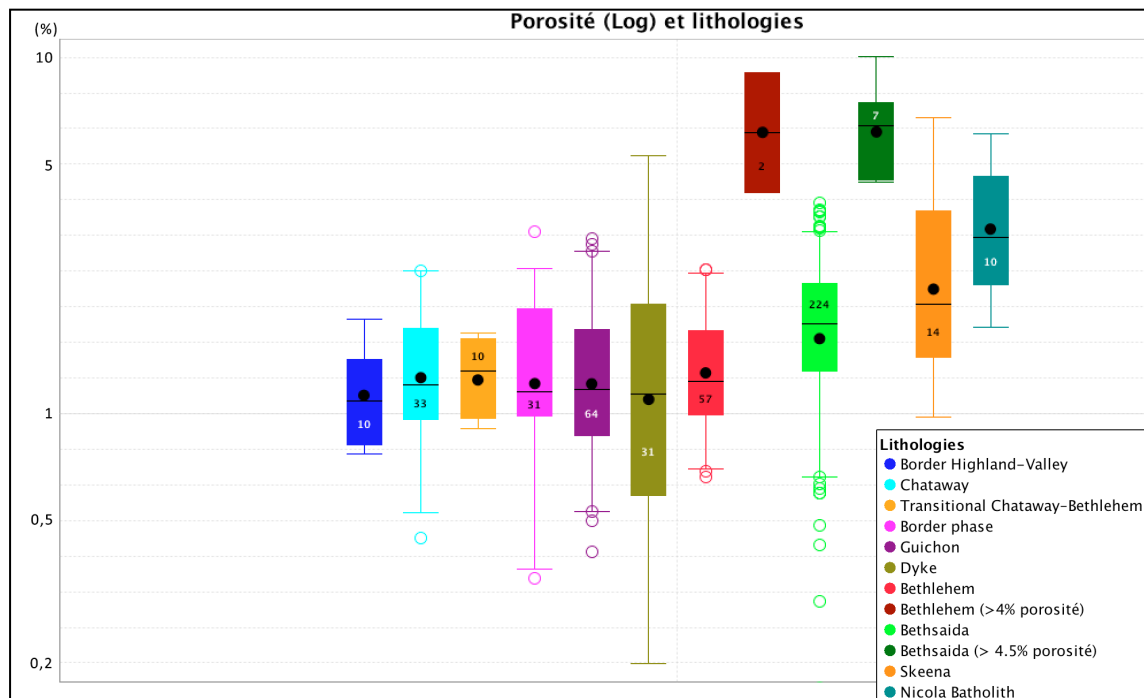


Figure 79 : Graphique en boîte de la porosité pour les différentes lithologies.

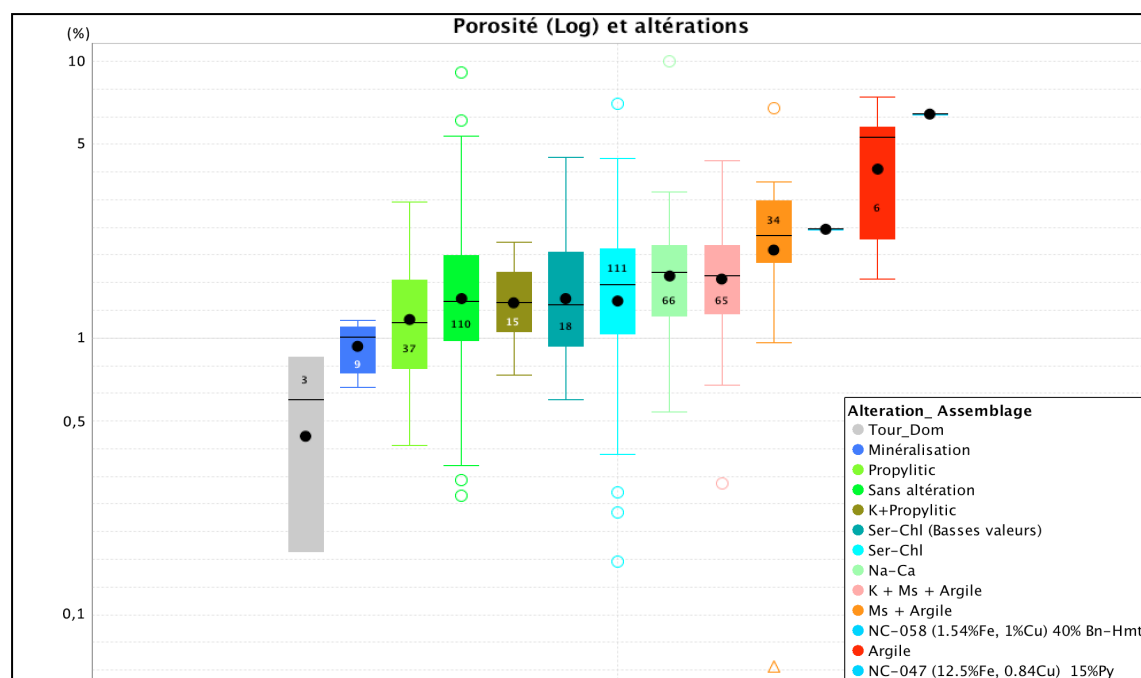


Figure 80 : Graphique en boîte des porosités pour les différentes altérations. Les altérations reflètent le type sans détailler le degré d'altération.

Tableau 10 : Sommaire des porosités moyennes des lithologies et des altérations. Moyennes arithmétiques obtenues directement avec les graphiques en boîtes dans IoGAS. N=495 échantillons.

Lithologies	Porosités moyennes (%)	Altérations	Porosités moyennes (%)
Border Highland Valley	1,17	Tourmaline dom	0,538
Transitionnal Chataway-Bethlehem	1,27	NC-53	0,661
Chataway	1,37	NC-115	0,770
Border Phase	1,35	NC-54	0,725
Guichon	1,36	NC-114	1,00
Bethlehem	1,39	NC-25	0,98
Bethlehem (> 4%)	6,62	NC-111	1,05
Dyke	1,59	NC-112	1,069
Bethsaida	1,82	NC-48	1,16
Bethsaida (> 4.5%)	6,41	NC-62	1,12
Skeena	2,67	Propylitique	1,34
Batholithe de Nicola	3,55	K+Propylitique	1,40
		Sans altération	1,64
		Séricite-Chlorite	1,61
		Na-Ca	1,87
		K+ Ms + Argile	1,87
		NC-58	2,47
		Ms + Argile	2,49
		Argile	4,58
		NC-47	6,44

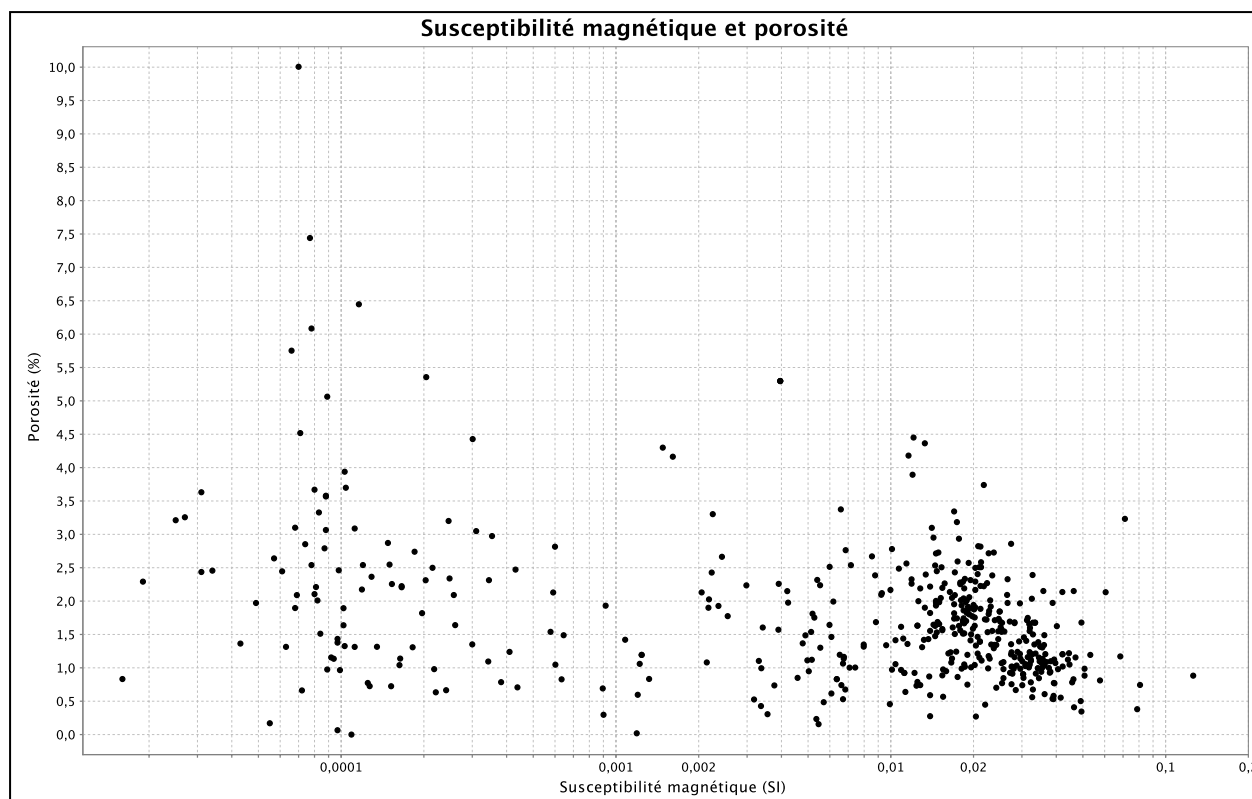


Figure 81 : Porosité vs susceptibilité magnétique des échantillons. N~495 échantillons.

5.3 Évaluation des propriétés physiques sur affleurements

Cette section présente les résultats pour les mesures de propriétés physiques mesurées sur affleurements. Les affleurements IP6 et IP7 sont présentés à titre indicatif. Les résultats de mesures de propriétés physiques de tous les affleurements sont présents dans les tableaux 11 et 12. À l'aide des valeurs obtenues pour chacune des propriétés physiques et ce à différentes échelles, il sera possible de comparer ces dernières pour tenter d'évaluer l'échelle de mesure la plus adéquate pour chacune des propriétés physiques.

Résistivité

Cette section présente les résultats pour les mesures de polarisation provoquée dans le domaine du temps effectuées sur des affleurements. Le but est d'évaluer la variation spatiale des propriétés électriques à l'échelle métrique. Des mesures faites sur un seul échantillon peuvent ne

pas être représentatives des valeurs que l'on mesurerait sur le terrain au même endroit. Les mesures de polarisation provoquée de surface faites sur la propriété de Highland Valley se situaient dans les lithologies de Border phase (IP1), le faciès de Guichon (IP2 et IP3), le faciès de Border Highland Valley (IP4), le faciès Bethsaida (IP5 et IP6) et finalement le faciès de Chataway (IP7). L'affleurement, IP6 (Figure 82), situé dans l'unité de Bethsaida également, affiche des valeurs très prononcées soit de ~ 1600 ohm.m à ~ 19200 ohm.m. Les seules structures visibles en surface sont des petites veines de séricite avec la présence de Py et Cpy. Une zone de très faible résistivité semble se retrouver au milieu de cet affleurement, bordée par une zone de très forte résistivité. Il est donc difficile de tirer des conclusions. Les résistivités des échantillons ayant été prélevés sur cet affleurement, indiqué par de petits triangles rouges, se situent entre 975 ohm.m et 2350 ohm.m, comparativement à des valeurs ~ 4600 Ohm.m directement sur affleurement (Tableau 12). Il est donc vrai dire qu'un facteur de 2 environ s'applique lorsque les mesures sont prises en laboratoire pour se rapprocher des valeurs sur affleurement. Les cartes de résistivité pour les autres affleurements se trouvent en Annexe D.

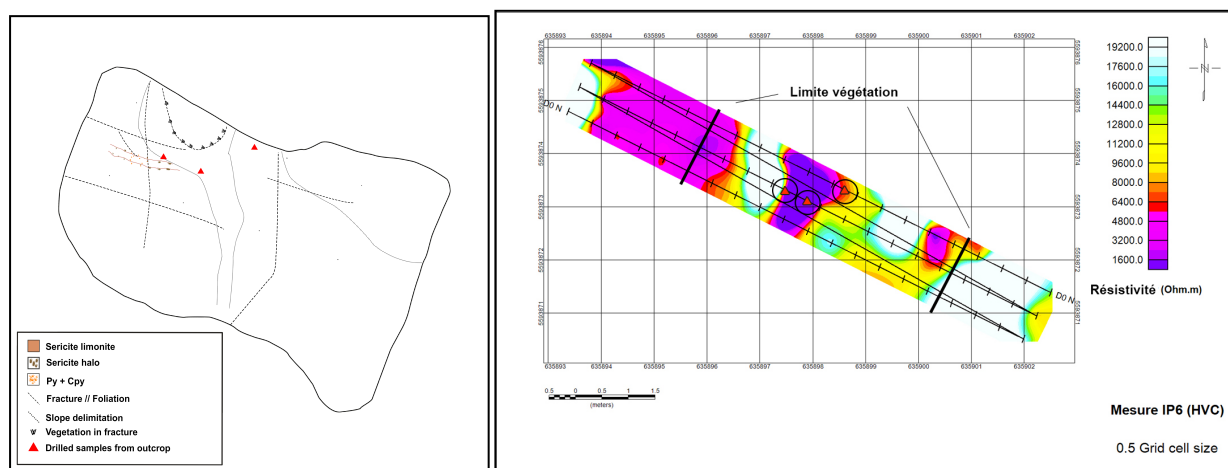


Figure 82 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l'affleurement IP6 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne)

Chargeabilité sur affleurement

Les mesures de chargeabilité de surface faites sur la propriété de Highland Valley se situaient dans les lithologies de Border phase (IP1), le faciès de Guichon (IP2 et IP3), le faciès de Border Highland Valley (IP4), le faciès Bethsaida (IP5 et IP6) et finalement le faciès de

Chataway (IP7) (Annexe E). Les échantillons prélevés sur l’affleurement IP6 (Figure 83), contenant un peu de minéralisation et de séricite identifiés visuellement, affichent des chargeabilités, mesurées sur l’affleurement, de 24 ms. Les échantillons provenant du même affleurement affichent une chargeabilité plus élevée également (Tableau 12). La présence de séricite ou d’illite suggère le passage de fluides hydrothermaux et une association avec la minéralisation. De fait, les chargeabilités semblent plus élevées à ces endroits, soit là où sont localisés les symboles triangulaires sur la Figure 83. Les chargeabilités sur affleurement sont difficilement comparables avec celles en laboratoire, car les façons de les calculer diffèrent. En laboratoire, elles sont obtenues par la décomposition de Debye, alors que sur affleurement, elles sont obtenues par le standard Newmont et les unités ne sont pas les mêmes.

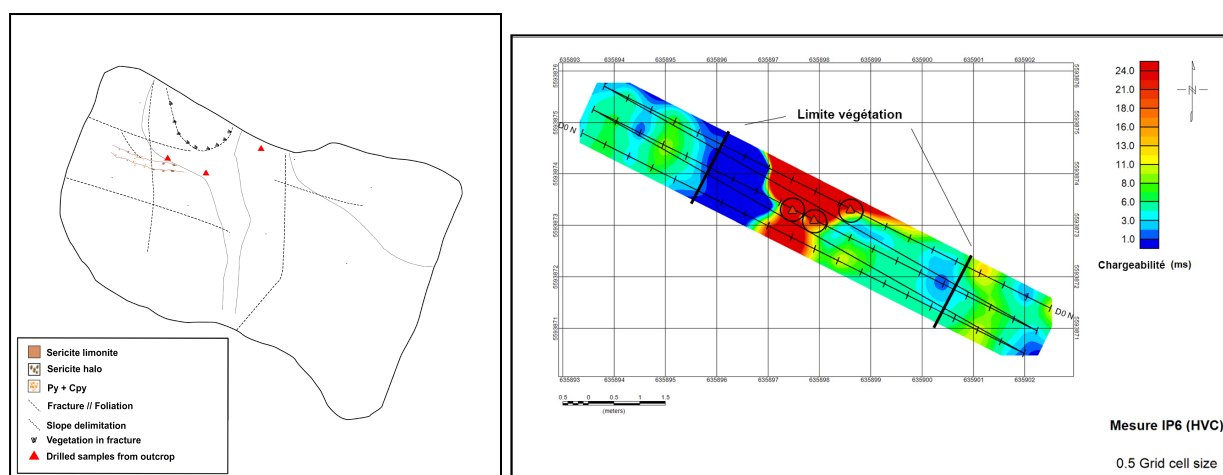


Figure 83 : Affleurement IP6 : géologie de l’affleurement (Gauche) et carte de chargeabilité mesurée (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

Susceptibilité magnétique

Cette section présente des cartes des mesures de susceptibilité magnétique prises sur les affleurements. Le but est d’évaluer la variation spatiale de la susceptibilité magnétique à l’échelle métrique. Une totalité de huit affleurements a été investiguée par cette méthode. Le sixième affleurement, IP6 (Figure 84), situé dans l’unité rocheuse de Bethsaida, affiche des valeurs moyennes de $\sim 7,9 \times 10^{-3} \pm 5,8 \times 10^{-3}$ SI (Tableau 11). Les seules structures visibles en surface sont des petites veines de séricite avec la présence de Py et Cpy, estimée visuellement. Une faible résistivité caractérise cette zone, mais elle est flanquée par une zone de très forte résistivité au

nord-ouest. La zone de très faible résistivité présente aussi une faible susceptibilité magnétique ici, soit au-dessus du triangle le plus à droite sur la grille. La zone plus résistive correspond à une zone un peu plus magnétique. Le septième affleurement, IP7 (Figure 85), situé dans l'unité rocheuse de Chataway, est recoupé par des dykes d'aplite ainsi que par des veines de pegmatite. Les mesures se situant directement au-dessus du dyke d'aplite affichent la plus basse susceptibilité magnétique ainsi que la plus haute résistivité mesurées sur cet affleurement. Une augmentation légère de la susceptibilité magnétique ainsi que de la résistivité semblent être observable à l'endroit où il y a plus de veines de pegmatite et de dyke d'aplite sur l'affleurement.

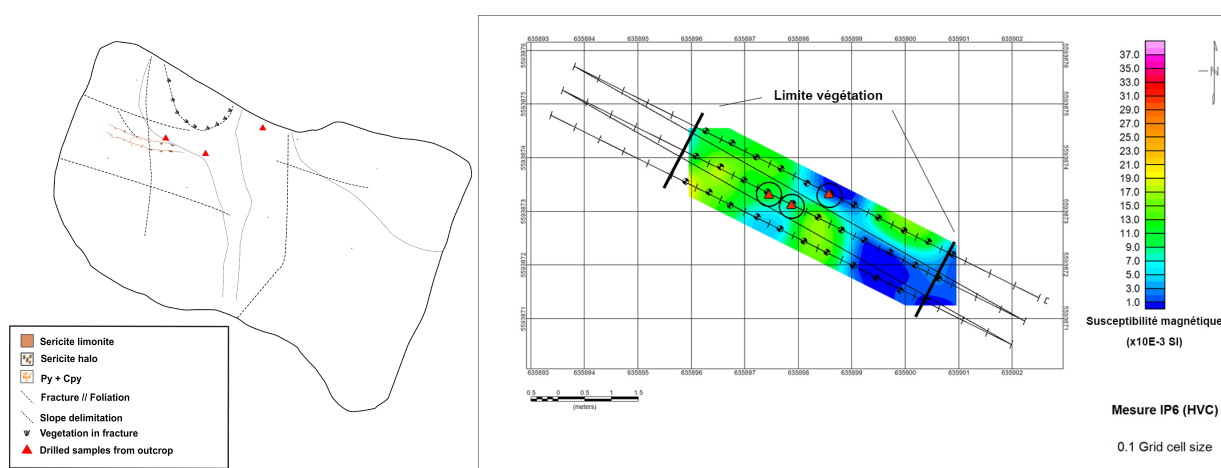


Figure 84 : Affleurement IP6 : Géologie (Gauche) et carte des susceptibilités magnétiques (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

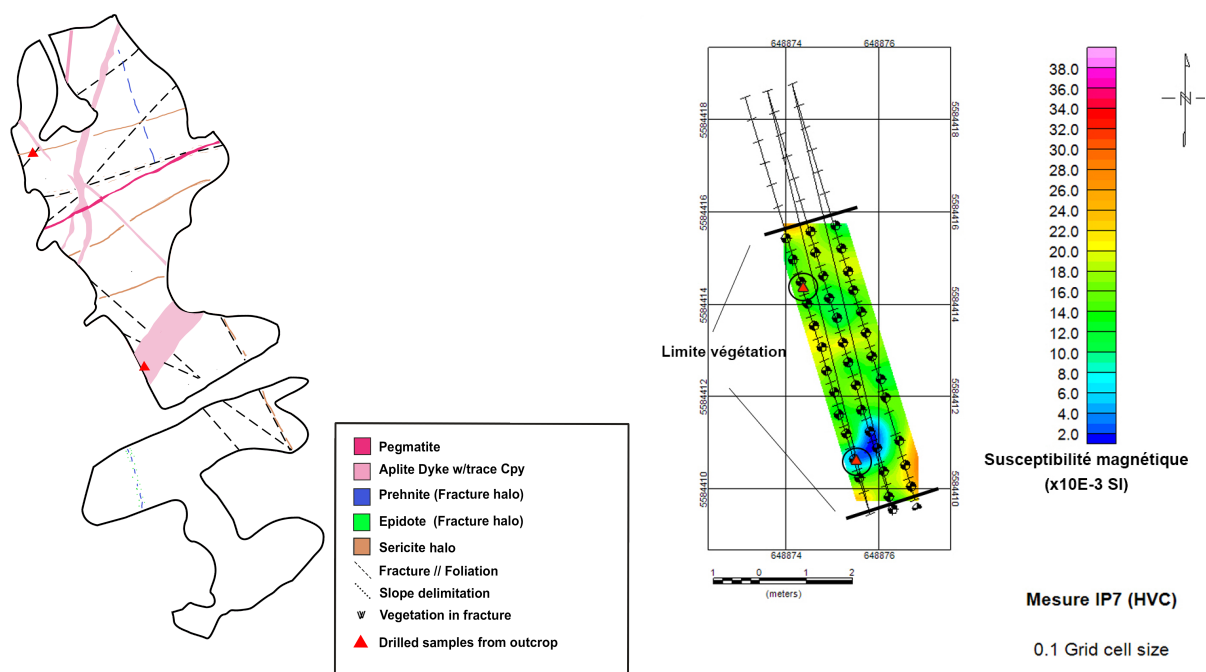


Figure 85 : Affleurement IP7 : (Gauche) Géologie (faciès de Chataway; carte géologique : Kevin Byrne); (Droite) carte des susceptibilités magnétiques. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche.

Tableau 11 : Moyennes des valeurs de susceptibilité magnétique par affleurement calculées avec tous les points de mesures sur chaque affleurement (en unités SI).

Affleurement	Moyenne de toutes les valeurs sur affleurement	Écart type
IP1 (Border Phase)	13,07 $\times 10^{-3}$	7,6 $\times 10^{-3}$
IP2 (Guichon)	28,61 $\times 10^{-3}$	4,3 $\times 10^{-3}$
IP3 (Guichon)	27,42 $\times 10^{-3}$	3,7 $\times 10^{-3}$
IP4 (Border Highland Valley)	38 $\times 10^{-3}$	7,6 $\times 10^{-3}$
IP5 (Bethsaida)	13,27 $\times 10^{-3}$	3,03 $\times 10^{-3}$
IP6 (Bethsaida)	7,9 $\times 10^{-3}$	5,8 $\times 10^{-3}$
IP7 (Chataway)	15,1 $\times 10^{-3}$	5 $\times 10^{-3}$

Spectrométrie gamma

Cette section présente les résultats pour les mesures de spectrométrie gamma prises sur des affleurements. Le but est de présenter la variation spatiale du potassium, du thorium ainsi que de l'uranium à l'échelle métrique. Les mesures de spectrométrie effectuées dans ce projet ont pour but d'identifier les endroits riches ou pauvres en potassium. Les mesures gamma, prises sur

chacun des affleurements en présence, sont présentées sous forme de rapport potassium sur thorium (K/Th), car le thorium étant un élément peu mobile et utilisé pour normaliser les variations de l'élément mobile K au numérateur. Le rapport a pour unités $\%.ppm^{-1}$ puisque les concentrations en potassium et en thorium (ou équivalent thorium) sont exprimées en % et en ppm, respectivement. Plus la valeur est haute, plus l'apport de potassium dans le système est grand et inversement. Sept affleurements ont été visités et les cartes produites à partir des mesures sont présentées à l'Annexe F. L'exemple utilisé ici est celui de l'affleurement IP7 (Figure 86), situé dans l'unité de Chataway. Les valeurs varient de 0,6 à 2,1, la zone de Dyke d'aplite se situe à 2,1. Cette zone présentait des traces de chalcoppyrite, ce qui correspond avec la logique d'ajout de potassium (altération potassique) dans les zones minéralisées. Les données de géochimie obtenues sur les échantillons prélevés sur les affleurements ne reflètent pas nécessairement les mêmes contrastes que les résultats des rapports. Par contre, sur l'affleurement IP7, la valeur de K_2O est clairement plus élevée sur le dyke d'aplite que sur les autres zones, cohérente avec une valeur de rapport très élevé également. Les comparaisons avec les levés à échelle régionale sont difficilement réalisables car la taille des affleurements est de l'ordre de l'empreinte au sol des mesures aéroportées et la lecture aéroportée correspond à une intégration de toutes les lectures prises sur l'affleurement au niveau du sol (Mir, 2017).

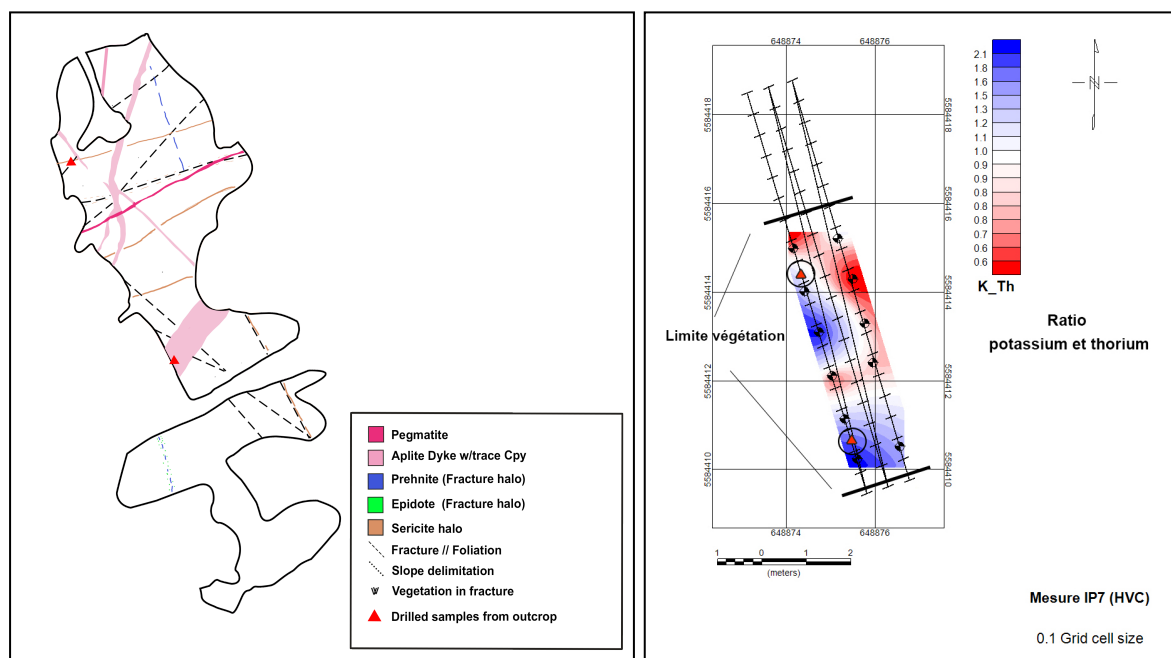


Figure 86 : Affleurement IP7 : (gauche) Géologie de l'affleurement (faciès de Chataway; carte produite par Kevin Byrne); (droite) carte du rapport potassium/thorium calculé à partir des mesures radiométriques. Échelles différentes.

Le tableau 12 affiche le sommaire des mesures sur affleurement ainsi que des mesures en laboratoire pour les échantillons provenant des mêmes affleurements. À l'échelle kilométrique, les valeurs de susceptibilité magnétique proviennent du calcul reliant les valeurs de susceptibilités connues ainsi que du contraste de susceptibilité au même endroit. Pour les valeurs de résistivités et de chargeabilité, elles proviennent des cartes de résistivité et de chargeabilité de surface (Figures 24 et 25). Pour les affleurements, à l'échelle métrique, les valeurs de susceptibilité magnétique et de résistivités ont été mises en échelle \log_{10} pour lesquelles la moyenne a été calculée ainsi que l'écart-type. Les valeurs de P1 et P2 ont été calculées par la suite pour déterminer les valeurs limites de l'intervalle comprenant 68% de toutes les valeurs de ces deux propriétés respectives. Les valeurs de spectrométrie gamma ne sont pas intégrées, car il n'y en a aucune avec laquelle les comparaisons sont possibles. À l'échelle décimétrique, les valeurs représentent celles obtenues sur la mesure d'un échantillon de main provenant du même affleurement où les mesures ont été prises avec la même lithologie avec les incertitudes associées pour les mesures de susceptibilités magnétiques ainsi que les erreurs estimées pour la densité et la porosité. À l'échelle centimétrique, les valeurs représentent les mesures ponctuelles sur des carottes individuelles représentées par les triangles rouges sur les cartes faites sur les mêmes affleurements. Les incertitudes associées aux mesures de susceptibilités magnétiques, les déviations-standard des mesures de résistivité, de chargeabilité et de temps de relaxation sont indiquées. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont très semblables d'une échelle de mesure à une autre, mais affichent des variabilités entre les échelles pour certaines lithologies. Pour chacun des affleurements, les valeurs de susceptibilité magnétique à l'échelle kilométrique ainsi que celles à l'échelle décimétrique se retrouvent dans l'intervalle P1 et P2 de la mesure à l'échelle métrique. À l'échelle centimétrique, c'est souvent plus variable, car les mesures sont beaucoup plus ciblées. Même chose pour les valeurs de résistivités, mis à part pour un affleurement, celui de Guichon, où les résistivités sur échantillon sont plus élevées. À l'échelle centimétrique, c'est souvent plus variable. La faible grandeur des échantillons utilisés dans le cadre des mesures à l'échelle centimétrique a sûrement nui à la justesse de la mesure de susceptibilité magnétique et de résistivité.

Tableau 12 : Comparaison des propriétés physiques sur affleurement avec les mesures provenant uniquement des échantillons prélevés sur ces mêmes affleurements. * Calculées à partir de la carte de contrastes de susceptibilité magnétique (Figure 75), de la carte de résistivité en surface (Figure 24) ainsi que de la carte de chargeabilité en surface (Figure 25). ** Moyenne de toutes les mesures sur l'affleurement avec valeurs P1 et P2 de l'intervalle contenant 68% des valeurs de la distribution, seulement pour les valeurs de susceptibilités magnétiques et de résistivité.

Propriétés physiques (Lithologie Border Phase)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP1)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (4 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	11,5 x 10 ⁻³ (SI)	10 x 10 ⁻³ (SI) 68% (5 x 10 ⁻³ et 20 x 10 ⁻³ (SI))	21 x 10 ⁻³ ± 12 x 10 ⁻⁴ (SI)	0,253E-03 ± 0,04E-03 (SI) 2,62E-03 ± 0,257E-03 (SI) 26,4E-03 ± 0,573E-03 (SI) 0,302E-03 ± 0,140E-03 (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	1400 ohm.m 68% (873 et 2300 ohm.m)	N/A	407,04 ohm.m ± 1,58 ohm.m 2058,62 ohm.m ± 12,56 ohm.m 4728,84 ohm.m ± 71,90 ohm.m 1952,98 ohm.m ± 26,20 ohm.m
Chargeabilité	2 mV/V	5 ms ± 7 ms	N/A	0,07 ± 0,00175 0,08 ± 0,00254 0,07 ± 0,00297 0,07 ± 0,00232
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,17 ± 0,006 s 0,07 ± 0,004 s 0,02 ± 0,001 s 0,05 ± 0,002 s
Densité	N/A	N/A	2,715 ± 0,003 (g/cm3)	2,728 ± 0,003 g/cm3 2,706 ± 0,003 g/cm3 2,770 ± 0,003 g/cm3 2,805 ± 0,003 g/cm3
Porosité	N/A	N/A	1,15 ± 0,2%	3,11 ± 0,2% 1,05 ± 0,2% 0,40 ± 0,2% 1,47 ± 0,2%
Propriétés physiques (Lithologie Guichon)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP2)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (4 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	29,3 x 10 ⁻³ (SI)	28x 10 ⁻³ (SI) 68% (24 x 10 ⁻³ et 33 x 10 ⁻³ (SI))	28 x 10 ⁻³ ± 7 x 10 ⁻³ (SI)	39,6E-03 ± 0,170E-03 (SI) 39,1E-03 ± 1,48E-03 (SI) 37,3E-03 ± 4,15E-03 (SI) 40,4E-03 ± 0,999E-03 (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	2080 ohm.m 68% (560 et 7700 ohm)	N/A	18483,11 ohm.m ± 17,89 ohm.m 8576,62 ohm.m ± 126,26 ohm.m 7067,88 ohm.m ± 110,74 ohm.m 10653,10 ohm.m ± 77,24 ohm.m
Chargeabilité	~ 1325 mV/V	2,4 ms ± 1,08 ms	N/A	0,19 ± 0,00422 0,09 ± 0,00348 0,08 ± 0,00355 0,13 ± 0,00492
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,01 ± 0,000 s 0,03 ± 0,001 s 0,03 ± 0,001 s 0,03 ± 0,002 s
Densité	N/A	N/A	2,72 ± 0,003(g/cm3)	2,746 ± 0,003 g/cm3 2,741 ± 0,003 g/cm3 2,740 ± 0,003 g/cm3 2,762 ± 0,003 g/cm3
Porosité	N/A	N/A	0,98 ± 0,2%	0,88 ± 0,2% 0,79 ± 0,2% 0,67 ± 0,2% 0,68 ± 0,2%
Propriétés physiques (Lithologie Guichon)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP3)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (2 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	28,4 x 10 ⁻³ (SI)	27,1 x 10 ⁻³ (SI) 68% (23x 10 ⁻³ et 31x 10 ⁻³ (SI))	25 x 10 ⁻³ ± 7 x 10 ⁻³ (SI)	22,1E-03 ± 1,63E-03 (SI) 39,1E-03 ± 2,82E-03 (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	4600 ohm.m 68% (1800 et 11650 ohm.m)	N/A	5240,31 ohm.m ± 99,28 ohm.m 11942,18 ohm.m ± 95,19 ohm.m
Chargeabilité	6 mV/V	2,98 ms ± 2,37 ms	N/A	0,06 ± 0,00247 0,13 ± 0,00525
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,03 ± 0,002 s 0,04 ± 0,002 s
Densité	N/A	N/A	2,69 ± 0,003 (g/cm3)	2,743 ± 0,003 (g/cm3) 2,741 ± 0,003 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A	0,84 ± 0,2 %	0,81 ± 0,2 % 0,86 ± 0,2 %
Propriétés physiques (Lithologie Border Highland Valley)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP4)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (2 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	39 x 10 ⁻³ (SI)	37 x 10 ⁻³ (SI) 68% (29 x 10 ⁻³ et 46 x 10 ⁻³ (SI))	46 x 10 ⁻³ ± 4 x 10 ⁻³ (SI)	39,2E-03 ± 1,36E-03 (SI) 45,7E-03 ± 0,674E-03 (SI)
Résistivité	N/A	7500 ohm.m 68% (4200 et 13 000 ohm.m)	N/A	7862,88 ohm.m ± 141,50 ohm.m 5552,49 ohm.m ± 84,89 ohm.m
Chargeabilité	N/A	4 ms ± 3 ms	N/A	0,12 ± 0,00466 0,11 ± 0,00406
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,04 ± 0,002 s 0,04 ± 0,002 s
Densité	N/A	N/A	2,9 ± 0,003(g/cm3)	2,788 ± 0,003 (g/cm3) 2,795 ± 0,003 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A	0,82 ± 0,2%	0,77 ± 0,2% 0,78 ± 0,2%

Propriétés physiques (Lithologie Bethsaida)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP5)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (2 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	12,2 x 10 ⁻³ (SI)	13 x 10 ⁻³ (SI) 68% (10 x 10 ⁻³ et 16 x 10 ⁻³ (SI))	25 x 10 ⁻³ ± 5 x 10 ⁻³ (SI)	21,4E-03 ± 1,20E-03 (SI) (With Cpy) 18,1E-03 ± 0,531E-03 (SI)
Résistivité	possiblement moins que 1325 ohm.m près du centre minéralisé 1325 ohm.m (non minéralisé)	3800 ohm.m 68% (2000 et 7100 ohm.m)	N/A	3582,22 ohm.m ± 72,39 ohm.m (With Cpy) 3211,49 ohm.m ± 44,04 ohm.m
Chargeabilité	6,1 mV/V (près du centre de Valley, supposant une continuité des valeurs sur la Figure 25) 3,5 mV/V (non minéralisé)	3,21 ms ± 3,3 ms	N/A	0,13 ± 0,00532 (With Cpy) 0,01 ± 0,00304
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,03 ± 0,002 s (With Cpy) 0,00 ± 0,001 s
Densité	N/A	N/A	2,68 ± 0,003(g/cm3)	2,641 ± 0,003 (g/cm3) (With Cpy) 2,624 ± 0,003 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A	1,08 ± 0,2%	1,11 ± 0,2% (With Cpy) 0,99 ± 0,2%
Propriétés physiques (Lithologie Bethsaida)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP6)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (3 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	3,2 x 10 ⁻³ (SI)	4 x 10 ⁻³ 68% (1 x 10 ⁻³ et 19 x 10 ⁻³ (SI))	17 x 10 ⁻³ ± 3 x 10 ⁻³ (SI)	2,46E-03 ± 0,582E-03 (SI) 17,3E-03 ± 0,134E-03 (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	9900 ohm.m 68% (3900 et 24 800 ohm.m)	N/A	1708,96 ohm.m ± 23,22 ohm.m 2358,91 ohm.m ± 111,60 ohm.m 975,37 ohm.m ± 16,43 ohm.m
Chargeabilité	4,3 mV/V	6,3 ms ± 5,6 ms	N/A	0,07 ± 0,00247 0,04 ± 0,00660 0,03 ± 0,00215
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,09 ± 0,005 s 0,00 ± 0,002 s 0,05 ± 0,006 s
Densité	N/A	N/A	2,60 ± 0,003 (g/cm3)	2,637 ± 0,003 (g/cm3) 2,639 ± 0,003 (g/cm3) 2,647 ± 0,003 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A	1,7 ± 0,2%	1,56 ± 0,2% 1,42 ± 0,2% 1,24 ± 0,2%
Propriétés physiques (Lithologie Chataway)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP7)	Échantillon de main (décimétrique)	Échelle centimétrique (2 échantillons de l'affleurement)
Susceptibilité magnétique	13,5 x 10 ⁻³ (SI)	13,5 x 10 ⁻³ (SI) 68% (7 x 10 ⁻³ et 24 x 10 ⁻³ (SI))	27 x 10 ⁻³ ± 4 x 10 ⁻³ (SI)	18,1E-03 ± 0,688E-03 (SI) 2,14E-03 ± 0,185E-03 (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	1400 ohm.m 68% (873 et 2300 ohm.m)	N/A	1503,73 ohm.m ± 24,35 ohm.m 1479,89 ohm.m ± 7,86 ohm.m
Chargeabilité	4,3 mV/V	1,9 ms ± 2,3 ms	N/A	0,04 ± 0,004
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,06 ± 0,003 s
Densité	N/A	N/A	2,67 ± 0,003(g/cm3)	2,689 ± 0,003 (g/cm3) 2,601 ± 0,003 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A	0,91 ± 0,2%	1,21 ± 0,2% 1,08 ± 0,2%

5.4 Évaluation des propriétés physiques par diagraphie

Cette section présente les mesures de propriétés physiques prises dans plusieurs trous de forages. La totalité des diagraphies est disponible à l'Annexe H. Le but est d'évaluer la variation *in situ* de la susceptibilité magnétique, de la résistivité, de la chargeabilité ainsi que de la réponse gamma. D'autres informations géochimiques et géologiques sont incorporées en parallèle pour relier les réponses de propriétés physiques à la quantité de minéraux économiques, de certains éléments ainsi que les altérations, lorsqu'elles sont disponibles.

Les diagraphies de forages ont été effectuées sur 11 trous se trouvant dans les principaux centres minéralisés, soit Valley, Bethlehem et Highmont. Ces diagraphies avaient pour but de

déterminer in situ les variations de la susceptibilité magnétique, de la résistivité, de la chargeabilité ainsi que du rayonnement gamma avec la profondeur. Tous les résultats sont présentés à l'Annexe H. D'autres informations géochimiques et géologiques sont incorporées en parallèle pour relier les réponses de propriétés physiques à la teneur en minéraux économiques, à la concentration de certains éléments ainsi qu'aux altérations lorsqu'elles sont disponibles. La première observation, la plus flagrante, est que lorsqu'il y a minéralisation, indiquée par l'augmentation des éléments cuivre et soufre, la susceptibilité magnétique et la chargeabilité, semblent constamment réagir en sens opposé: une baisse de susceptibilité avec une hausse de chargeabilité; on note également une baisse de résistivité associée (Figures 87 et 88). Ce comportement se reproduit dans la majorité des diagraphies, mis à part dans le trou B12-05 à la surface. Les mesures de spectrométrie gamma affichent des augmentations de niveau lorsque la minéralisation augmente, surtout dans la zone de Valley. La zone de Bethlehem et Highmont ne semble pas avoir de réponses très fortes au niveau gamma lorsqu'il y a minéralisation. En se rapportant aux informations disponibles sur l'altération dans les rapports de diagraphie, la colonne notée « Alt.prim » (pour altération primaire), lorsqu'elle est disponible, affiche une corrélation minéralisation avec les altérations potassiques à biotite, les altérations potassiques (feldspath K) et l'altération en muscovite. Il ne semblait pas y avoir d'informations disponibles claires sur les altérations pour les forages B12-05, B12-04, B12-09 et B13-017. En ce qui concerne les éléments géochimiques affichant des fluctuations reliées aux minéralisations, deux ratios ont été calculés : potassium sur aluminium (K/Al) ainsi que sodium sur aluminium (Na/Al). Dans ces deux cas, les scénarios sont différents d'un forage à l'autre. La plupart du temps, l'augmentation du ratio K/Al est accompagné d'une diminution du ratio Na/Al, ce qui appuie les observations avec les altérations primaires comme quoi la minéralisation est accompagnée, presque toujours d'une altération potassique. Cela coïncide bien avec la logique des modèles de mise en place des batholites. Le lien n'est pas toujours direct par contre. Il y a certainement des zones de transitions où pour certains trous cette relation semble moins directe. Les autres éléments de géochimie notables sont l'arsenic (As), l'argent (Ag), le carbone (C), le titane (Ti), le strontium (Sr), le soufre (S), le rubidium (Rb) et le vanadium (V). Dans la majorité des cas, les minéralisations sont accompagnées d'une augmentation des éléments de : As, Ag, C et S et d'une diminution du Sr, le Ti et le V.

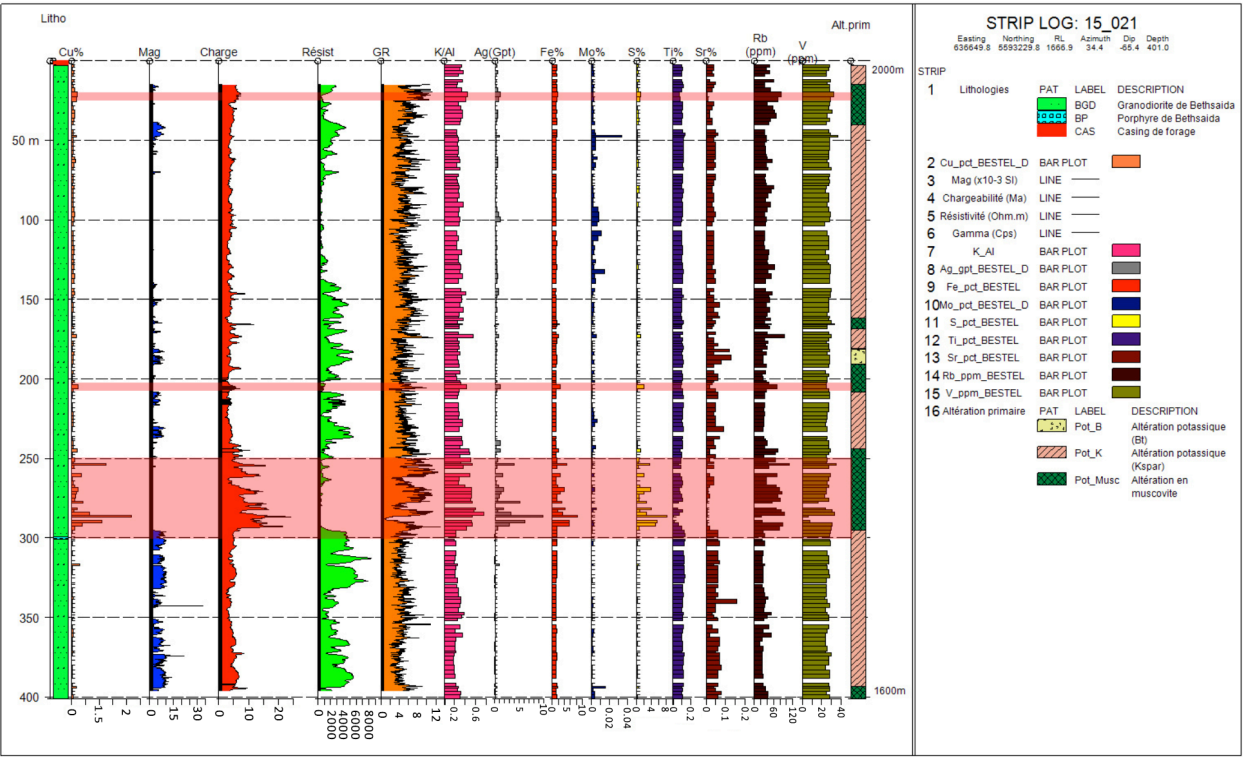


Figure 87 : Diagraphie du trou de forage V15_021

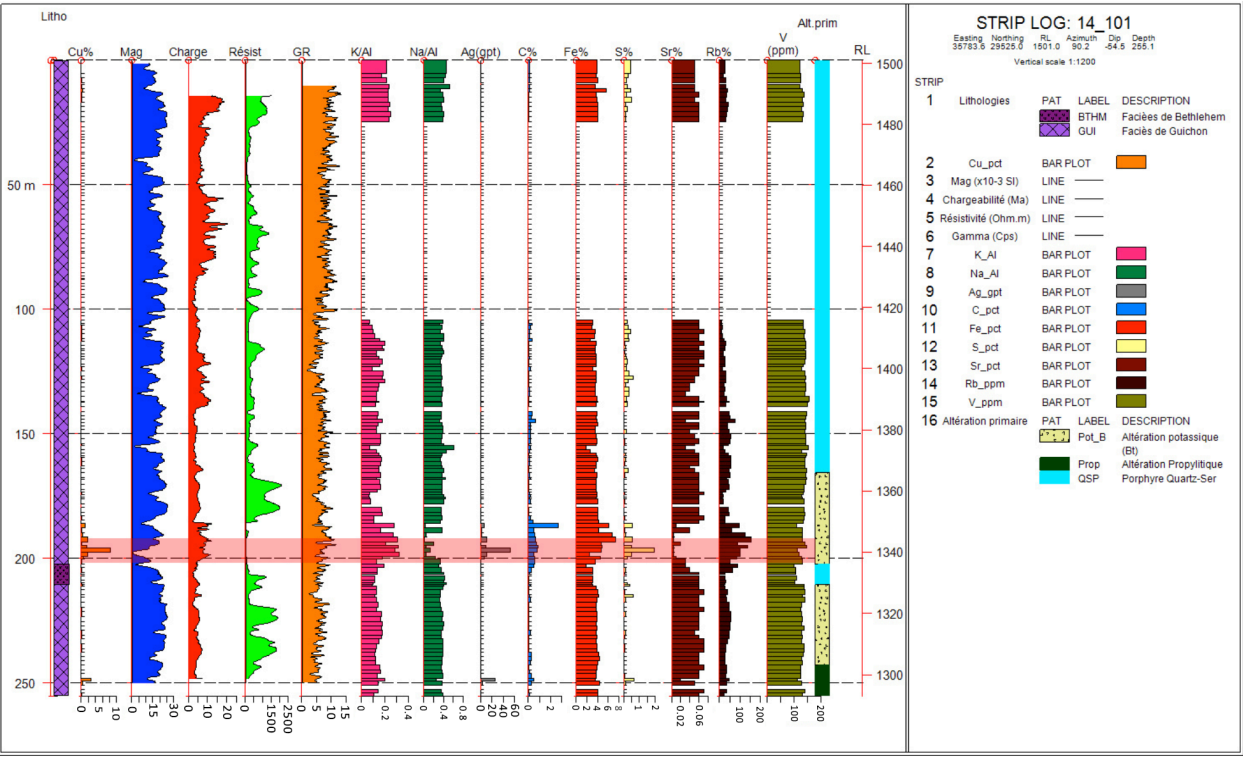


Figure 88 : Diagraphie du trou de forage B14-101

Dans le tableau 13, les valeurs de susceptibilité magnétique et de résistivité ont été mises en échelle \log_{10} pour lesquelles la moyenne a été calculée ainsi que l'écart-type. Les valeurs de P1 et P2 ont été calculées par la suite pour déterminer les valeurs limites de l'intervalle comprenant 68% de toutes les valeurs de ces deux propriétés respectives, et ce, pour des intervalles précis, étant minéralisés et non minéralisés. Le métrage de ces intervalles est indiqué également pour permettre de les visualiser sur les cartes de diagraphie. Les valeurs de chargeabilité, ainsi que celles du compte gamma, proviennent de la moyenne des valeurs associées aux mêmes intervalles, minéralisés et non minéralisés, avec leur écart-type. Les intervalles minéralisés affichent des baisses de susceptibilité magnétique systématiques d'environ 3 à 4 fois les valeurs des intervalles non minéralisés. Les valeurs de résistivités dans les zones minéralisées sont d'environ 3 à 6 fois inférieures à celles se situant dans les zones non minéralisées, parfois même de 12 à 13 fois inférieures. Les mesures de chargeabilités affichent des hausses d'environ le double, au maximum, avec les valeurs correspondantes aux zones non minéralisées. Les comptes gamma, en zone minéralisée, sont presque toujours 1,4 fois supérieurs à ceux en zone non minéralisée (Tableau 13).

Tableau 13 : Comparaison des propriétés physiques obtenues par diagraphies pour des intervalles minéralisés et non minéralisés.

V15_021_Bethsaida	Minéralisé (250-300 m) (Alt.Muscovite) ~1-2% Cu	Non minéralisé (300 - 395 m) Alt.Potassique (Kspar)
Susceptibilité magnétique	1 x 10 ⁻³ (SI) 68% (0,5 x10 ⁻³ et 1,7 x10 ⁻³ (SI))	4 x 10 ⁻³ (SI) 68% (2 x10 ⁻³ et 10 x10 ⁻³ (SI))
Chargeabilité	9 ms ± 4 ms	4 ms ± 1 ms
Résistivité (N32)	600 ohm.m 68% (240 et 1600 ohm.m)	4400 ohm.m 68% (2200 et 8700 ohm.m)
Compte gamma	6 cps ± 2 cps	4 cps ± 1 cps
V15_004_Bethsaida	Minéralisé (225-245m) (Altération muscovite) ~1% Cu	Non-minéralisé (175-220m) (multiples altérations)
Susceptibilité magnétique	2,1 x 10 ⁻³ (SI) 68% (1 x10 ⁻³ et 4 x10 ⁻³ (SI))	6 x 10 ⁻³ (SI) 68% (3 x10 ⁻³ et 11 x10 ⁻³ (SI))
Chargeabilité	5 ms ± 1 ms	4 ms ± 1 ms
Résistivité (N32)	820 ohm.m 68% (450 et 1400 ohm.m)	1400 ohm.m 68% (900 et 2200 ohm.m)
Compte gamma	1,03 cps ± 0,58 cps	1,59 cps ± 0,87 cps
V15_019_Bethsaida	Minéralisé (39-42m,70-75m,130-135m,160-162m,330-335m) Alt. Potassique (Kspar) ~2,5% Cu Alt.Muscovite ~1 % Cu	Non minéralisé (230-280 m) (multiples altérations)
Susceptibilité magnétique	1,8 x10 ⁻³ (SI) 68% (0,6 x10 ⁻³ et 2,8 x10 ⁻³ (SI))	7 x10 ⁻³ (SI) 68% (4 x10 ⁻³ et 12 x10 ⁻³ (SI))
Chargeabilité	7 ms ± 2 ms	5 ms ± 1ms
Résistivité (N32)	880 ohm.m 68% (430 et 1800 ohm.m)	5000 ohm.m 68% (3500 et 7100 ohm.m)
Compte gamma	5 cps ± 1 cps	3 cps ± 1 cps
B14_101_Guichon	Minéralisé (190-200 m) Alt.Potassique (Bt) ~8% Cu	Non minéralisé (205-250 m) QSP (porphyre Quartz et séricite)
Susceptibilité magnétique	7 x10 ⁻³ (SI) 68% (2 x10 ⁻³ et 26 x10 ⁻³ (SI))	19 x10 ⁻³ ± 4x10 ⁻³ (SI) 68% (14 x10 ⁻³ et 27 x10 ⁻³ (SI))
Chargeabilité	8 ms ± 1 ms	4 ms ± 1 ms
Résistivité (N32)	550 ohm.m 68% (360 et 830 ohm.m)	7100 ohm.m 68% (3500 et 14000 ohm.m)
Compte gamma	7 cps ± 1 cps	5 cps ± 1 cps
B12_04_Guichon	Minéralisé (31-33 m, 39-40 m) Alt (N/A) ~1 % Cu	Non minéralisé (40-50 m) Alt (N/A)

Susceptibilité magnétique	1 x10-3 (SI) 68% (0,2 x10-3 et 7 x10-3 (SI))	23 x 10-3 (SI) 68% (14 x10-3 et 39 x10-3 (SI))
Chargeabilité	13 ms ± 3 ms	5 ms ± 0 ms
Résistivité (N32)	590 ohm.m 68% (450 et 760 ohm.m)	960 ohm.m 68% (800 et 1000 ohm.m)
Compte gamma	37 cps ± 7 cps	28 cps ± 3cps
B12_09_Guichon/Bethlehem	Minéralisé (110-115 m) Alt (N/A) ~1% Cu	Non minéralisé (150-170 m) Alt (N/A)
Susceptibilité magnétique	6 x 10-3 (SI) 68% (2 x10-3 et 23 x10-3 (SI))	22 x10-3 (SI) 68% (19 x10-3 et 25 x10-3 (SI))
Chargeabilité	9 ms ± 4 ms	3 ms ± 1 ms
Résistivité (N32)	310 ohm.m 68% (640 et 680 ohm.m)	4300 ohm.m 68% (1700 et 10 000 ohm.m)
Compte gamma	28 cps ± 5 cps	18 cps ± 2 cps
B14_063_Guichon	Minéralisé (39-44 m) Alt. Potassique (Bt) ~1,5% Cu	Non minéralisé (25-35 m) Alt. Potassique (Bt)
Susceptibilité magnétique	4 x10-3 (SI) 68% (2 x10-3 et 9 x10-3 (SI))	22 x10-3 (SI) 68% (19 x10-3 et 26 x10-3 (SI))
Chargeabilité	6 ms ± 2ms	5 ms ± 0 ms
Résistivité (N32)	2800 ohm.m 68% (1400 et 5500 ohm.m)	8300 ohm.m 68% (7400 et 9400 ohm.m)
Compte gamma	6 cps ± 1 cps	8 cps ± 1 cps
H15_003_Bethsaida	Minéralisé (110-115 m) Alt. Potassique (Kspar) ~5% Cu	Non minéralisé (125 -155 m) Alt. Potassique (Kspar)
Susceptibilité magnétique	4 x10-3 (SI) 68% (2 x10-3 et 5 x10-3 (SI))	7 x10-3(SI) 68% (1 x10-3 et 27 x10-3 (SI))
Chargeabilité	4 ms ± 1 ms	3 ms ± 0,2 ms
Résistivité (N32)	430 ohm.m 68% (330 et 560 ohm.m)	2500 ohm.m 68% (2200 et 2800 ohm.m)
Compte gamma	1,8 cps ± 1,4 cps	1,8 cps ± 0,4 cps
H15_006_Skeena	Minéralisé (77,5 - 82,5m) Alt.Potassique (Kspar) ~0,2% Cu	Non minéralisé (85 - 95 m) Alt. Potassique (Bt)
Susceptibilité magnétique	0,3 x10-3 (SI) 68% (0,04 x10-3 et 3 x10-3 (SI))	13 x10-3 (SI) 68% (9 x10-3 et 17 x10-3 (SI))
Chargeabilité	3 ms ± 0,8 ms	3 ms ± 0,4 ms
Résistivité (N32)	420 ohm.m 68% (320 et 540 ohm.m)	2300 ohm.m 68% (1800 et 3000 ohm.m)
Compte gamma	4 cps ± 1 cps	5 cps ± 1 cps

5.5 Relations entre la géochimie/minéralogie et propriétés physiques

Des analyses géochimiques et minéralogiques ont permis d'identifier les minéraux présents et d'établir leur abondance dans 41 échantillons ayant été analysés par XRD. Pour le bien de la présente section, l'accent est mis sur les minéraux suivants : chalcopryrite, pyrite, muscovite, quartz, albite, microcline et calcite pour lesquels les résultats sont assez nombreux. La chargeabilité, la résistivité, le temps de relaxation et la susceptibilité magnétique sont les principales propriétés physiques pour lesquelles des corrélations avec les minéraux sont anticipées (Figure 89).

Cristallinité de la séricite

Les analyses SWIR (de l'anglais Short Wave Infra Red) permettent des analyses rapides de certains minéraux sur les échantillons. Avec une préparation très sommaire, cette méthode permet d'identifier une grande variété de minéraux hydratés. La façon avec laquelle la séricite et la chlorite répondent aux mesures SWIR est le reflet de la chimie du fluide hydrothermal à partir duquel ces minéraux se sont formés (Halley, 2008)

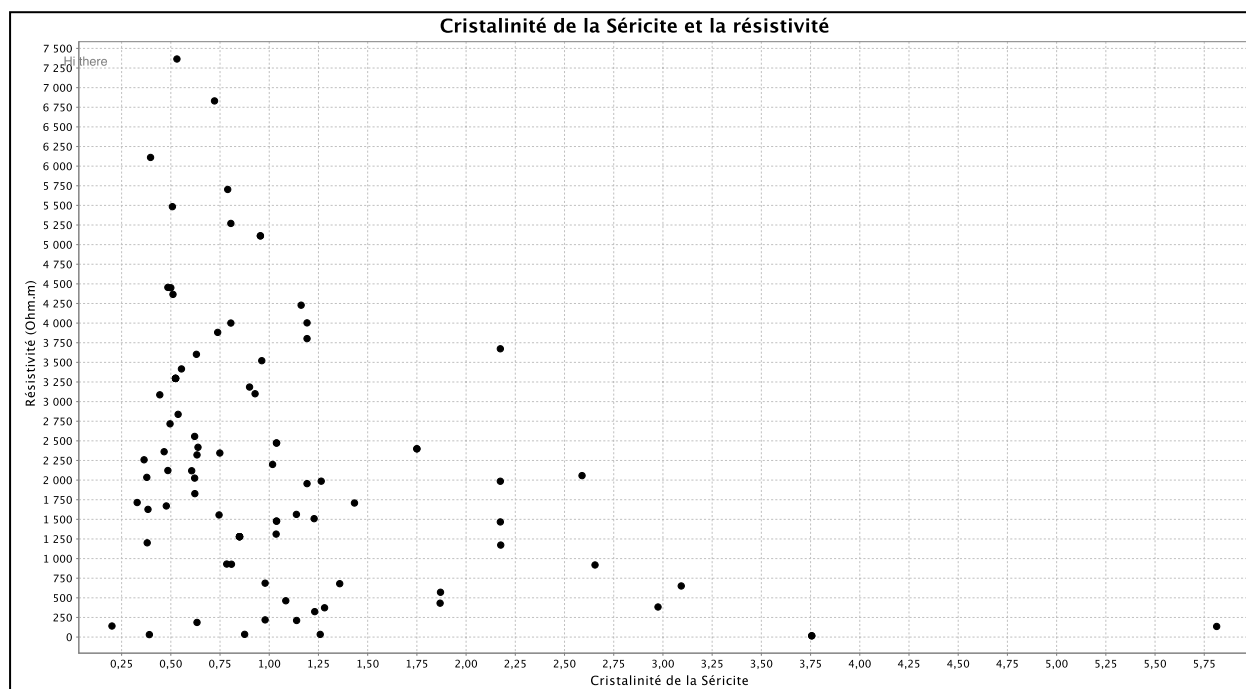


Figure 89 : Résistivité des échantillons avec la cristallinité de la séricite contenue dans ces échantillons. Diminution de la résistivité avec l'augmentation de la cristallinité de la séricite. Ce ratio est le résultat des analyses en SWIR (Lesage, com. pers.)

Chargeabilité et minéralogie

Les minéraux mesurés avec les analyses XRD qui affichent une relation plus directe avec la chargeabilité sont la pyrite et la chalcoppyrite. En effet, plus la pyrite se retrouve en grande quantité plus la chargeabilité augmente en allant dans une fourchette de valeurs d'un peu moins que 0,05 jusqu'à 0,8 pour l'échantillon contenant le plus de pyrite. La muscovite et le microcline semblent avoir une relation inverse. Plus leur contenu augmente, plus la chargeabilité diminue. La relation n'est pas directement reliée entre le microcline et la chargeabilité, mais l'augmentation de microcline peut signifier la diminution de minéraux chargeables. La chalcoppyrite ne semble pas afficher une relation directe. La relation n'est pas claire. Les plus grandes chargeabilités sont obtenues avec les concentrations de chalcoppyrite sous les 8% (Figure 90).

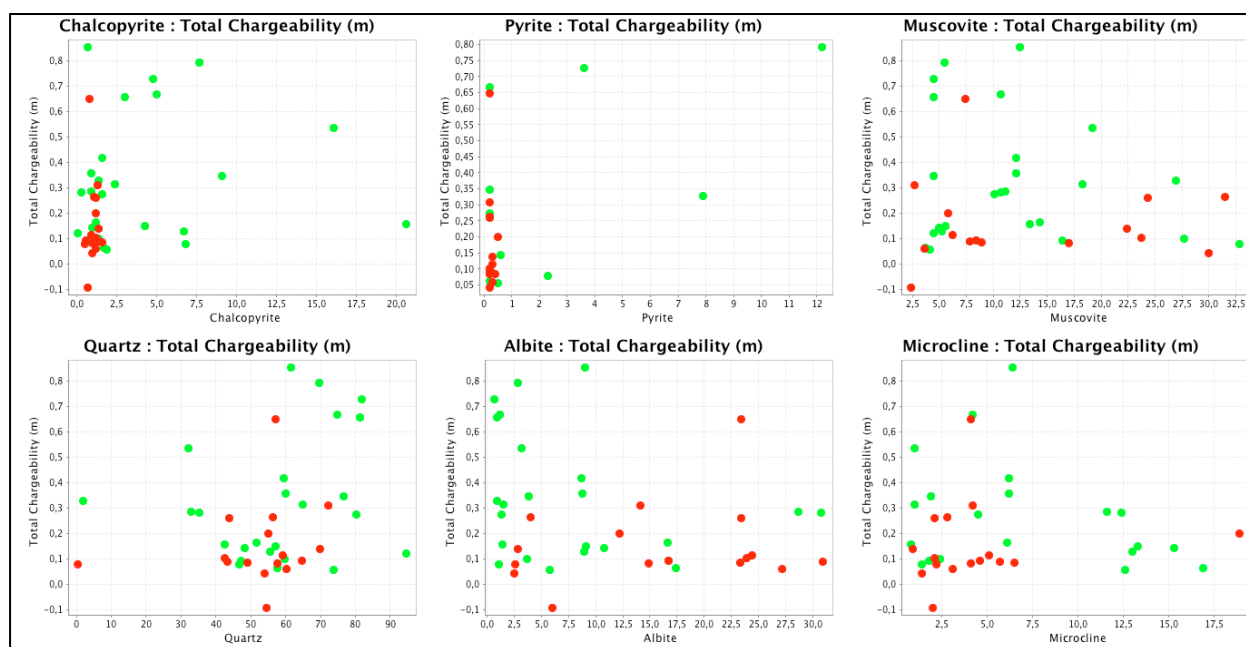


Figure 90 : Chargeabilité vs concentration (%) en différents minéraux analysés au XRD. Bethlehem (symboles rouges); Valley (symboles verts).

Résistivité et minéralogie

La résistivité affiche des relations plutôt inverses avec la chalcoppyrite, la pyrite, la muscovite ainsi que la microcline. Plus la proportion de ces minéraux augmente moins c'est résistif. On s'attendrait à un tel résultat. L'augmentation de la concentration des métaux influence la conductivité électronique et l'augmentation de la muscovite et de la microcline, due à l'altération, accompagnée d'une plus grande porosité augmentera la conductivité électrolytique. Par contre, avec l'augmentation du quartz et de l'albite, la résistivité semble augmenter, ce qui est normal pour ces minéraux (Figure 91).

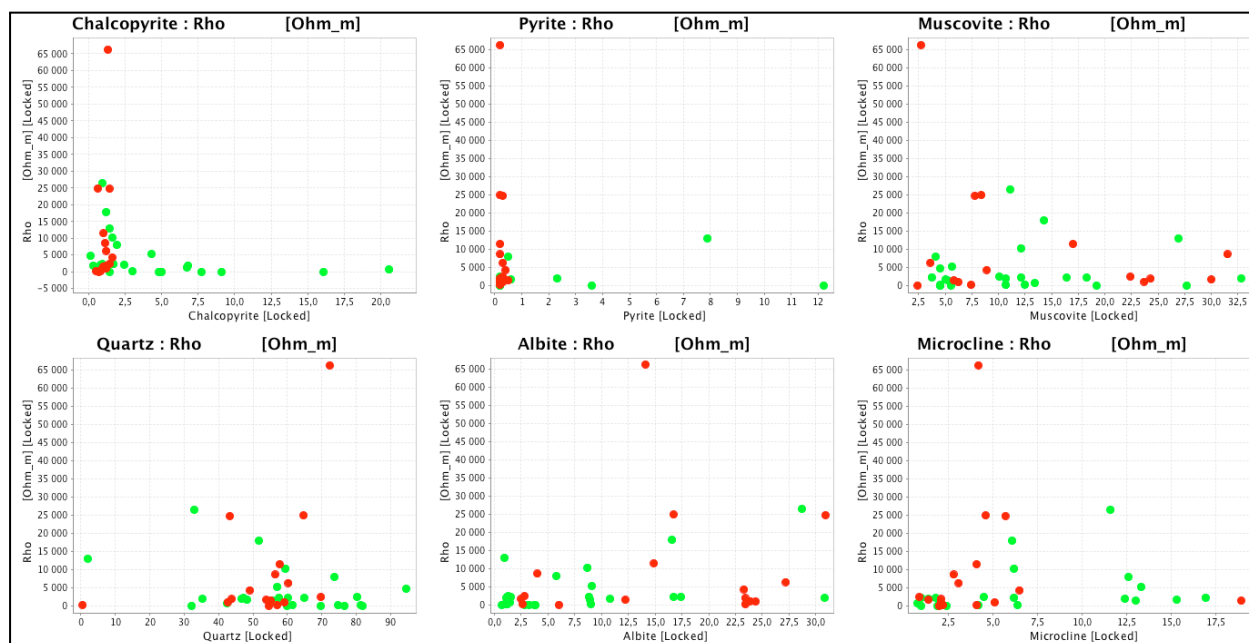


Figure 91 : Comportement de la résistivité en fonction des différents minéraux analysés au XRD en (%). (Rouge) Bethlehem; (Vert) Valley.

Temps de relaxation et minéralogie

Les temps de relaxation associés à ces différents minéraux semblent avoir une relation intéressante avec la chalcoppyrite, la pyrite ainsi que la microcline. Plus le pourcentage de chalcoppyrite, pyrite et microcline augmente, plus les temps de relaxation sont courts. Il est intéressant de voir qu'il y a une certaine ségrégation entre les échantillons de Bethlehem et Valley. Dans Bethlehem, les temps semblent courts, alors que pour Valley, il y a une gamme de temps différents suivant l'augmentation de la chalcoppyrite. Les temps de relaxation augmentent

avec l'augmentation de la quantité la muscovite, mais encore, les temps de relaxation associés à Bethlehem semblent demeurer sous les 0,3 s, alors que ceux de Valley augmentent jusqu'à 1,2 s. L'hypothèse serait peut-être que pour certains échantillons, ayant une grande quantité de chalcoppyrite, mais avec des grains disséminés, le temps de relaxation serait plus court. La majorité des échantillons semblent avoir des temps de relaxation entre 0 et 0,4 s. Ces valeurs de temps de relaxation pourraient être le type de réponse recherché dans l'identification des gisements disséminés et à faible teneur en cuivre (Figure 92).

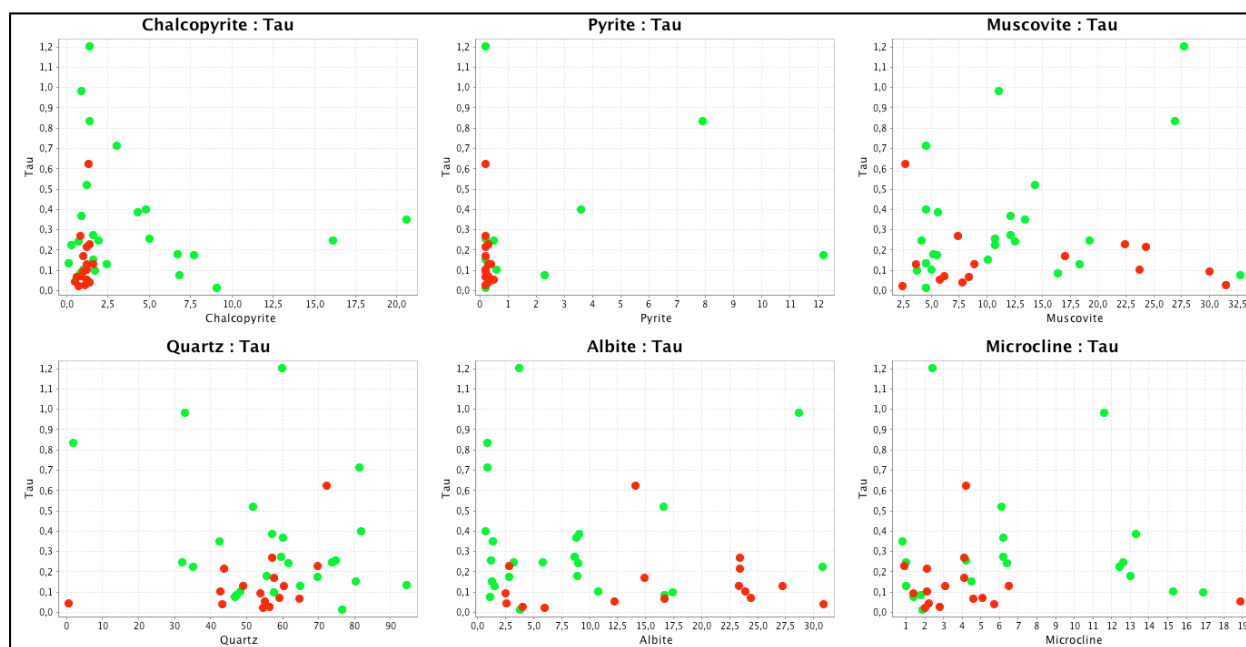


Figure 92 : Temps de relaxation (en s) en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%). Rouge : Bethlehem. Vert : Valley.

Susceptibilité magnétique et minéralogie

Ici, les susceptibilités magnétiques ont une relation intéressante avec la chalcoppyrite, la pyrite et le microcline. Plus le pourcentage de ces trois minéraux augmente, plus la susceptibilité diminue. La muscovite, le quartz et l'albite n'affichent aucun lien évident avec la susceptibilité magnétique (Figure 93).

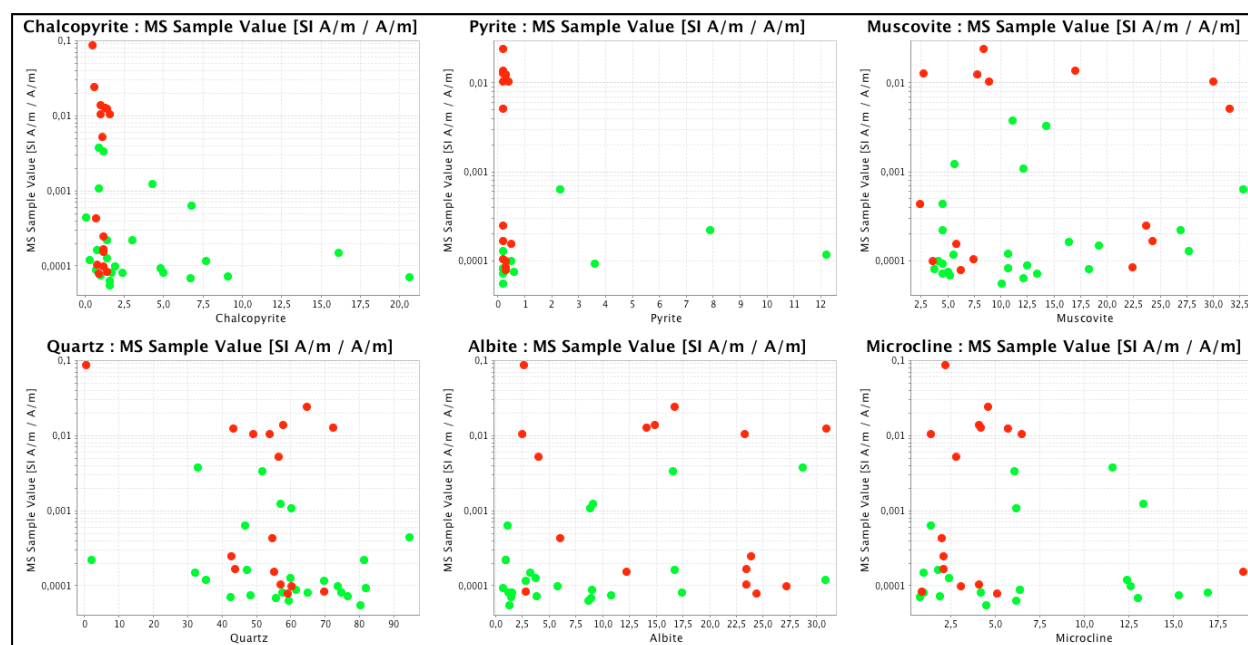


Figure 93 : Susceptibilité magnétique en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%). Rouge : Bethlehem. Vert : Valley.

Porosité et minéralogie

La porosité affiche une diminution avec l'augmentation de la muscovite, du quartz, du microcline et de l'albite. La porosité semble augmenter avec la concentration en pyrite, mais seulement pour quelques échantillons. Ce comportement est probablement dû au fait que ces échantillons étaient plus friables et en moins bon état et provenant du centre de Valley.

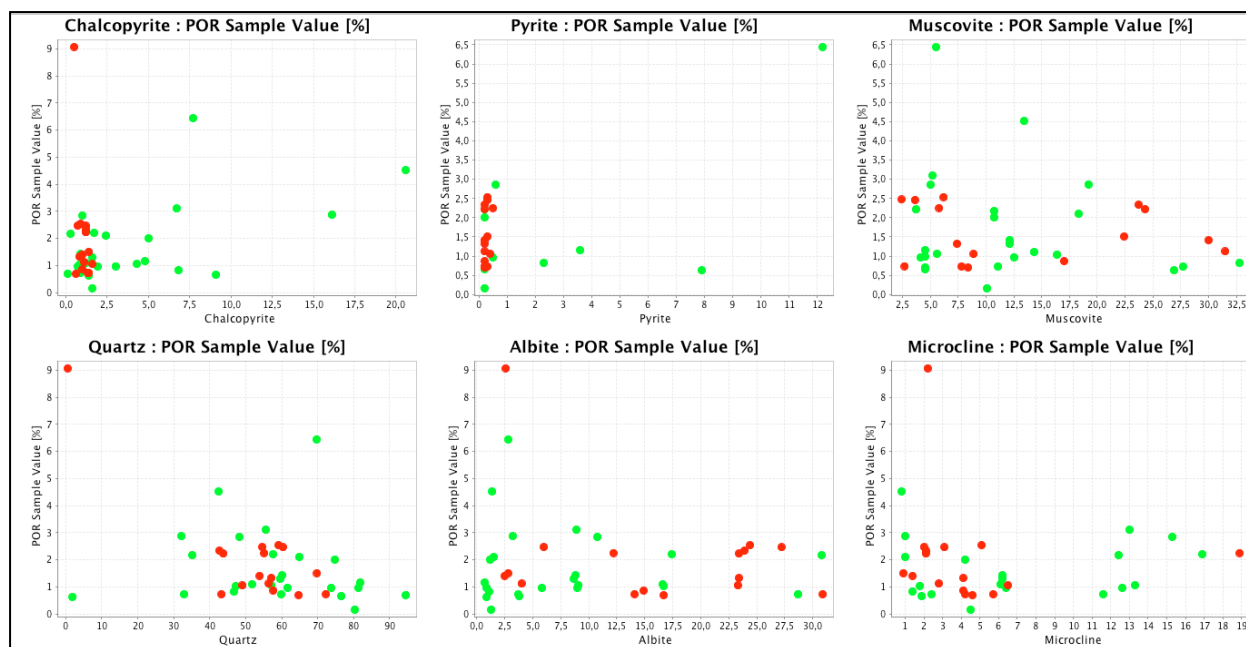


Figure 94 : Porosité en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%). Rouge : Bethlehem. Vert : Valley.

Densité et minéralogie

La densité affiche une augmentation en association avec l'augmentation du pourcentage de quartz. Ceci s'expliquerait par le fait que le quartz est souvent associé avec l'apport de minéraux plus lourds comme des métaux et des sulfures. Normalement, l'augmentation de la proportion de quartz devrait diminuer la densité. Des diminutions de densité sont observées avec l'augmentation de la chalcopyrite, l'albite et le microcline. Il est fort probable que ces augmentations soient associées à une augmentation de quartz (silice) dans le centre de Valley, ce qui est beaucoup moins dense que les métaux.

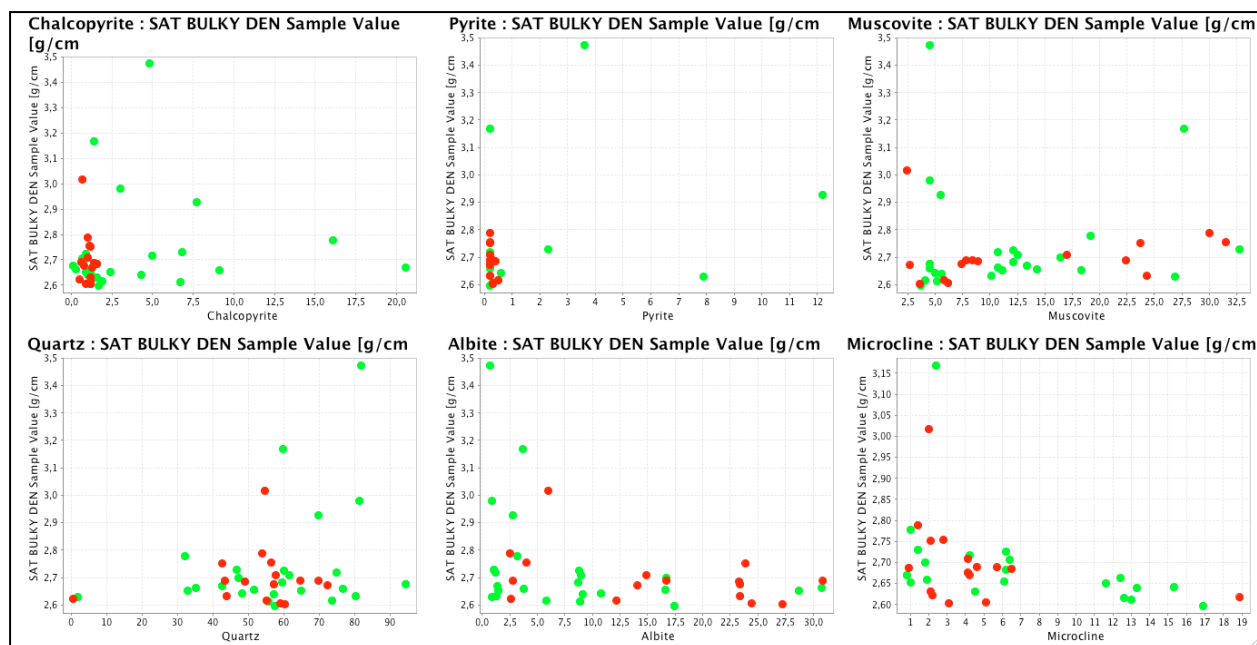


Figure 95 : Densité en fonction de différents minéraux analysés au XRD en (%) : Bethlehem (symboles rouges); Valley (symboles verts).

5.6 ACP : Analyses en composantes principales

Le but des analyses en composantes principales est de tenter de voir quels éléments évoluent ensemble ou non. L'analyse en composantes principales (ACP ou PCA en anglais pour *principal component analysis*), ou selon le domaine d'application la transformation de Karhunen-Loève (KLT), est une méthode de la famille de l'analyse des données et plus généralement de statistique multivariée, qui consiste à transformer des variables liées entre elles (dites « corrélées » en statistique) en nouvelles variables décorrélées les unes des autres. Ces nouvelles variables sont nommées « composantes principales », ou axes principaux (Wikipedia). Ici, les mesures des propriétés physiques correspondent aux éléments incorporés dans la PCA, soit la densité, la susceptibilité magnétique, la porosité, la résistivité ainsi que la chargeabilité provenant de la base de données incluant les mesures électriques. L'observation la plus intéressante est de voir l'anti-corrélation entre la densité et la susceptibilité magnétique par rapport à la porosité, probablement expliquée par le fait que plus la porosité augmente, parallèlement à l'augmentation de l'altération, plus la destruction de la magnétite s'effectue et ceci est accompagné par des injections de silice faisant par le fait même diminuer la densité. La résistivité et la chargeabilité

travaillent ensemble et réagissent indépendamment de la densité, de la susceptibilité magnétique et de la porosité. Il est certain que la résistivité est la plupart du temps, affectée par la porosité, lorsque l'interconnectivité entre les pores dans la roche est grande. Donc, avec une grande interconnectivité des pores, la résistance diminuerait. La connectivité électronique de la minéralisation est assez importante pour certains échantillons, ceci peut expliquer la tendance incertaine de la résistivité dans la PCA actuelle. On voit aussi que la densité et la susceptibilité magnétique semblent évoluer ensemble, donc lorsque la densité augmente, la susceptibilité augmente également. Cette information vient appuyer les graphiques X/Y vus auparavant dans ce travail (Figures : 66, 67, 78 et 81).

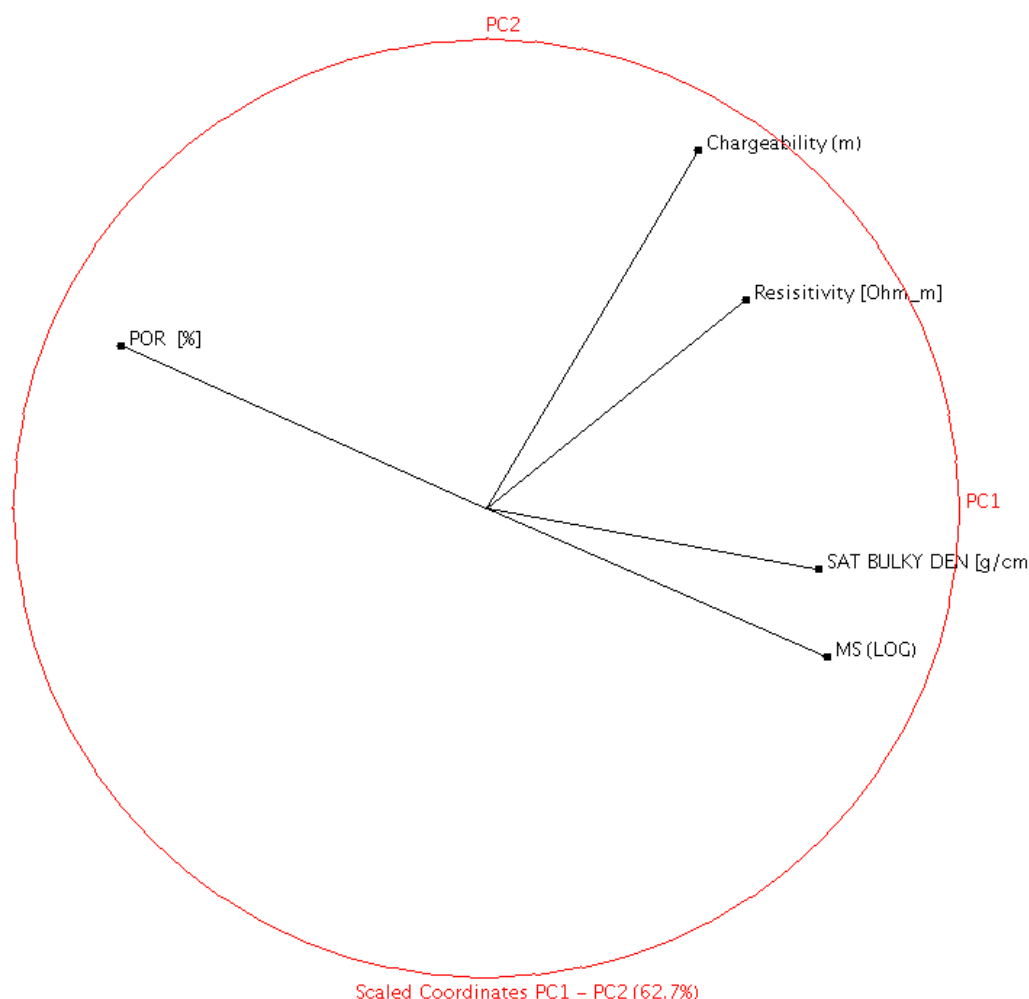


Figure 96 : Analyse en composantes principales obtenue pour les différentes propriétés mesurées pour les axes P1 et P2.

5.7 Propriétés physiques estimées à différentes échelles

L'objectif de cette section est la comparaison des résultats des mesures effectuées à différentes échelles et ce pour les lithologies de Border phase, Guichon, Bethsaida, Highland Valley Bethsaida et Chataway, pour déterminer les différences entre ces mesures. Les valeurs de spectrométrie gamma ne sont pas intégrées, car il n'y a aucune autre mesure avec laquelle les comparaisons sont possibles.

Les mesures de susceptibilité magnétique, de résistivité, de chargeabilité ont été évaluées à l'échelle kilométrique à l'aide des cartes de surface disponibles, soit la carte des contrastes de susceptibilité magnétique (Figure 79), la carte de compilation des résistivités de surface (Figure 24) et la carte de compilation des chargeabilités de surface (Figure 25). Les valeurs de susceptibilité magnétique proviennent du calcul reliant les valeurs de susceptibilités connues ainsi que le contraste de susceptibilité au même endroit, obtenue en comparant la différence de susceptibilité magnétique connue à un point avec la carte du champ total, au même point, pour ensuite réappliquer cette différence au champ total. À l'échelle métrique, la moyenne des résultats de mesures sur l'affleurement ainsi que les valeurs P1 et P2 de l'intervalle contenant 68% des valeurs de la distribution sont calculés, et ce, pour les valeurs de susceptibilités magnétiques et de résistivité préalablement mises en échelle log10. Le compte gamma est représenté par la moyenne et l'écart-type. Les résultats de propriétés physiques obtenus par diagraphie en forage sont présentés entre l'échelle métrique et centimétrique. Le numéro du forage est indiqué en haut de la colonne. La présentation des données est faite en fonction d'intervalles minéralisés et non minéralisés. Pour la susceptibilité magnétique ainsi que pour celle de la résistivité, la valeur moyenne, ainsi que les valeurs de P1 et P2 contenant 68% des mesures de cet intervalle, sont présentées. Les chargeabilités et le compte gamma sont présentés avec la valeur moyenne ainsi que l'écart-type pour chaque intervalle. Finalement, les mesures dans l'échelle centimétrique proviennent des mesures de laboratoire, représentées sur les cartes des propriétés physiques avec les lithologies et altérations du chapitre 5. Les valeurs moyennes ainsi que les quartiles 1 et 2 de la distribution sont extraits des graphiques en boîte obtenus pour chacune des propriétés (Figures 64, 68, 72)

Dans la lithologie de Guichon, par exemple, les résultats obtenus en forage indiquent que des variations de l'ordre de $\sim 7 \times 10^{-3}$ SI peuvent survenir entre les plus basses valeurs et les plus

hautes valeurs de susceptibilité magnétique toute échelle confondue. La plus basse étant de 21×10^{-3} SI à l'échelle kilométrique et la plus haute à 27×10^{-3} SI sur les mesures d'affleurement. La différence est assez minime en fonction de l'échelle. Les plus grandes différences apparaissent entre les zones minéralisées et non minéralisées en diagraphie dans les forages. Les mesures de résistivités obtenues à différentes échelles affichent des différences d'environ 6000 ohm entre l'échelle kilométrique et l'échelle en forage. Les valeurs de résistivités à l'échelle kilométrique, étant les plus basses, se retrouvent néanmoins dans les 68% des valeurs mesurées aux autres échelles, entre les valeurs de P1 et P2. Encore une fois, les mesures obtenues sur affleurement et en laboratoires affichent des résultats semblables. Les informations obtenues en comparant ces différentes échelles montrent qu'à l'échelle métrique et centimétrique, on obtient des valeurs très similaires, à condition d'avoir un nombre d'échantillons suffisant. En regardant à l'échelle centimétrique, quelques échantillons peuvent donner des valeurs très basses alors qu'avec un nombre autour de 60, il est possible de commencer à avoir l'image plus proche de ce que l'on mesure aux autres échelles. Les mesures en forage demeurent très précises et apportent beaucoup d'informations sur les différences entre les zones minéralisées et non minéralisées. Une seule lithologie fut expliquée ici à titre d'exemple. La lithologie Bethsaida, contenant le centre minéralisé de Valley, affiche des relations semblables, mais avec quelques disparités plus grandes à l'échelle centimétrique dues aux grandes résistivités et très faibles susceptibilités magnétiques. La ressemblance des valeurs à l'échelle métrique et centimétrique est néanmoins encore existante. L'échelle de mesure en laboratoire est très efficace pour les mesures de susceptibilité magnétique, de densité ainsi que les mesures de résistivité. L'échelle métrique ainsi que les mesures en forage sont probablement les deux types de mesures les plus efficaces pour comprendre la variabilité spatiale des propriétés, mais plus coûteux, pour réussir à avoir une image juste des zones en exploration. Consulter le tableau 14 pour les autres résultats ainsi que les figures 97, 98, 99 et 100 qui illustrent le tableau 14, mais seulement lorsque les quatre échelles de mesures étaient disponibles.

Tableau 14 : Comparaison des valeurs de différentes propriétés physiques prises à différentes échelles. * Valeurs calculées avec la carte des contrastes de susceptibilité magnétique et des résultats d'inversion des travaux de Marc Vallée (Vallée et al., 2017) (Figure 79), de la carte de résistivité en surface (Figure 24) ainsi que de la carte de chargeabilité en surface (Figure 25). ** Moyenne de toutes les mesures sur l'affleurement avec valeurs P1 et P2 de l'intervalle contenant 68% des valeurs de la distribution, seulement pour les valeurs de susceptibilité magnétique et de résistivité. *** Valeurs moyennes provenant des graphiques en boîte pour chacune des propriétés physiques se trouvant dans l'échelle centimétrique avec valeur maximale du Q1 et minimale du Q2

Propriétés physiques (Lithologie Border Phase)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP1)		Échelle centimétrique ***
Susceptibilité magnétique	11,5 x 10 ⁻³ (SI)	10 x 10 ⁻³ (SI) 68% 5 x 10 ⁻³ et 20-x10 ⁻³ (SI)		23 x 10 ⁻³ (SI) (42 échantillons) Q1= 21x 10 ⁻³ (SI) Q3= 53x 10 ⁻³ (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	1400 ohm.m 68% (873 et 2300 ohm.m)		3000 ohm.m (19 échantillons) Q1= 1200 ohm.m Q3= 4800 ohm.m
Chargeabilité	2 mV/V	5 ms ± 7 ms		0,09 (19 échantillons) Q1= 0,06 et Q2 = 0,12
Temps de relaxation	N/A	N/A		0,04 s (19 échantillons) Q1= 0,021s Q2 = 0,046 s
Densité	N/A	N/A		2,77 (g/cm ³) (42 échantillons) Q1= 2,73 (g/cm ³) Q3= 2,83 (g/cm ³)
Porosité	N/A	N/A		1,34 % (42 échantillons) Q1= 0,98 (%) Q3= 1,97 (%)
Propriétés physiques (Lithologie Guichon)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP3)	Diagraphie (Trou B14_101) (minéralisé ~ 2% Cu: 190-200m) (non minéralisé: 200-250m)	Échelle centimétrique ***
Susceptibilité magnétique	27 x 10 ⁻³ (SI)	27,1 x 10 ⁻³ (SI) 68% (23x 10 ⁻³ (SI) et 31x 10 ⁻³ (SI))	7 x10 ⁻³ (SI) (minéralisé) 68% (2 x10 ⁻³ SI et 26 x10 ⁻³ SI) 19 x10 ⁻³ ± 4x10 ⁻³ (SI) (non minéralisé) 68% (14 x10 ⁻³ (SI) et 27 x10 ⁻³ (SI))	24 x 10 ⁻³ (SI) (60 échantillons) Q1= 18x 10 ⁻³ (SI) et Q3= 36x 10 ⁻³ (SI) 0,35 x 10 ⁻³ (SI) (4 échantillons) Q1= 0,16x 10 ⁻³ (SI) et Q3= 0,59 x 10 ⁻³ (SI)
Résistivité	1325 ohm.m	4600 ohm.m 68% (1800 ohm.m et 11650 ohm.m)	550 ohm.m (minéralisé) 68% (360 et 830 ohm.m) 7100 ohm.m (non minéralisé) 68% (3500 et 14000 ohm.m)	4600 ohm.m (56 échantillons) Q1= 1400 ohm.m Q3= 5400 ohm.m
Chargeabilité	6 mV/V	2,98 ms ± 2,37 ms	8 ms ± 1,4 ms (minéralisé) 4,5 ms ± 1,2 ms (non minéralisé)	0,6 (4 échantillons) Q1= 0,35 et Q2 = 0,8 0,08 (52 échantillons) Q1= 0,05 et Q2 = 0,09
Compte gamma	N/A	N/A	7,7 Cps ± 1,8 Cps (minéralisé) 5,6 Cps ± 1,3 ms (non minéralisé)	N/A
Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	0,05 s (56 échantillons) Q1= 0,028 et Q2 = 0,072 s

Densité	N/A	N/A	N/A	2,73 (g/cm ³) (122 échantillons) Q1= 2,69 et Q3= 2,75 (g/cm ³)
Porosité	N/A	N/A	N/A	1,36 % (122 échantillons) Q1= 0,96 et Q3= 1,72 (%)
Propriétés physiques (Lithologie Border Highland Valley)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP4)		Échelle centimétrique ***
Susceptibilité magnétique	52 x 10-3 (SI)	37 x 10-3 (SI) 68% (29 x 10-3 (SI) et 46 x 10-3 (SI))		33x 10-3 (SI) (10 échantillons) Q1= 24 x 10-3 (SI) et Q3= 40 x 10-3 (SI)
Résistivité	N/A	7500 ohm.m 68% (4200 et 13 000 ohm.m)		4600 ohm.m (10 échantillons) Q1= 1600 ohm.m et Q3= 7800 ohm.m
Chargeabilité	N/A	4 ms ± 3 ms		0,1 (10 échantillons) Q1= 0,09 et Q2 = 0,12
Temps de relaxation	N/A	N/A		0,03 s (10 échantillons) Q1= 0,022 et Q2 = 0,036 s
Densité	N/A	N/A		2,74 (g/cm ³) (10 échantillons) Q1= 2,70 et Q3= 2,79 (g/cm ³)
Porosité	N/A	N/A		1,17 % (10 échantillons) Q1= 0,8 et Q3= 1,4 (%)
Propriétés physiques (Lithologie Bethsaida)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP5)	Diagraphie (Trou V15_021) (minéralisé ~2% Cu: 250-300m) (non minéralisé: 300-400m)	Échelle centimétrique ***
Susceptibilité magnétique	3 x 10-3 (SI)	13 x 10-3 (SI) 68% (10 x 10-3 (SI) et 16 x 10-3 (SI))	1 x 10-3 (SI) (minéralisé) 68% (0,5 x10-3 SI et 1,7 x10-3 SI) 4 x 10-3 (SI) (non minéralisé) 68% (2 x10-3 SI et 10 x10-3 SI)	14 x 10-3 (SI) (167 échantillons) Q1= 12 x 10-3 (SI) et Q3= 20 x 10-3 (SI) 0,19x10-3 (SI) (29 échantillons) Q1= 0,11x 10-3 (SI) et Q3= 0,23 x 10-3 (SI)
Résistivité	< 1325 ohm (centre minéralisé) 1325 ohm.m (non minéralisé)	3800 ohm.m 68% (2000 ohm.m et 7100 ohm.m)	600 ohm.m (minéralisée) 68% (240 et 1600 ohm.m) 4400 ohm.m (non minéralisée) 68% (2200 et 8700 ohm.m)	31 000 ohm.m (14 échantillons) Q1= 22 300 ohm.m et Q3= 40 600 ohm.m 4200 ohm.m (108 échantillons) Q1= 940 ohm.m et Q3= 6000 ohm.m
Chargeabilité	6,1 mV/V (Valley, supposant une continuité des valeurs sur la Figure 25) 3,5 mV/V (non minéralisé)	3,21 ms ± 3,3 ms	9 ms ± 4 ms (minéralisé) 4 ms ± 20 ms (non minéralisé)	0,56 (13 échantillons) Q1= 0,4 et Q2 = 0,7 0,10 (109 échantillons) Q1= 0,05 et Q2 = 0,13
Compte gamma	N/A	N/A	6,5 Cps ± 2,6 Cps (minéralisé) 4,4 Cps ± 1,3 ms (non minéralisé)	N/A

Temps de relaxation	N/A	N/A	N/A	1,64 s (20 échantillons) Q1= 0,9 et Q2 = 2,43 s 0,12 s (102 échantillons) Q1= 0,04 et Q2 = 0,18 s
Densité	N/A	N/A	N/A	2,634 (g/cm3) (220 échantillons) Q1= 2,62 et Q3= 2,65 (g/cm3) 2,51 (g/cm3) (18 échantillons) Q1= 2,47 et Q3= 2,55 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A	N/A	6,4% (7 échantillons) Q1= 4,5 et Q3= 7,4 (%) 1,82% (224 échantillons) Q1= 1,31 et Q3= 2,32 (%)
Propriétés physiques (Lithologie Chataway)	Échelle kilométrique*	Échelle métrique** (IP7)		Échelle centimétrique ***
Susceptibilité magnétique	20 x 10-3 (SI)	4 x 10-3 68% (1 x 10-3 (SI) et 19 x 10-3 (SI))		20 x 10-3 (SI) (33 échantillons) Q1= 21 x 10-3 (SI) et Q3= 34 x 10-3 (SI)
Résistivité	1325 ohm.m			5400 ohm.m (20 échantillons) Q1= 1400 ohm.m et Q3= 4000 ohm.m
Chargeabilité	4,3 mV/V	1,9 ms ± 2,3 ms		0,07 (20 échantillons) Q1= 0,04 et Q2 = 0,1
Temps de relaxation	N/A	N/A		0,04 s (20 échantillons) Q1= 0,031 et Q2 = 0,049 s
Densité	N/A	N/A		2,7 (g/cm3) (37 échantillons) Q1= 2,68 et Q3= 2,72 (g/cm3)
Porosité	N/A	N/A		1,37% (37 échantillons) Q1= 0,96 et Q3= 1,7 (%)

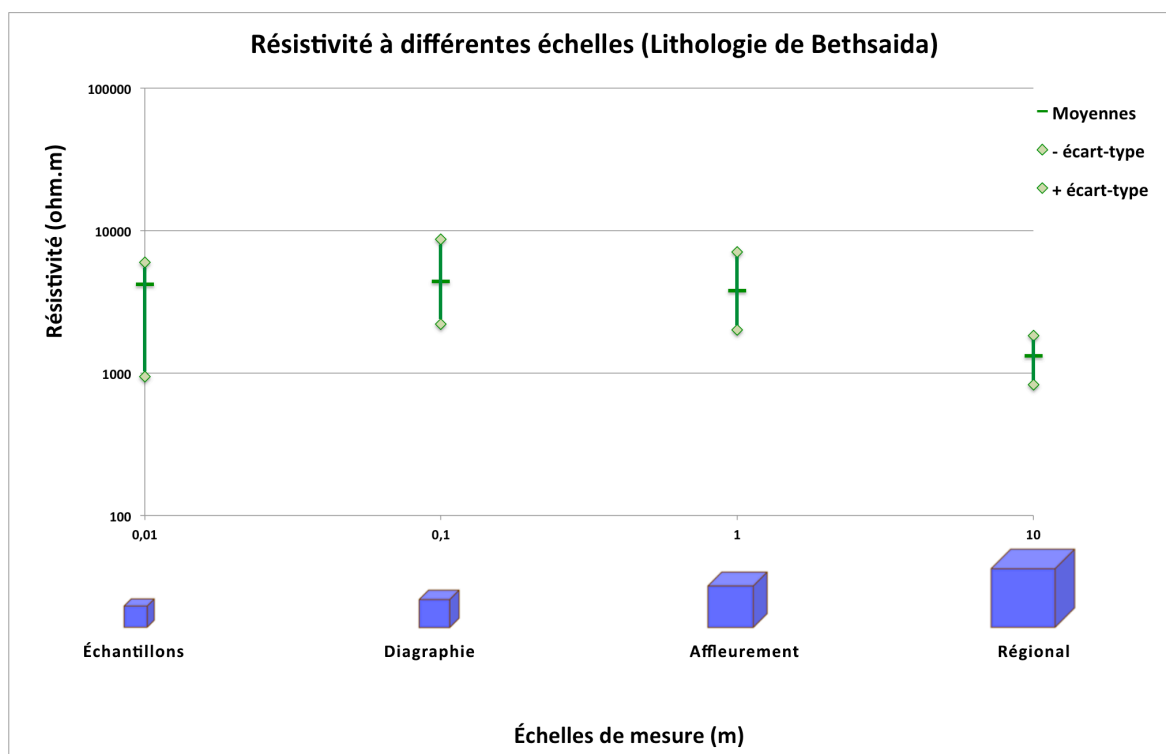


Figure 97 : Graphique représentant la résistivité mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Bethsaida.

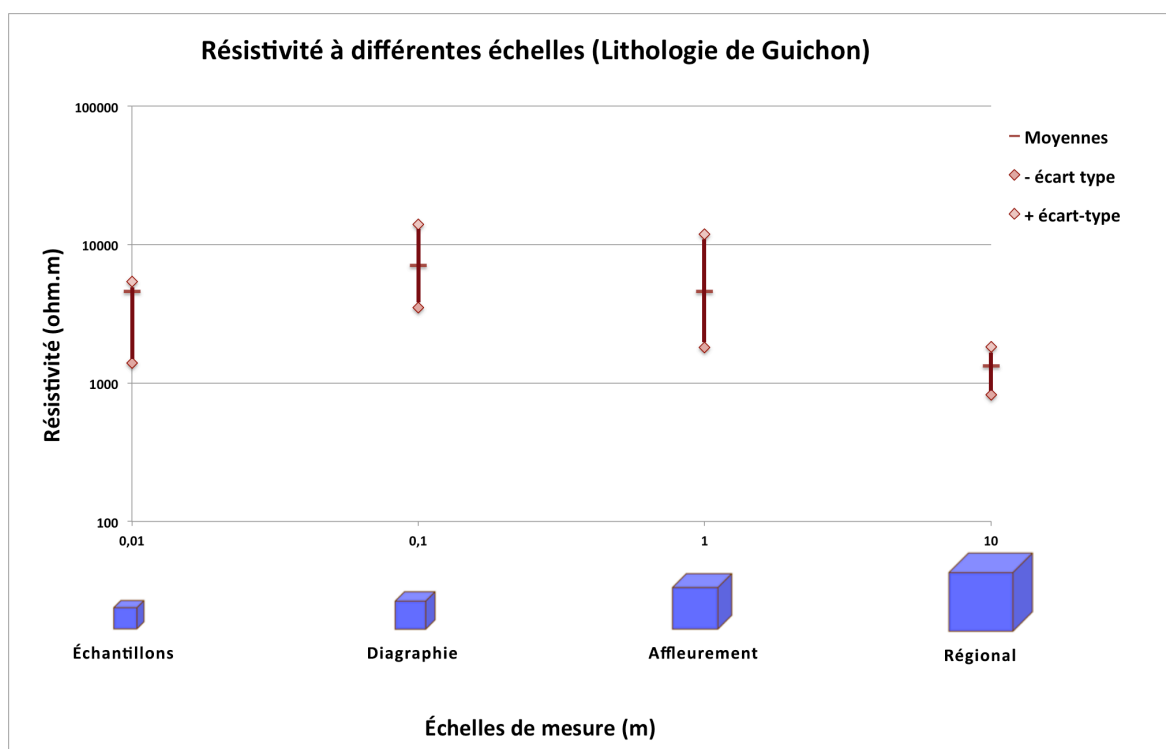


Figure 98 : Graphique représentant la résistivité mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Guichon.

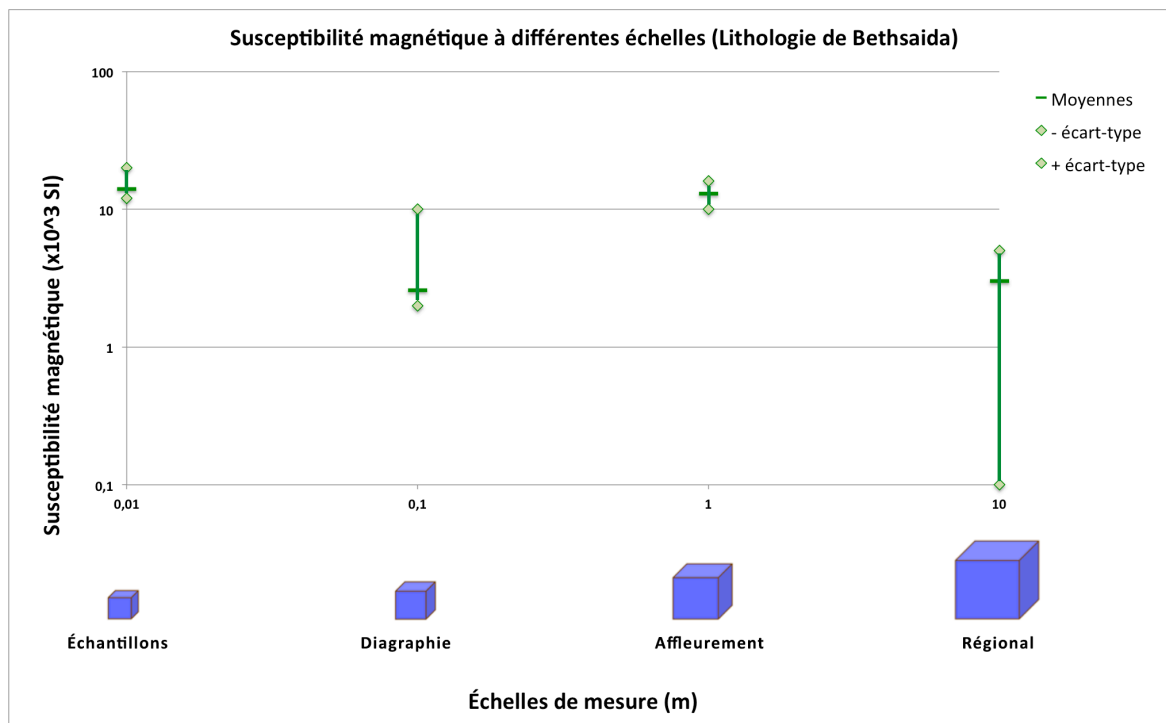


Figure 99 : Graphique représentant la susceptibilité magnétique mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Bethesda.

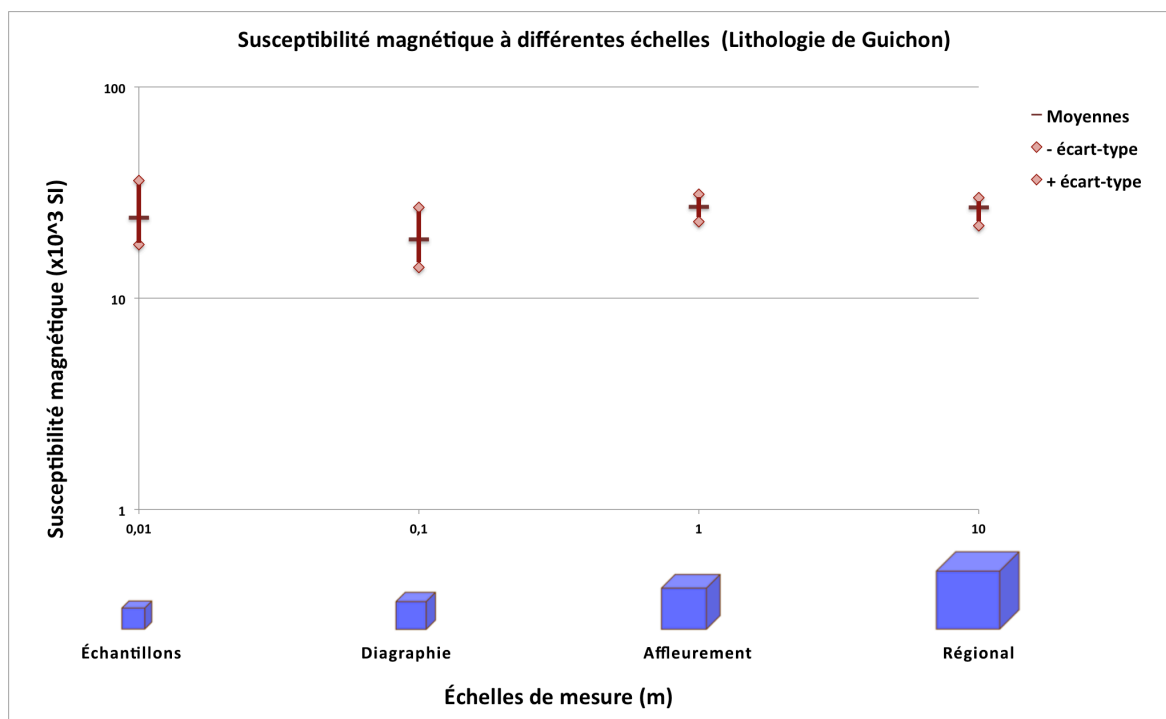


Figure 100 : Graphique représentant la susceptibilité magnétique mesurée à différentes échelles pour l'unité lithologique de Guichon.

5.8 Distribution spatiale des propriétés physiques

Les représentations des distributions spatiales des propriétés physiques ont été produites dans le but de montrer comment évoluent les différentes valeurs des propriétés physiques, sélectionnées dans l'espace en fonction de leur distance, par rapport aux centres minéralisés de Valley et Bethlehem comme points centraux. Des cartes ont été produites pour la susceptibilité magnétique, la densité, la porosité, la résistivité, la chargeabilité ainsi que les temps de relaxation (Annexe I). Les valeurs proviennent des mesures faites sur échantillons de surface. À l'aide du logiciel IoGAS, une normalisation par lithologies de la susceptibilité magnétique, de la densité ainsi que de la porosité a été faite pour permettre la comparaison spatiale. Certaines lithologies peuvent afficher de bien plus grandes valeurs à la base que celles d'autres lithologies. Ainsi, il est possible de voir la relation spatiale après normalisation de façon plus précise et plus juste. Les distributions spatiales des propriétés physiques ne sont pas toutes similaires. Les susceptibilités magnétiques et les densités affichent une décroissance de valeurs en allant de l'extérieur du batholite vers les centres minéralisés de Valley et Bethlehem. Les valeurs de porosité, de chargeabilité, de résistivité ainsi que de temps de relaxation affichent une tendance inverse avec une augmentation en allant vers les centres minéralisés. Les cartes de surface sont présentées à l'Annexe J.

CHAPITRE 6 DISCUSSION

Le travail effectué dans ce mémoire a permis de déceler des points faibles et des points forts dont il est important de discuter. Certains points précis soulèvent des questionnements et nécessitent des explications dont il serait important de parler : 1) les incertitudes sur les mesures en laboratoire ainsi que leurs impacts, 2) les propriétés les plus déterminantes, 3) les études similaires et leurs comparaisons 4) la possibilité de définition d'un « footprint » avec ces mesures et finalement les réponses aux objectifs initiaux.

La limite de précision du susceptibilimètre portatif utilisé (KT-10R) est moindre d'un ordre de grandeur que l'outil utilisé à la GSC (10^{-5} SI et 10^{-6} SI, respectivement) et cela a pu contribuer à des petites différences existant au niveau des mesures de susceptibilité magnétique entre les deux laboratoires pour les faibles valeurs ($<10^{-5}$ SI). Une autre incertitude, reliée à la description des échantillons, est la manière qualitative et non quantitative de décrire les altérations des roches. La réalité est que, dans les résultats obtenus, certains échantillons classés dans un groupe d'altération particulier pourraient, avec une méthode quantitative (par exemple, utilisation de mesures XRD pour déterminer la présence et l'abondance d'un minéral), être classés autrement. C'est donc dire que les classes d'altération créées, dans le cadre de ce projet, pourraient être modifiées si une méthode quantitative était utilisée.

En représentant la densité en fonction de la susceptibilité magnétique pour les divers types de lithologie, on observe que les membres d'une même famille se regroupent assez bien et se distinguent des autres familles. Il y a une relation assez linéaire vers les hautes valeurs, mais pas pour les valeurs plus basses se trouvant sous 2×10^{-1} SI. Seul le faciès de Bethsaida possède des valeurs de susceptibilité magnétique étalées affichant deux modes, un de valeur faible et un autre de valeur plus élevée (Figure 97).

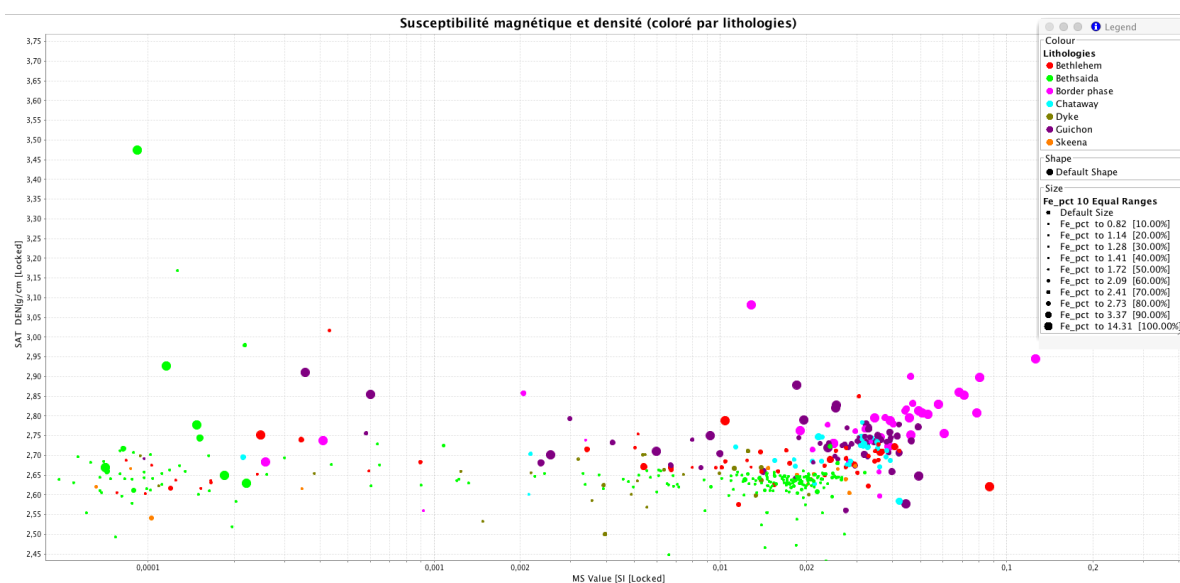


Figure 101 : Densité en fonction de la susceptibilité magnétique. Coloré par lithologies. Grosseur des points en fonction du pourcentage de fer.

En appliquant la même représentation aux altérations, des groupes se détachent aussi lorsqu' on regarde le graphique de la densité en fonction de la susceptibilité magnétique. La différenciation est beaucoup moins marquée que si l'on regarde par lithologie (Figure 98). Il y a une variation plus progressive et chevauchante des valeurs de susceptibilité magnétique et de densité. La coupure est plus significative entre chacune des lithologies.

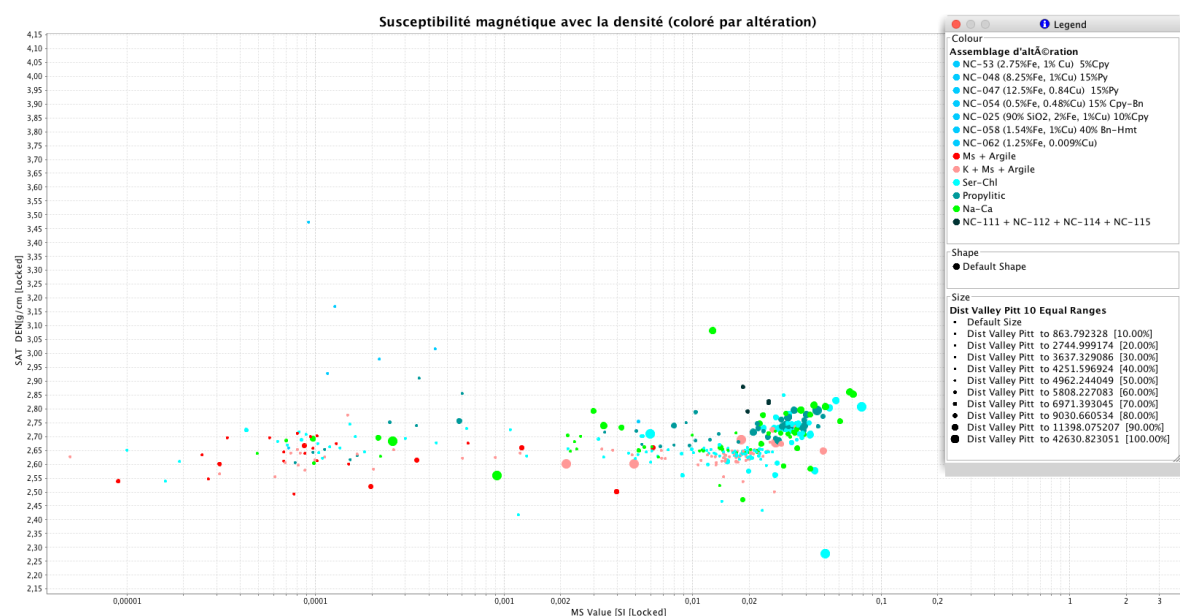


Figure 102 : Susceptibilité magnétique et densité. Coloré par altération. Grosseur des points en fonction de la distance du centre minéralisé de Valley.

La qualité des répétitions de mesures obtenue pour les susceptibilités magnétiques ainsi que pour les densités permet de montrer que les valeurs estimées sont représentatives des échantillons associés. Par contre, pour la porosité, la reproductibilité des résultats est moins bonne. La comparaison des mesures obtenues par les deux laboratoires (Polytechnique, GSC) démontre que les valeurs de porosité et de résistivité électrique dépendent de la taille de l'échantillon, de la méthode de mesure utilisée et de la complexité du réseau de pores dans la roche. L'uniformité des propriétés est plus significative pour la susceptibilité magnétique ainsi que pour la densité. Le nombre peu élevé de valeurs rejetées pour atteindre un bon coefficient de corrélation le démontre bien. Ce n'est pas la même situation pour la porosité et la résistivité où beaucoup de valeurs ont dû être rejetées. La méthode de mise sous vide utilisée par la CGC pour augmenter le degré de saturation fait en sorte que les porosités mesurées paraissent plus grandes en général. Le fait que de petits volumes soient investigués, que la porosité soit relativement faible (<3% pour 90% des échantillons), que nous utilisions des liquides de saturation de résistivité différente pour les deux laboratoires et que les échantillons soient plutôt hétérogènes, apporte son lot d'incertitudes pour la mesure de la résistivité électrique, même si les échantillons ont été prélevés du même bloc ou de la même carotte. Les différences notées entre les mesures du laboratoire de Polytechnique et celles du laboratoire de Sydney demandent explication. Une différence connue entre les deux méthodes de mesure des laboratoires est la longueur des échantillons ou leur taille en général. Dans le cas de Polytechnique, la longueur était d'environ 5 à 7 cm de long et d'un diamètre de 2,5 cm par rapport aux échantillons de laboratoire de la commission géologique avec une longueur d'environ 2,2 cm sur 2,5 cm de diamètre. L'avantage d'une plus grande longueur de l'échantillon est qu'on a un plus gros volume qui permet statistiquement d'avoir une estimation moins affectée par le degré d'hétérogénéité.

L'incertitude la plus importante réside dans les mesures de porosité en laboratoire quant aux difficultés de répétabilité au laboratoire de Polytechnique. Étant dérivées de la mesure de densité et ayant une bonne répétabilité au niveau des densités, il est difficile de comprendre pourquoi les porosités se répétaient difficilement. Le temps d'immersion des échantillons (48h) fut suffisamment long pour supposer que toute la porosité ouverte était bien remplie. Le but de cette mesure est de quantifier le pourcentage d'espace vide dans l'échantillon, mais d'une mesure à l'autre, il doit y avoir une variation d'un des éléments du calcul. La cause en est mal définie. Les répétabilités des différentes mesures de poids étaient correctes. Il est fortement probable que le réseau complexe des pores complique les mesures en fonction de la longueur de l'échantillon

et fasse varier plus d'une mesure de poids à chaque fois et cause ainsi des écarts difficilement explicables. L'accès à la totalité des pores doit diminuer en fonction du type de lithologie et des grosseurs des grains. La porosité montre des variations trop importantes et cette propriété a été peu utilisée dans nos analyses. On l'estime mal mais son impact est mineur dans ces travaux. Les relations linéaires, ainsi que l'analyse en composantes principales, démontrent l'évolution indépendante de cette propriété par rapport aux autres. C'est intéressant de voir ce lien, car, au départ dans ce projet, nous anticipions que cette propriété jouerait un rôle plus significatif dans la réponse de la résistivité ainsi que de celle de la chargeabilité. Dans le contexte porphyrique, la porosité semble affectée beaucoup plus par les altérations que par la porosité originale apparue lors de la mise en place de l'unité rocheuse.

Les incertitudes sur les mesures de susceptibilité magnétique sont principalement liées aux volumes de roche des échantillons mesurés en laboratoire. Ce volume présente des variations dues aux hétérogénéités de la minéralogie présente dans la roche. De plus, les positions des mesures sur les échantillons diffèrent légèrement d'une fois à l'autre, même si une quantité fixe de mesures est prise. Les incertitudes sur les mesures de densité sont aussi reliées à la grosseur des échantillons. Plus les échantillons sont petits, plus l'erreur sur la mesure augmente, car avec la diminution du poids de l'échantillon, la précision limitée (0,01 g) des balances utilisées devient source d'erreur. La susceptibilité magnétique ainsi que la densité ont néanmoins été bien estimées dans le cadre de ce projet.

Les incertitudes sur les mesures SIP en laboratoire proviennent, selon les tests faits, principalement de la longueur des échantillons. Avec des plus petits échantillons, on mesure une augmentation de l'amplitude. La prise de mesure faite avec les électrodes de potentiel étant faite les mêmes électrodes avec lesquelles on injecte le courant, pourrait affecter les mesures par rapport à une installation où la prise de potentiel se fait avec des électrodes Ag-AgCl et n'étant pas les mêmes que les électrodes d'injections de courant.

L'estimation des propriétés à diverses échelles s'est avérée utile. Selon l'analyse en composantes principales, les grandes orientations et comportements des propriétés physiques semblent afficher que la densité et la susceptibilité magnétique évoluent ensemble et sont anti-corrélées avec la porosité. La chargeabilité ainsi que la résistivité varient ensemble et leur comportement a priori contre-intuitif est dû à la nature des zones hautement minéralisées, résistive et chargeable à la fois.

Les susceptibilités magnétiques des échantillons les plus minéralisés ainsi que des altérations en argile et muscovite affichent les valeurs les plus basses, autour de 1×10^{-4} SI. Cette caractéristique permettrait peut-être de délimiter les zones minéralisées centrales et celles d'altérations en argile et muscovite. Il y a un ordre de grandeur entre ces deux groupes et l'altération potassique. Avec une méthode de mesure sur affleurement (échelle métrique) et non pas en aéroporté, ces différences de susceptibilité magnétique seraient possibles à discriminer. Les lithologies de Bethsaida et de Bethlehem affichent aussi des baisses en susceptibilités magnétiques, mais avec deux modes dans chaque groupe. Les valeurs associées aux plus basses susceptibilités magnétiques sont de 1×10^{-4} SI, donc, soit environ les mêmes que les valeurs de susceptibilité des altérations mentionnées auparavant. La résistivité n'affiche que deux modes au sein des groupes lithologiques Bethlehem et Bethsaida. Ces résistivités avec des valeurs de 40 000 à 50 000 Ohm.m sont présentes dans les centres minéralisés. Donc, rechercher des zones très résistives ($\sim > 35\,000$ Ohm.m) pourrait être un indice des centres minéralisés. Pour ce qui est des altérations, les plus conductrices sont celles provenant des échantillons très minéralisés dans lesquels on retrouve beaucoup de quartz également ainsi que de l'altération en argile et en muscovite avec des valeurs sous les 2500 Ohm.m.

Les plus hautes valeurs de chargeabilité ($>0,35$) sont associées aux mêmes groupes lithologiques que pour les plus hautes résistivités. Les valeurs se présentent en deux modes, ainsi que dans le groupe de Guichon également. La chargeabilité ne semble pas définir de façon claire les altérations. C'est plutôt les échantillons les plus minéralisés qui affichent de très grandes valeurs soit au-dessus de 0,25.

Les temps de relaxation affichent des valeurs élevées dans les lithologies de Bethsaida ainsi que dans celles de Bethlehem. En termes d'altération, les temps de relaxation ne définissent pas clairement une zone plus qu'une autre.

Les deux lithologies qui affichent les plus hautes résistivités, Bethlehem et Bethsaida, se retrouvent avec des valeurs de porosité assez faibles également, ce qui concorde bien, malgré quelques valeurs élevées.

Les altérations en argile et en muscovite affichent des valeurs de porosité au-dessus de 2,5% en général.

Les mesures de diagraphies montrent clairement que les zones de fortes minéralisations en cuivre affichent des baisses de résistivité avec des valeurs entre 500 ohm.m dans la zone de Valley et 1000 ohm.m dans la zone de Bethlehem. Les baisses susceptibilités magnétiques se situent à environ $1,5 \times 10^{-3}$ SI dans la zone minéralisée de Valley et à 12×10^{-3} SI dans la zone de Bethlehem. Les valeurs de chargeabilité augmentent avec des valeurs de 8 ms dans la zone de Valley et 9 ms dans la zone de Bethlehem. Dans les mesures de diagraphies, les intervalles minéralisés affichent des baisses de susceptibilité magnétique chroniques d'environ 3 à 4 fois les valeurs des intervalles non minéralisés. La résistivité semble varier un peu avec des valeurs, dans les zones minéralisées, d'environ 3 à 6 fois inférieures à celles se situant dans les zones non minéralisées, parfois même 12 - 13 fois inférieures. Les mesures de chargeabilité affichent des hausses d'environ le double, au maximum, avec les valeurs correspondantes aux zones non minéralisées. Les comptes gamma, provenant des mesures en forage en zone minéralisée, sont presque toujours 1,4 fois supérieurs à ceux en zone non minéralisée.

Les mesures montrent que, par exemple, pour les valeurs de susceptibilité magnétique, c'est très semblable d'une échelle de mesure à une autre, mais des variabilités existent entre les échelles pour certaines lithologies. Pour chacun des affleurements, les valeurs de susceptibilité magnétique à l'échelle kilométrique ainsi que celles à l'échelle décimétrique se retrouvent dans l'intervalle P1 et P2 de la mesure à l'échelle métrique. Les mesures en laboratoire, à l'échelle centimétrique, ont apporté des résultats comparables avec des plus grandes échelles pour ce qui est de la susceptibilité magnétique et de la résistivité. L'échelle de mesure en laboratoire est très efficace pour les mesures de susceptibilité magnétique, de densité ainsi que les mesures de résistivités. L'échelle métrique ainsi que les mesures en forage sont probablement les deux types de mesures les plus efficaces pour comprendre la variabilité spatiale des propriétés. Elles sont aussi moins coûteuses que les levés aéroportés. Il serait donc conseillé d'utiliser les mesures sur affleurement avant tout, car la variabilité des valeurs permet d'identifier ce que nous pourrions trouver en aéroporté ainsi que dans le 68% de la distribution des mesures sur échantillons.

Les mesures de résistivité complexe de ce projet nous ont appris que les échantillons très minéralisés en sulfures (chalcopyrite, bornite et pyrite) montrent des différences par rapport aux échantillons simplement pyriteux. Les échantillons riches en pyrite seulement affichent un déphasage autour de la fréquence 1 Hz alors que les échantillons plus minéralisés semblent affecter les fréquences autour de 1×10^{-1} Hz. En termes de minéralisation, il serait possible de dire

qu'avec l'utilisation de la polarisation provoquée à ces fréquences, il pourrait être possible de repérer la zone riche en pyrite typique des batholites cuprifères et de voir un contraste avec la zone propylitique pauvre en pyrite. D'être capable de différencier le centre minéralisé du halo pyriteux serait peut-être plus difficile, car les contenus en pyrite ne sont pas définis à un endroit bien précis. Les centres minéralisés contiennent une certaine quantité de pyrite rendant le contraste plus difficile avec la zone pyriteuse entourant les centres.

Les résultats de ce travail sont similaires, en ce qui a trait aux relations entre les différentes propriétés physiques, avec le travail effectué par le Geosciences BC (Mitchinson et al., 2013) et spécifiquement aux contrastes entre les différentes propriétés physiques concernant les porphyres calco-alcalins et alcalins. Un seul de ces six porphyres intégrés dans les résultats n'est pas calco-alcalin, soit le Mount Milligan. Les relations des résistivités ($1/\text{conductivité}$) avec les altérations argiliques/muscovite se ressemblent beaucoup (Figure 99). Les graphiques en boîtes précédemment présentés le démontrent bien. Les relations minéralogiques également sont similaires à celles observées dans ce rapport. La résistivité par rapport à l'abondance de sulfures (chalcoppyrite et pyrite) semble suivre une tendance similaire en comparant les deux résultats de recherche (Figure 100). La relation entre la densité par rapport aux sulfures (chalcoppyrite et pyrite) est ressemblante, mais la relation linéaire n'est pas aussi bien définie pour notre travail (Figure 101). La tendance générale est vers l'augmentation de la densité lorsqu'il y a augmentation des sulfures, mais il est important de noter que pour notre étude XRD, seuls, les 40 échantillons les plus minéralisés ont été sélectionnés et par le fait même possèdent beaucoup de silice, car ils proviennent majoritairement des centres minéralisés, d'où cette possible différence en termes de densité. En analysant la résistivité par rapport à la porosité, on observe des tendances affichant des similitudes (Figure 102). La chargeabilité par rapport au contenu en sulfures (chalcoppyrite et pyrite) est aussi très similaire en termes de relation linéaire. Un plus grand nombre d'échantillons aurait donné une meilleure image, mais la tendance générale y est (Figure 103).

Selon les résultats finaux présentés pour le site du cuivre de Highland Valley Copper, à la conférence de Keystone, en 2018 (Lee, 2018) il est indiqué que la chargeabilité augmente en allant vers le centre minéralisé de Bethlehem, que la susceptibilité magnétique diminue en allant vers le centre minéralisé de Highmont et Lornex et que la quantité de sulfures augmente en allant

vers le centre minéralisé de Valley (Figure 104) et les résultats que nous obtenons dans le cadre de cette maîtrise reproduisent bien ces observations. Les zones d'influences de chacun des composantes et vecteurs identifiés par les différents résultats des chercheurs du projet CMIC Ore Footprints sont présentées à la Figure 105. Il semble important par contre de séparer les différents centres minéralisés et leurs signatures, et de ne pas apporter des conclusions qui englobent tous les centres minéralisés. Les distributions spatiales des propriétés physiques ne sont pas toutes similaires. Les susceptibilités magnétiques et les densités affichent une diminution des valeurs en allant de l'extérieur du batholite vers les centres minéralisés de Valley et Bethlehem. À l'intérieur du faciès Bethsaida, deux familles de valeurs existent, mais les valeurs les plus faibles se retrouvent dans le centre minéralisé de Valley. Les valeurs de porosité, de chargeabilité, de résistivité ainsi que des temps de relaxation affichent une augmentation des valeurs en allant vers les centres minéralisés, mais la variation n'est pas régulière en fonction de la proximité (voir Annexe J). À noter que pour les valeurs de susceptibilité magnétique, de densité ainsi que de porosité, les valeurs ont été normalisées par la lithologie pour enlever l'effet de la lithologie pour voir la variation de la propriété physique dans l'espace.

	Magnetics/Susceptibility			Gravity/Density			Porosity			Conductivity		
	Intrusives	Volcanics or Sediments	Mineralization /alteration	Intrusives	Volcanics or Sediments	Mineralization /alteration	Intrusives	Volcanics or Sediments	Mineralization /alteration	Intrusives	Volcanics or Sediments	Mineralization /alteration
Mount Milligan (alkalic)			Potassic alteration									Sulfide-rich zones
Endako (calc-alkalic)		n/a			n/a			n/a			n/a	Phyllic-argillic alteration
Huckleberry (calc-alkalic)		Hornfels Background volcanics			Hornfels Background volcanics						Background volcanics Hornfels	Sulfide fractures
Granisle (calc-alkalic)			Potassic Phyllic			Potassic Phyllic						Phyllic Potassic
Bell (calc-alkalic)			Potassic Phyllic			Potassic Phyllic		Sedimentary rocks	Phyllic Potassic			Phyllic Potassic
Morrison (calc-alkalic)			Potassic Phyllic			Potassic Phyllic			Phyllic Potassic			Phyllic Potassic

Figure 103 : Sommaire des contrastes des propriétés physiques entre les six gisements cuprifères étudiés dans (Mitchinson et al., 2013). Résultats représentés en conductivité (inverse de la résistivité)

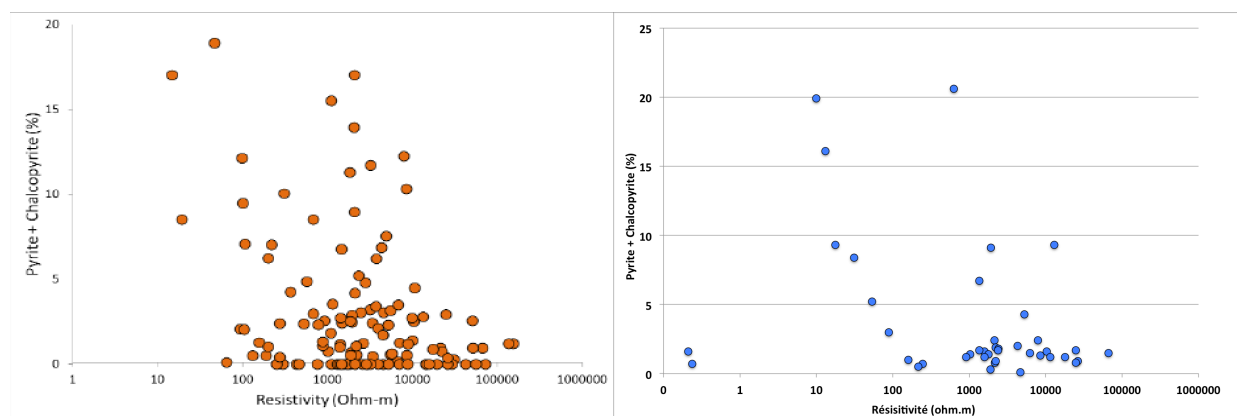


Figure 104 : Contenu en pyrite et chalcopyrite en fonction de la résistivité. À gauche résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013) pour les six gisements étudiés; À droite, résultats de Polytechnique.

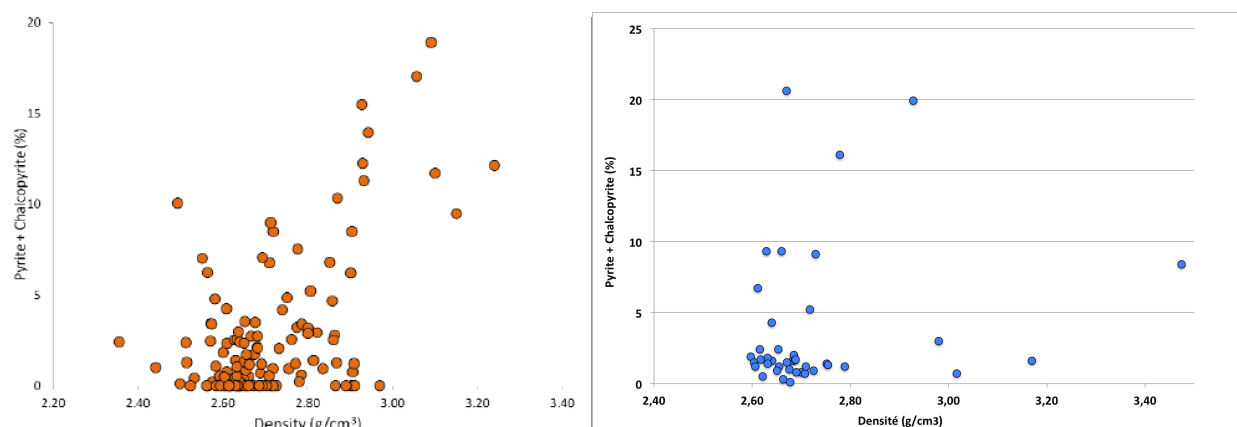


Figure 105 : Contenu en pyrite et chalcopyrite en fonction de la densité. À gauche, résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013); à droite, résultats de Polytechnique.

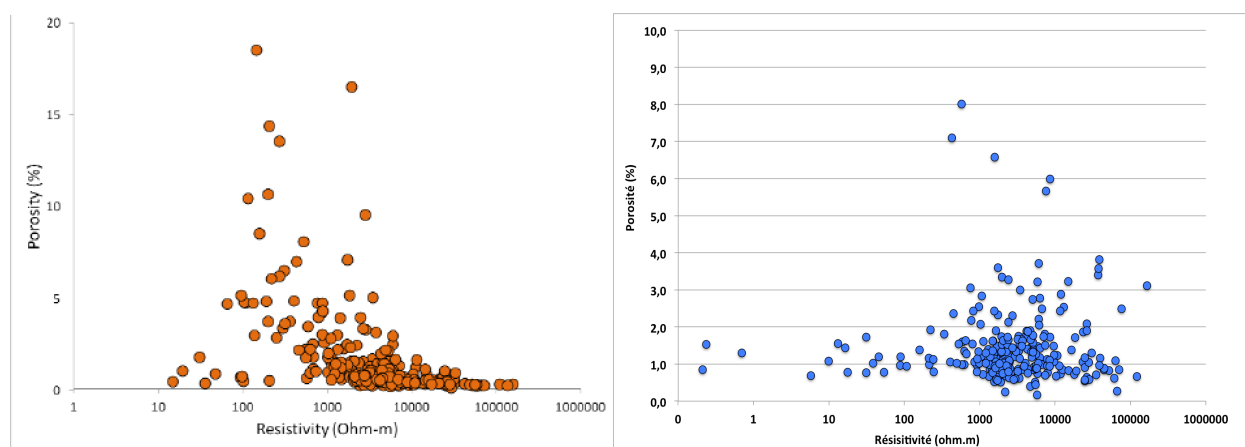


Figure 106 : Porosité en fonction de la porosité. À gauche, résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013); à droite, résultats de Polytechnique.

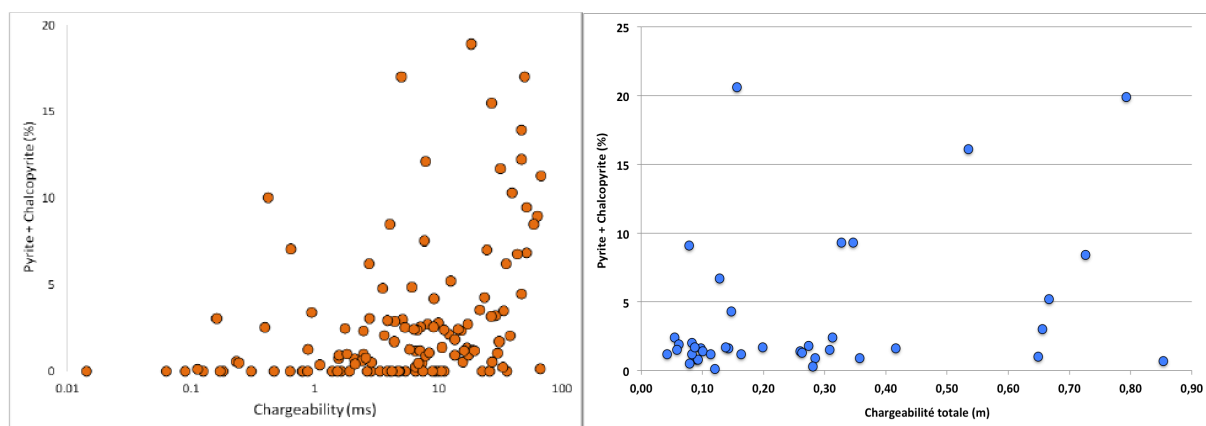


Figure 107 : Contenu en pyrite et chalcoppyrite en fonction de la chargeabilité. À gauche, résultats pour tous les six gisements étudiés de (Mitchinson et al., 2013); à droite, résultats de Polytechnique.

Highland Valley Copper deposit

Distribution of alteration assemblage and footprint vectors

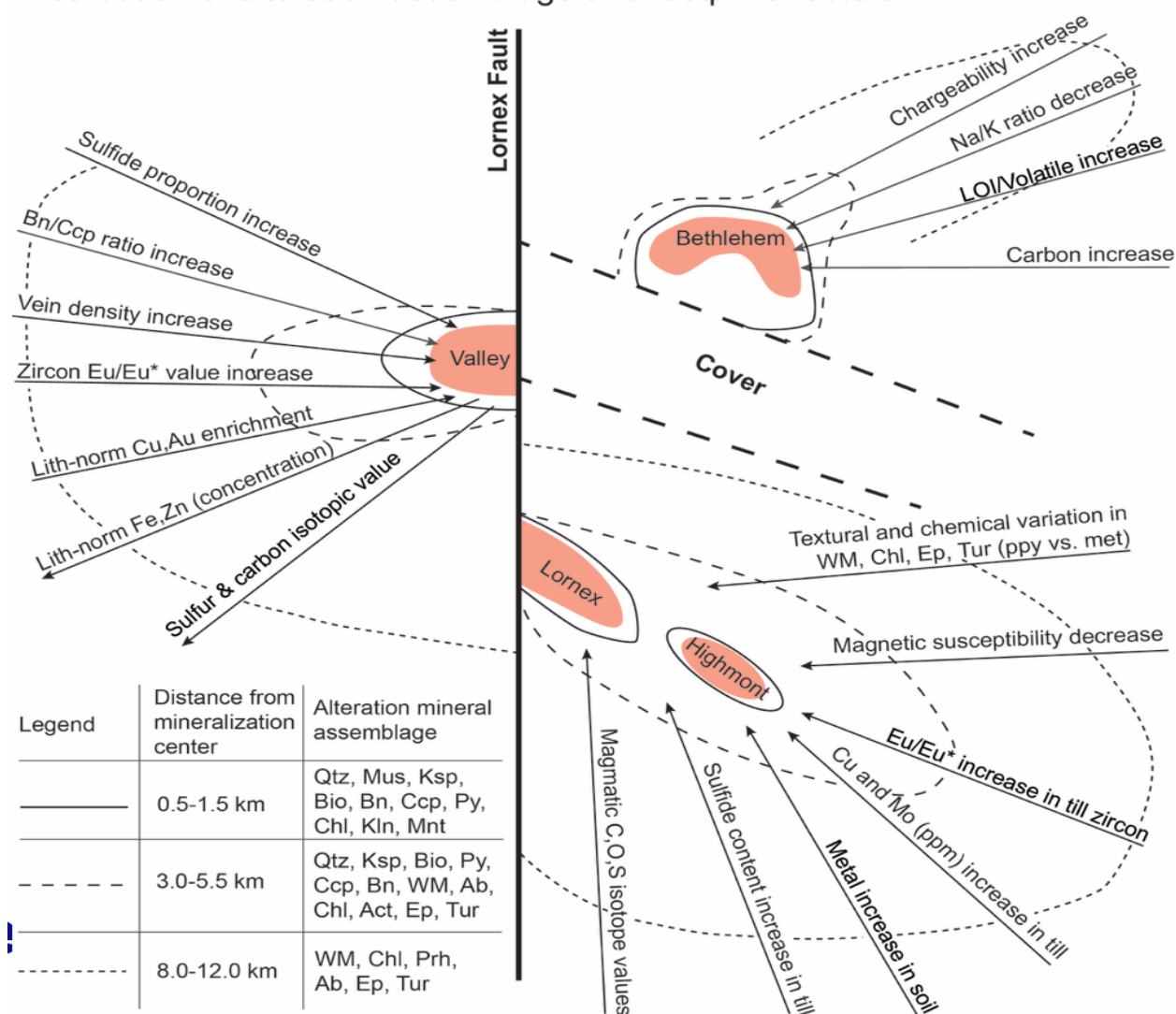


Figure 108 : Carte schématique de la région de Highland Valley montrant les composantes préliminaires de l’empreinte et les vecteurs observés sur tous les gisements. Ab: albite, Act: actinolite, Bn: bornite. Bt: biotite, Ccp: chalcoppyrite, Chl: chlorite, Ep: épidote, Kln: kaolinite, Ksp: feldspath k, Mnt: montmorillonite, Ms: muscovite, Prh: préhnite, Py: pyrite, Qtz: quartz, Tur: tourmaline, WM: white mica; ppy: porphyres, met: métamorphique/deutérique alteration (Leshar, 2017).

		0-0.5 km Mineralized	0-0.5 km Proximal	1.5-6 km Medial	3-15 km Distal	>15 km Fresh	Method(s)
Whole Rock	Cu-Ni-Au-Mo	←					ICP-OES/FA
	Fe-Mg-Zn-Pb	←					ICP-OES
	$\delta^{13}\text{C}$	←					CF-IRMS
White Mica	Abundance	←					Petrography
K-feldspar	Abundance	←					Petrography/Staining
Sulfide	Abundance	←					Petrography
	Bn-Ccp	←					Petrography
	Py	←					Petrography
	$\delta^{34}\text{S}$	←					IRMS
Chlorite	Abundance				→		Petrography
Albite	Abundance			→			Petrography/Staining
Prehnite	Abundance				→		Petrography/SWIR
Carbonate	Abundance			→			Petrography
	$\delta^{13}\text{C}$	←					CF-IRMS
Zircon	Eu/Eu*	←					LA-ICP-MS
	Ti-temp	←					LA-ICP-MS
Petrophysics	Mag Susc		→				Susceptibility Meter

Figure 109 : Carte Composantes préliminaires de l’empreinte et vecteurs pour Highland Valley. Les distances varient d’un endroit à un autre et sont indiquées comme des fourchettes de distances. CF: flux continu, FA: pyroanalyse, ICP: plasma à couplage inductif, IR: ratio isotopique, LA: ablation au laser, MS: spectrométrie de masse, OES: spectrométrie d’émission optique, SWIR: spectrométrie infrarouge à ondes courtes (Leshar, 2017)

Les trois objectifs globaux de ce projet étaient, premièrement, de mesurer les propriétés physiques des différents types de minéralisations, de lithologies et de types d’altérations pour pouvoir générer une base de données de la propriété de HVC. Cette base devait permettre de contraindre les modèles géophysiques en inversion des données. Deuxièmement, d’analyser les données en utilisant une variété d’outils statistiques pour déterminer les caractéristiques pétrophysiques de la minéralisation, les altérations, des zones proximales à distales ainsi que les unités régionales sans altérations. Et, finalement, tenter de relier les propriétés physiques et leurs réponses géophysiques associées. L’apport global de ce projet de maîtrise est une base de données des propriétés physiques mesurées pour chacun des types de lithologies, des types d’altérations et de minéralisations. Elle a été intégrée dans la base de données globale comprenant la liste des échantillons de surface ayant été relevés par plusieurs intervenants nommés en début de mémoire. Les informations que l’on y retrouve sont relatives à leur positionnement sur le site de Highland Valley Copper ou ailleurs sur le batholite, avec description des assemblages d’altération, mesures de propriétés physiques en laboratoire (susceptibilité magnétique, densité, porosité, résistivité, chargeabilité et temps de relaxation) ainsi que les valeurs associées

provenant de la CGC. Les erreurs associées aux différentes mesures, les écarts types et les détails spécifiques concernant les prises de mesures sont aussi colligés. De plus, pour une grande partie des échantillons, les informations géochimiques se retrouvent avec la quantité d'éléments chimiques mesurés par échantillons. À l'aide de cette base de données, des modèles 3D « Common Earth » sur Gocad ont pu être créés avec des contraintes mieux définies et mieux connues.

Le projet CMIC Footprint s'est ainsi enrichi de nouvelles façons d'utiliser les mesures de propriétés physiques pouvant être recueillies et de l'importance à accorder à certaines mesures plus qu'à d'autres dépendamment des objectifs de recherche qui seront mis de l'avant dans l'exploration de futurs gisements cuprifères. En gardant en tête les types de gisement recherchés et les contextes de mises en place, certaines méthodes pourront être favorisées et utilisées ensemble pour parvenir à des résultats plus efficaces. Une liste de nouvelles connaissances, technologies et méthodologies, découlant directement des résultats de ce grand projet de recherche est présentée dans le travail de (Leshner M, 2017). Elles sont reliées à la géophysique, les inversions de géophysique, la pétrophysique, la géologie structurale, la cartographie des assemblages minéralogique et la chimie minéralogique, la chimie lithogéochimique et isotopique, les méthodes de surface, la visualisation/intégration/analyse des données et la gestion de projet.

La problématique initiale, qui était de déterminer si ces gisements ont une signature géophysique particulière pouvant les différencier, ne peut être résolue simplement par ce projet en lui-même, mais des comportements ont été mis de l'avant pour permettre d'orienter de futurs projets d'exploration. La susceptibilité magnétique et les mesures de polarisation provoquée semblent être encore les outils de prédilection pour ce type de gisement. Si l'approche d'un échantillonnage intensif au sol est priorisée, il faut s'assurer d'un échantillonnage distribué de façon régulière et statistiquement significatif pour la comparer avec un levé aéroporté. Reza Mir (Mir, 2017) a démontré que 4 mesures moyennées de spectrométrie gamma au sol étaient minimalement nécessaires pour pouvoir comparer les réponses au sol avec celles d'un levé aéroporté radiométrique. Le même exercice pourrait être fait en ce qui concerne la susceptibilité magnétique et un calcul similaire pour le ratio de corrélation devrait être fait pour avoir le nombre de mesures minimales à faire au sol pour avoir une estimation précise.

Les conclusions du projet CMIC Footprint, dans le rapport final de 2018, sur le site du cuivre de Highland Valley Copper, indiquent que la susceptibilité magnétique semble faire le lien

entre la géophysique et les lithologies. Les résultats de ce projet de maîtrise en viennent à cette principale conclusion également. Ce qui est observé, par le travail effectué à la Polytechnique, est que la propriété physique qui indique la plus grande variation entre les limites distales du batholite et les centres minéralisés est la susceptibilité magnétique et la densité présentée avec les différentes lithologies et altérations. Dans le rapport du CMIC final du site du cuivre, les résultats indiquent que de faire des mesures de la variabilité de susceptibilité magnétique sur affleurement devrait être pris en considération tout en reliant ces informations avec les informations lithologiques et celles d'altérations. Avec l'utilité des mesures sur affleurement observées dans ce travail, cette conclusion va de pair avec nos conclusions également. De cette façon, il sera possible de différencier les faciès favorables, des vecteurs pointant vers la minéralisation, de pouvoir éliminer des éléments moins intéressants pour planifier les campagnes d'exploration et finalement pour permettre de localiser les endroits enrichis en concentration Fer-Ti primaire (Lee, 2018). Sur les limites externes des batholites calco-alkalin, une attention particulière devrait être portée aux variations élevées sur les relevés aéromagnétiques tout en focalisant sur les altérations et variations géochimiques favorables (Lee, 2018).

CHAPITRE 7 CONCLUSION

En conclusion, les trois principaux objectifs poursuivis dans cette recherche ont été atteints à des degrés divers. Les propriétés physiques des différents types de minéralisations, de lithologies et de types d'altérations ont été mesurées et une base de données de ces mesures a été intégrée dans une base de données plus globale. Les données ont été analysées en utilisant une variété d'outils statistiques pour déterminer les caractéristiques pétrophysiques de la minéralisation, des altérations, des zones proximales à distales ainsi que des unités régionales sans altérations. Finalement, les propriétés physiques ont été reliées à leur réponse géophysique associée. Les résultats obtenus ont permis une augmentation de la connaissance et une meilleure compréhension des comportements des propriétés physiques sur la propriété de Highland Valley Copper. La susceptibilité magnétique, la densité, la résistivité ainsi que la chargeabilité semblent les propriétés physiques les plus adéquates à utiliser pour la différenciation d'une signature pétrophysique dans la recherche de porphyres cuprifères. Les diagraphies en forage sont un outil extrêmement utile dans la caractérisation des zones minéralisées, par rapport aux zones non minéralisées, car elles permettent de donner une dimension en profondeur à l'échantillonnage qui autrement ne serait que superficiel en X et Y. Finalement, les mesures d'affleurement offrent aussi une excellente alternative pour caractériser les variabilités spatiales de propriétés physiques sur un site d'étude.

L'une des finalités de ce projet pan-national fut la création d'un modèle 3D contraint par les différentes informations en lien avec les propriétés mesurées sur les lithologies et altérations. L'une des contributions les plus significatives de ce présent mémoire de maîtrise est le nombre important de mesures pour les différents types d'altérations et l'apport d'une base de données plus détaillée qui fut utilisée pour des inversions contraintes. Marc Vallée, un des chercheurs associés au projet CMIC et responsables des inversions géophysiques, dans une publication récente (A.Vallée et al., 2017) et avec la présomption que la baisse de susceptibilité magnétique était associée avec l'altération en lien avec la minéralisation, a créé un index d'altération basé sur les susceptibilités magnétiques des différentes phases du batholite. Les inversions créées dans ce travail ont été contraintes par la cartographie géologique ainsi que par les propriétés physiques mesurées sur les échantillons (Vallée et al., 2017). Les domaines d'altérations prédites par les inversions chevauchaient pratiquement tous les veines et les altérations connues en surface. De plus, la prédiction de la présence de roches altérées en profondeur, où aucun accès en surface

n'était possible (Vallée et al., 2017), il a donc conclu que lorsque les informations en lien avec les propriétés physiques étaient disponibles, il était alors possible d'utiliser la géophysique pour cartographier l'altération d'un système porphyrique minéralisé en Cu (Vallée et al., 2017) (Figure 105).

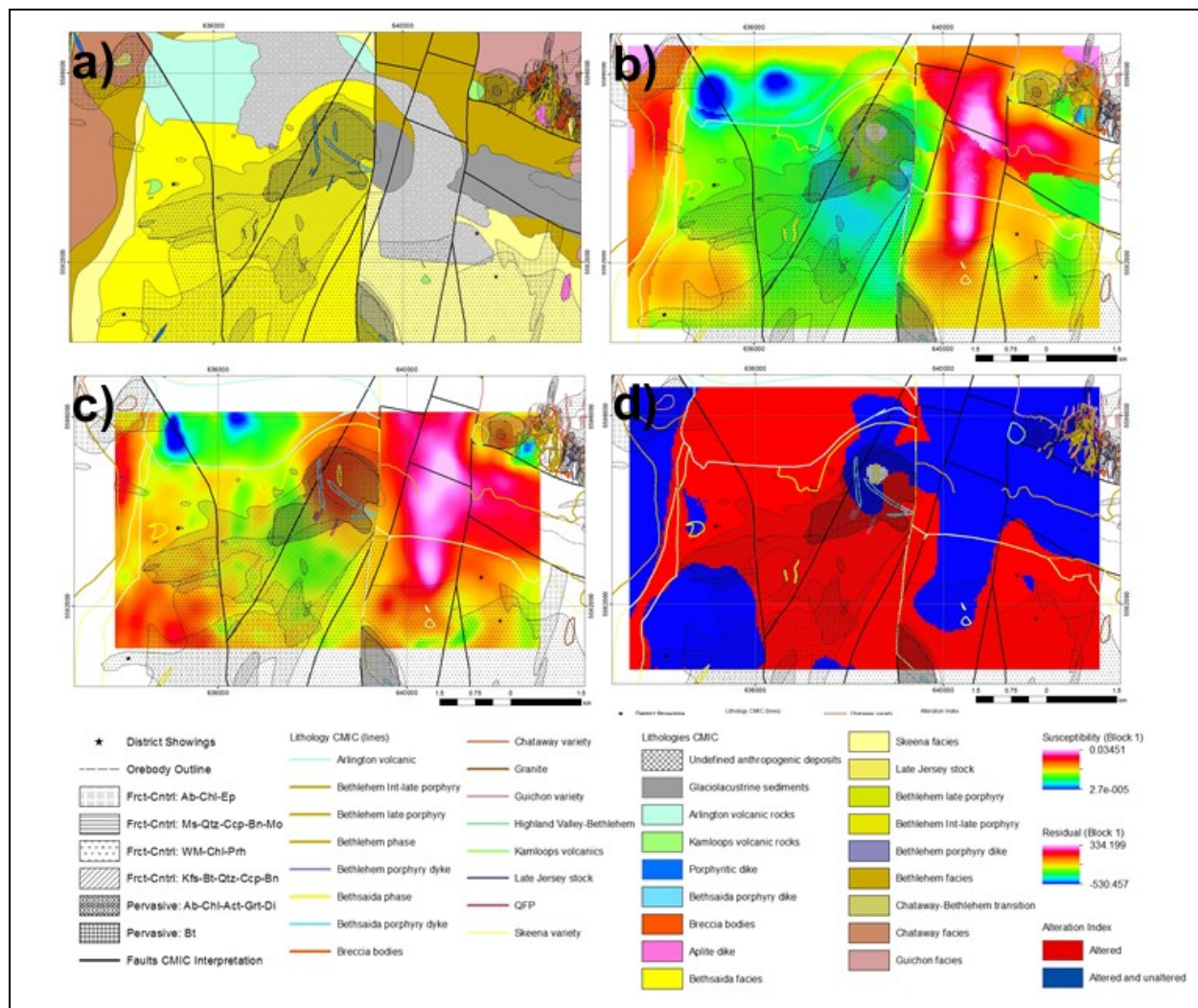


Figure 110 : Image provenant des travaux de (Vallée et al., 2017). A) Carte géologique du Batholite B) Susceptibilité magnétique inversée C) carte du modèle résiduel de susceptibilité magnétique D) Index d'altération. Contours d'altération provenant de Guillaume Lesage et al. (2017). (Vallée et al., 2017)

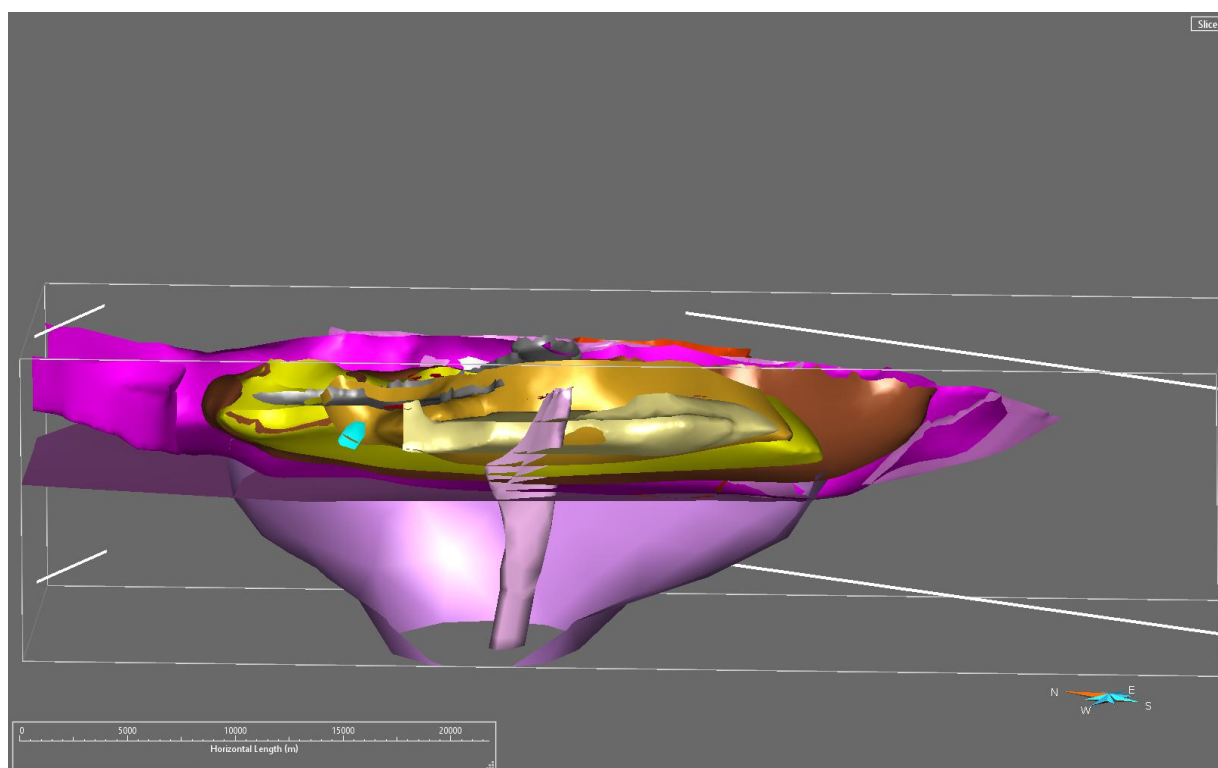


Figure 111 : Image du nouveau modèle 3D généré par tous les participants (Vallée et al., 2017)

CHAPITRE 8 RECOMMANDATIONS

Pour des projets futurs il serait intéressant, aussi bien qu'utile, de définir des grandeurs d'échantillon optimal à utiliser en fonction de la propriété physique à mesurer. Les incertitudes rencontrées dans ce projet indiquent que des volumes et des poids minimaux pourraient être utilisés pour diminuer ces incertitudes, spécialement pour les mesures de densité, tout en tenant compte de la précision des balances avant l'échantillonnage.

Les formes d'échantillon pourraient aussi venir aider la qualité des mesures de la susceptibilité magnétique ainsi que celle des mesures SIP. Pour la susceptibilité magnétique, avec des formes bien précises, les mesures pourraient être reprises exactement aux mêmes endroits plus facilement et favoriser une meilleure reproductibilité des données entre chaque répétition.

Pour les mesures SIP, la forme des échantillons, soit les carottes de 5 à 7 cm avec diamètre de 2 cm semblent être adéquate. Le trempage aussi semble donner les résultats escomptés, par contre, on devrait pouvoir utiliser des cellules de mesure dans lesquelles aucun contact n'est fait lors de l'injection du courant pour minimiser la désaturation des échantillons et limiter les effets de contact entre les électrodes et la surface de l'échantillon.

Pour arriver à mieux estimer les porosités, peut-être pourrions-nous parler d'une méthode où nous pourrions comparer le volume des vides dans une roche avant et après destruction de l'échantillon. Cette méthode pourrait être faite sur un échantillon de chaque lithologie pour comprendre la différence entre ce qui est mesuré conventionnellement et la réalité. Ainsi, il serait possible de comprendre et d'appliquer cette différence approximative à chaque mesure en fonction de la lithologie.

L'échantillonnage des formations pourrait se faire sensiblement de la même façon qu'elle a été faite, mais en augmentant la quantité dans le sens de la profondeur pour ajouter ce facteur dans l'espace de mesure. La majeure quantité des échantillons a été prise en surface et quelques échantillons ont été pris en profondeur, provenant des forages ou de la fosse. Une grande variabilité de composition peut exister en allant de la surface vers la profondeur. Une amélioration pourrait être faite à ce niveau. Il est difficile de chiffrer exactement ce que serait un « meilleur » nombre, mais les variations rencontrées sur affleurement démontrent que si la totalité

du gisement affleurerait, un échantillon pris à tous les 10 m serait adéquat, mais évidemment, très long à faire.

De plus, des méthodes quantitatives pour définir les altérations pourraient être très utiles. La mesure de la cristallinité de la séricite, intégrée dans ce travail, mais ,qui a été, faite par Guillaume Lesage a un très bel avenir et a démontré son utilité dans d'autres travaux comme dans (Neal et al., 2018) dans lequel les mesures spectrales sont mises de l'avant dans le but de trouver les caractéristiques des minéraux de l'altération propylitique comme vecteur d'exploration. Cette méthode permettrait une quantification de l'altération en focalisant sur certains minéraux typiques de chaque altération et répondant à des fréquences particulières par exemple.

Le « deep learning » est une voie à explorer davantage dans le domaine minier. Cette technologie permet l'analyse d'une multitude de paramètres dans le but d'y déceler des corrélations complexes pouvant être difficilement observées autrement. L'avenir tend inévitablement vers cette avenue, car la quantité de données augmente sans cesse et à une vitesse fulgurante. Des découvertes seront, sans aucun doute, faites avec l'aide cette technologie.

CHAPITRE 9 RÉFÉRENCES

- A.Vallée, M., Farquharson, C., Morris, B., King, J., Byrne, K., Lesage, G., . . . J.Enkin, M. C. (2017). Comparison of geophysical inversion programs run on aeromagnetic data collected over Highland Valley Copper district. *Exploration Geophysics*.
- Ager, C., McMillan, W. J., & Ulrych, T. J. (1972). *Gravity Magnetism and Geology of the Guichon Creek Batholith*: British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources.
- Ager, C., Ulrych, T., & McMillan, W. (1973). A gravity model for the Guichon Creek batholith, south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10(6), 920-935.
- Ager, C. A. (1974). *The three dimensional structure of Batholiths as deduced from gravity data*. University of British Columbia.
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54-62.
- Bérubé, C. L., Chouteau, M., Shamsipour, P., Enkin, R. J., & Olivo, G. R. (2017). Bayesian inference of spectral induced polarization parameters for laboratory complex resistivity measurements of rocks and soils. *Computers & Geosciences*, 105, 51-64.
- Blakely, R. J., Connard, G. G., & Curto, J. B. (2016). Tilt Derivative Made Easy.
- Bourne, B., Dentith, M., & Jumeau, A. (2018). Petrophysics and Exploration Targeting: The Value Proposition. *ASEG Extended Abstracts*, 2018(1), 1-5.
- Briskey, J. A. (1980). *Geology, petrology, and geochemistry of the Jersey, East Jersey, Huestis, and Iona porphyry copper-molybdenum deposits, Highland Valley, British Columbia*.
- Briskey Jr, J. A., & Bellamy, J. (1976). Bethlehem Copper's Jersey, East Jersey, Huestis and Iona deposits. *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special*, 15, 105-119.
- Byrne, K., Lesage, G., Gleeson, S., & Lee, R. (2017). Large-Scale Sodic-Calci-fic Alteration Around Porphyry Copper Systems: Examples from the Highland Valley Copper District, Guichon Batholith, South-Central British Columbia.
- Byrne, K., Stock, E., Ryan, J., Johnson, C., Nisenson, J., Alva Jimenez, T., . . . Sykora, S. (2013). Porphyry Cu-(Mo) deposits in the Highland Valley district, south central British Columbia. *Porphyry systems of central and southern British Columbia: Tour of central British Columbia porphyry deposits from Prince George to Princeton. Society of Economic Geologists, Field Trip Guidebook, Series*, 43, 99-116.
- Carr, J. (1960). Porphyries, Breccias and Copper Mineralization in Highland Valley, BC. *Can. Min. Jour*, 81(11), 71-73.
- Casselman, M. (1995). Highland Valley porphyry copper deposits near Kamloops, British Columbia: A review and update with emphasis on the Valley deposit.
- Chopping, R. (2008). Geophysical signatures of alteration. *Predictive Mineral Discovery—CRC*.

- Clark, D. A. (2014). Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper–gold systems: a review. *Tectonophysics*, 624, 46-65.
- D.Oldenburg, Cockett, R., Astic, T., Alvarez, A., Alvarez, P., Auken, E., . . . Davis, K. Retrieved from https://em.geosci.xyz/content/physical_properties/electrical_conductivity/electrical_conductivity_values.html
- D.Oldenburg, F.Jones, Heagy, L., Cockett, R., Astic, T., Devriese, S., & Jang, S. (2017). Chargeability. Retrieved from https://gpg.geosci.xyz/content/physical_properties/induced_polarization_physical_properties_duplicate.html
- D.Oldenburg, F. J., L. Heagy, R. Cockett, T. Astic, S. Devriese, S. Jang. (2018). Retrieved from https://gpg.geosci.xyz/content/physical_properties/magnetics_susceptibility_duplicate.html - susceptibility-of-common-rocks
- d'Angelo, M. (2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.
- D'Angelo, M., Miguel, A., Hollings, P., Byrne, K., Piercey, S., & Creaser, R. A. (2017). Petrogenesis and magmatic evolution of the Guichon Creek batholith: Highland Valley porphyry Cu±(Mo) district, south-central British Columbia. *Economic geology*, 112(8), 1857-1888.
- Enkin, R., Cowan, D., Tigner, J., Severide, A., Gilmour, D., Tkachyk, A., . . . Baker, J. (2012). Physical property measurements at the GSC Paleomagnetism and Petrophysics Laboratory, including electric impedance spectrum methodology and analysis. *Geological Survey of Canada, Open File*, 7227, 42.
- Field, C. W., Jones, M. B., & Bruce, W. R. (1974). Porphyry copper-molybdenum deposits of the Pacific Northwest. *Trans Am Inst Min metall Engrs*, 256, 9-22.
- GBC. (2009). *Airborne Gravity Survey; Quest South, British Columbia*. Retrieved from
- Geosoft, C. R. (2005). *Principles, Practice & Interpretation*.
- Guérin, R. (2007). *Contribution au développement de la résistivité complexe et à ses applications en environnement (projet POLARIS)*.
- Gurin, G., Tarasov, A., Ilyin, Y., & Titov, K. (2013). Time domain spectral induced polarization of disseminated electronic conductors: Laboratory data analysis through the Debye decomposition approach. *Journal of Applied Geophysics*, 98, 44-53.
- Gustafson, L. B., & Hunt, J. P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic geology*, 70(5), 857-912.
- Halley, S. (2008). *Mineral Mapping: Recipe Book for spectral interpretation via The Spectral Geologist*.
- J.Macnae. (2014). *Newmont Chargeability*. Paper presented at the 3rd International Workshop on Induced Polarization.
- Jébrak, M., & Marcoux, É. (2008). *Géologie des ressources minérales*: Ministère des ressources naturelles et de la faune.

- Jimenez, A., & Romy, T. (2011). *Variation in hydrothermal muscovite and chlorite composition in the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada*. University of British Columbia.
- Johnson, G., & Olhoeft, G. (1984). Density of rocks and minerals.
- Katsube, T. (2001). *An analytical procedure for determining spectral induced polarization characteristics of anisotropic rocks, Yellowknife mining district, Northwest Territories*: Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada.
- Lee, R. G., Hart, C.J.R., Hollings, P., Gleeson, S.A. (2018). *Exploration footprint of the Highland Valley porphyry copper deposit*. Paper presented at the Society of Economic Geologists: Metals, Minerals, and Society, Keystone, Colorado, USA.
- Lesage, G., Byrne, K., Lypaczewski, P., Lee, R., & Hart, C. (2016). *Characterizing the district-scale alteration surrounding a large porphyry Cu system: The footprint of Highland Valley Copper, British Columbia*. Paper presented at the Joint Annual Meeting, Whitehorse, Yukon, <http://cmic-footprints.ca/home/publications/files/Posters/Lesage_2016_GAC_MAC_HVC_alteration_Poster.pdf>[November 2016].
- Leshner M, H. M., Galley A, Ansdell K, Astic, T, Banerjee, N, Beauchamp S, Beaudoin G, Bertelli M, Bérubé C, Beyer S, Blacklock N, Byrne K, Cheng L-Z, Chouinard R, Chouteau M, Clark J, D'Angelo M, Darijani M, Devine M, Dupuis C, El Goumi N, Enkin R, Farquharson C, Fayol N, Feltrin L, Feng J, Gaillard N, Gleeson S, Gouiza M, Grenon C, Guffey S, Guilmette C, Guo K, Hart C, Hattori K, Hollings P, Joyce N, Kamal D, King J, Kyser K, Layton-Matthews D, Lee R, Lesage G, Leybourne M, Linnen R, Lypaczewski P, McGaughey J, Mitchinson D, Milkereit B, Mir R, Morris W, Oldenburg D, Olivo G, Perrouty S, Piercey S, Piette-Lauzière N, Raskevicius T, Reman A, Rivard B, Ross M, Samson I, Scott S, Shamsipour P, Shi D, Smith R, Sundaralingam N, Taves R, Taylor C, Valentino M, Vallée M, Wasyluk K, Williams-Jones A, Winterburn P. (2017). *Integrated Multi-Parameter Exploration Footprints of the Canadian Malartic Disseminated Au, McArthur River-Millennium Unconformity U, and Highland Valley Porphyry Cu Deposits: Preliminary Results from the NSERC-CMIC Mineral Exploration Footprints Research Network in Tschirhart V and Thomas MD (Editors)*. Paper presented at the Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration.
- M.Chouteau;M.Allard (2012). [Développements récents en géophysique d'exploration: méthodes et études de cas MAGNÉTOMÉTRIE].
- Marescot, L. (2016). *Electrical surveying*
Part II: Induced polarization method. .
- McMillan, W. (1976). Geology and genesis of the Highland Valley ore deposits and the Guichon Creek batholith. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 15, 85-104.
- McMillan, W., & Panteleyev, A. (1980). Ore Deposit Models—1. Porphyry Copper Deposits. *Geoscience Canada*, 7(2).

- Mir, R. (2017). *3D IP compilation at the Highland Valley Copper District*. Retrieved from
- Mitchinson, D., Enkin, R., & Hart, C. (2013). Linking porphyry deposit geology to geophysics via physical properties: Adding value to Geoscience BC geophysical data. *Geoscience BC, Report, 14*, 116.
- Monger, J. (1977). Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences, 14*(8), 1832-1859.
- Monger, J., & Price, R. (2002). The Canadian Cordillera: geology and tectonic evolution. *CSEG Recorder, 27*(2), 17-36.
- Monger, J., Price, R., & Tempelman-Kluit, D. (1982). Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera. *Geology, 10*(2), 70-75.
- Neal, L. C., Wilkinson, J. J., Mason, P. J., & Chang, Z. (2018). Spectral characteristics of propylitic alteration minerals as a vectoring tool for porphyry copper deposits. *Journal of Geochemical Exploration, 184*, 179-198.
- Nelson, J., & Colpron, M. (2007). Tectonics and metallogeny of the British Columbia, Yukon and Alaskan Cordillera, 1.8 Ga to the present. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Edited by WD Goodfellow. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 755-791.
- Osatenko, M., & Jones, M. (1976). Valley copper. *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special, 15*, 130-143.
- Read, P., & Okulitch, A. V. (1977). The Triassic unconformity of south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences, 14*(4), 606-638.
- Roy, B., & Clowes, R. M. (2000). Seismic and potential-field imaging of the Guichon Creek batholith, British Columbia, Canada, to delineate structures hosting porphyry copper deposits. *Geophysics, 65*(5), 1418-1434.
- Sillitoe, R. H. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic geology, 67*(2), 184-197.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology, 105*(1), 3-41.
- SRK Consulting, S. (2013). *Aeromag interpretation*.
- Telford, W. M., Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Vol. 1): Cambridge university press.
- Travers, W. B. (1978). Overturned Nicola and Ashcroft strata and their relation to the Cache Creek Group, southwestern intermontane belt, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences, 15*(1), 99-116.
- UBC Earth and Ocean Sciences, F. J. (2007). Geophysics foundations: Physical properties: Chargeability. Retrieved from <https://www.eoas.ubc.ca/ubcgif/iag/foundations/properties/2physprop-iag.htm>
- Vallée, M., Farquharson, C., Byrne, K., Lee, R., Lesage, G., King, J., . . . Enkin, R. (2017). Porphyry copper alteration imaging with aeromagnetic data at Highland Valley Copper,

British Columbia, Canada *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2017* (pp. 2445-2449): Society of Exploration Geophysicists.

Wikipedia. Retrieved from https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Analyse_en_composantes_principales&oldid=152318742

Wikipedia. (2017, 27 Août 2017). Cristallographie aux rayons X. Retrieved from https://fr.wikipedia.org/wiki/Cristallographie_aux_rayons_X

BIBLIOGRAPHIE

- Ishihara, S. (1971). Some chemical characteristics of the intrusive rocks of the Bethlehem porphyry copper deposits, BC, Canada. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 22, 535-546.
- Olade, M., & Fletcher, W. (1975). Primary dispersion of rubidium and strontium around porphyry copper deposits, Highland Valley, British Columbia. *Economic geology*, 70(1), 15-21.
- Jambor, J. (1976). Structural evolution of porphyry mineralization at Highland Valley, British Columbia: Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13(4), 610-612.
- Reed, A., & Jambor, J. (1976). Highmont: Linearly zoned copper-molybdenum porphyry deposits and their significance in the genesis of the Highland Valley ores. *Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special*, 15, 163-181.
- Tapia, J., Townley, B., Córdova, L., Poblete, F., & Arriagada, C. (2016). Hydrothermal alteration and its effects on the magnetic properties of Los Pelambres, a large multistage porphyry copper deposit. *Journal of Applied Geophysics*, 132, 125-136.

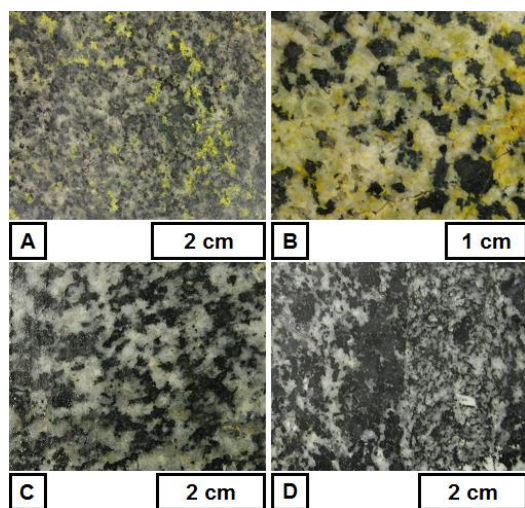
ANNEXE A – PHOTOS DES LITHOLOGIES

Faciès Border phase

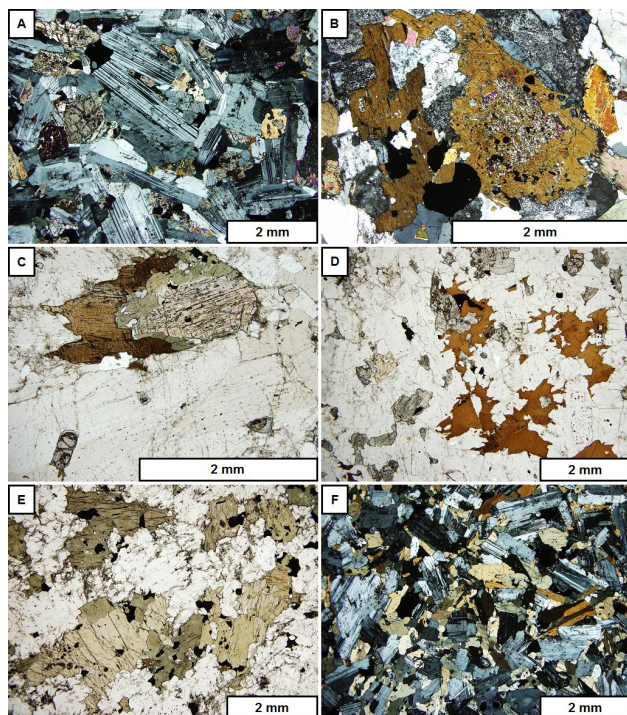


Blocs bréchifiés du groupe de Nicola dans une matrice de leuco-gabbro du faciès Border phase (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Roches gabbroïques

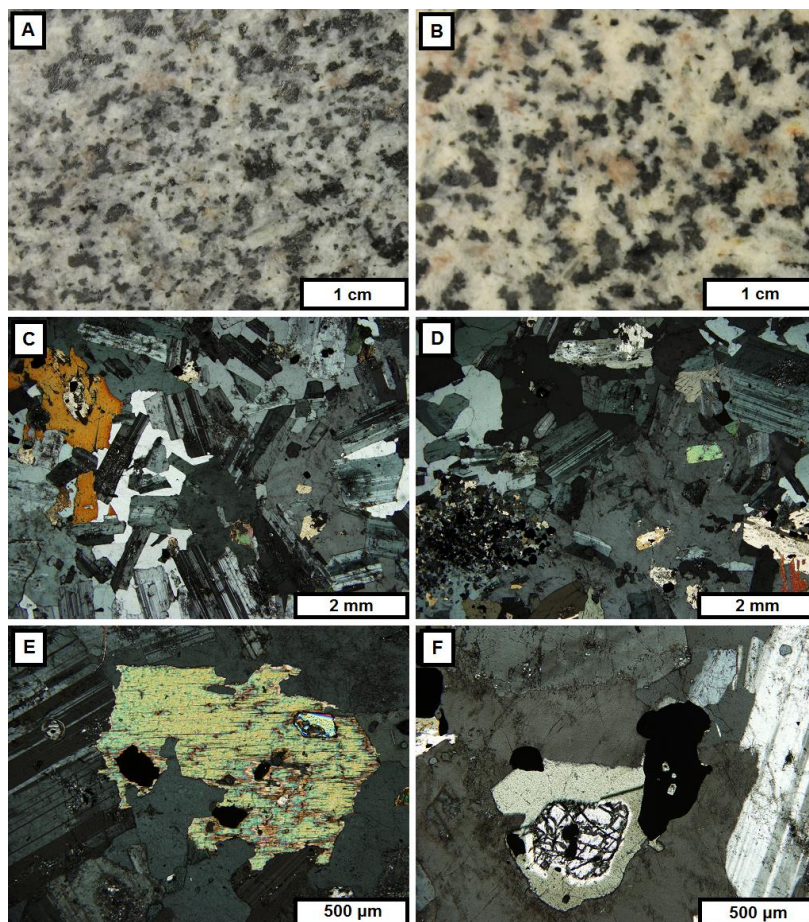


Photos d'échantillons de roches appartenant au faciès Border phase. Tous les échantillons ont été traités au cobaltinitrite de sodium. **A.** Monzogabbro à leuco-olivine à grains moyens avec feldspath_K secondaire (en jaune). Les minéraux mafiques sont un mélange entre olivine, clinopyroxène et une abondance de biotite (**MD001**). **B.** Monzodiorite quartzique avec grains moyens à grossiers (**MD057**). **C.** Diorite quartzique à grains moyens équi-granulaires provenant du faciès Border phase. L'échantillon ne contient pas de feldspath_K (**MD046**). **D.** Diorite à grains moyens du faciès Border phase avec une bande de 2cm d'une diorite à grains plus fins séparés par un contact franc (**MD003B**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)



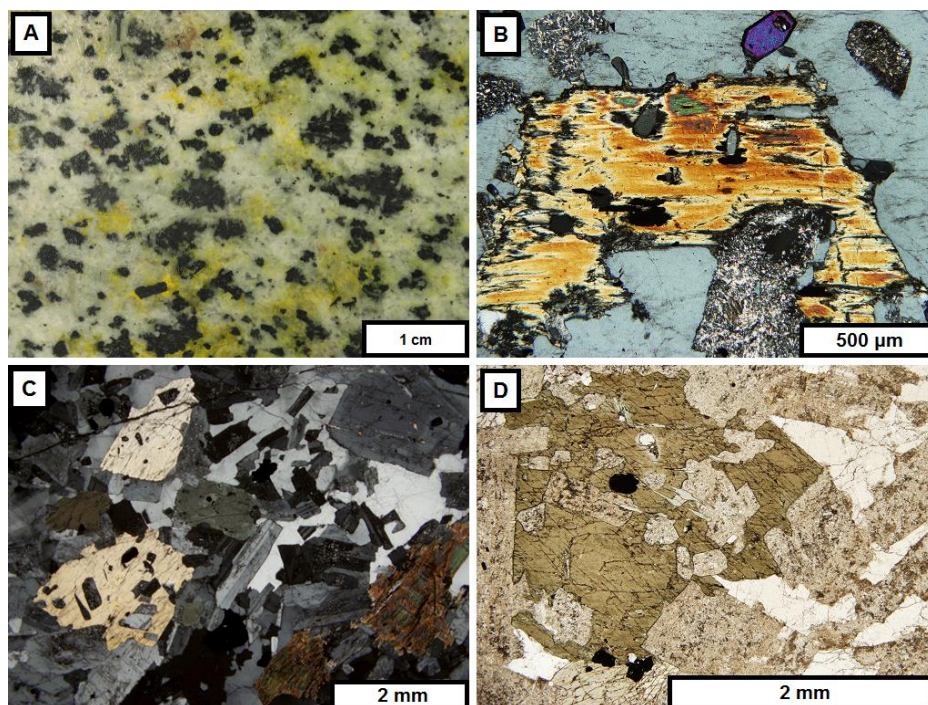
Photomicrographes des lithologies du faciès Border phase. **A.** Languettes de plagioclase faiblement altéré avec présence d'olivine interstitielle, amphibole, clinopyroxène et une faible proportion de biotite. Le tout dans une gabbro-norite à olivine. Une partie des d'olivine a été altérée en Talc et/ou faiblement serpentinisé le long des fractures (lumière croisée polarisée transmise; **MD078**). **B.** Uralitisation des pyroxènes, commun dans le faciès Border. Un cœur de clinopyroxènes et magnétite altéré entouré d'amphibole ((lumière croisée polarisée transmise; **MD057**). **C.** Altération progressive d'un cristal de clinopyroxène vers de l'amphibole et biotite. Une seule inclusion d'olivine dans le plagioclase peut être remarquée en bas à gauche (Lumière transmise et polarisée en plan; **MD002**). **D.** Abondance de feldspath_K et biotite non altérée dans un monzongabbro à leuco-olivine altéré (Lumière transmise et polarisée en plan; **MD001**). **E.** Amphibole avec grains moyens à grossier avec inclusions abondantes de magnétite, typiques des diorites du faciès Border phase (Lumière transmise et polarisée en plan; **MD003A**). **F.** Amphibole et plagioclase à grain moyen provenant d'une bande à grains plus fins se trouvant dans une diorite du faciès Border lumière croisée polarisée transmise; **MD003B** (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Le sub-faciès Guichon



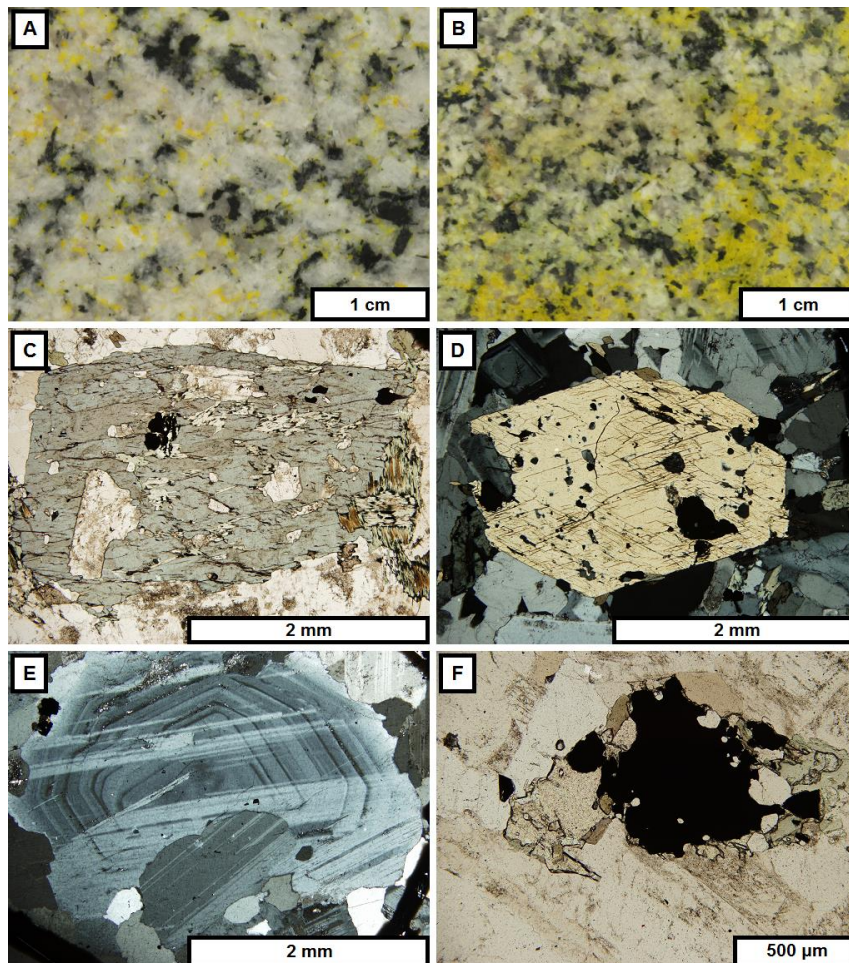
Péetrographie du sous-faciès Guichon. A et B. Photos d'échantillons de granodiorite (A. échantillon **MD074** et B. Échantillon **MD076**) C. Quartz et feldspath_K subophitique avec plagioclase et biotite (lumière transverse polarisée en plan; **MD075**). D. Feldspath_K ophitique encerclant des cristaux de biotite et de plagioclase. Une masse de magnétite très fine et d'amphibole modifiée peut être vue en bas à gauche de la figure (lumière transverse polarisée en plan; **MD076**). E. Biotite altérée en chlorite et épidote avec des inclusions de magnétite entourées par le plagioclase et le feldspath K interstitiel (lumière transverse polarisée, échantillon **MD075**). F. Un cristal d'olivine avec une couronne d'amphibole dans un feldspath_K (lumière transverse polarisée ; échantillons **MD076**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. Lakehead University.)

Le faciès Chataway



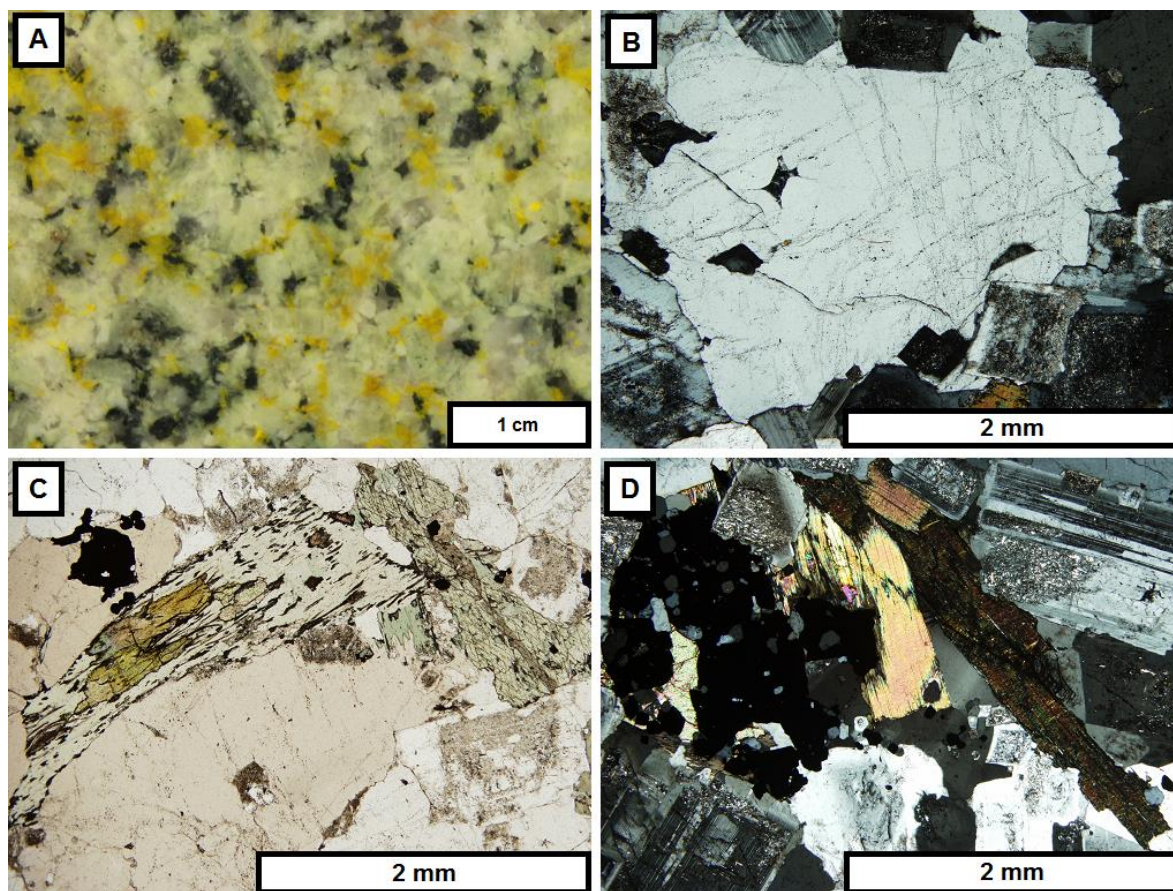
Pétrographie du faciès Chataway. A. Échantillons représentant le faciès Chataway avec application de cobaltinitrite de sodium révélant le feldspath_K (échantillon **MD044**). B. Un cristal de biotite avec une inclusion d'apatite et une faible altération en chlorite le long des plans de clivage. Le cristal de biotite est encerclé par le feldspath_K qui aussi encercle poikitiquement un certain nombre de chadacryst de plagioclase séricitisés (lumière transverse polarisée, échantillon **MD066**). C. Exemple représentatif d'amphibole ophitique à subophitique avec cristaux de plagioclase ainsi que du quartz interstitiel angulaire optiquement continue dans le plagioclase (lumière transverse polarisée, échantillon **MD066**). D. Échantillons représentatif altéré du faciès Chataway (lumière transverse polarisée, échantillon **MD044**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Le faciès Bethlehem



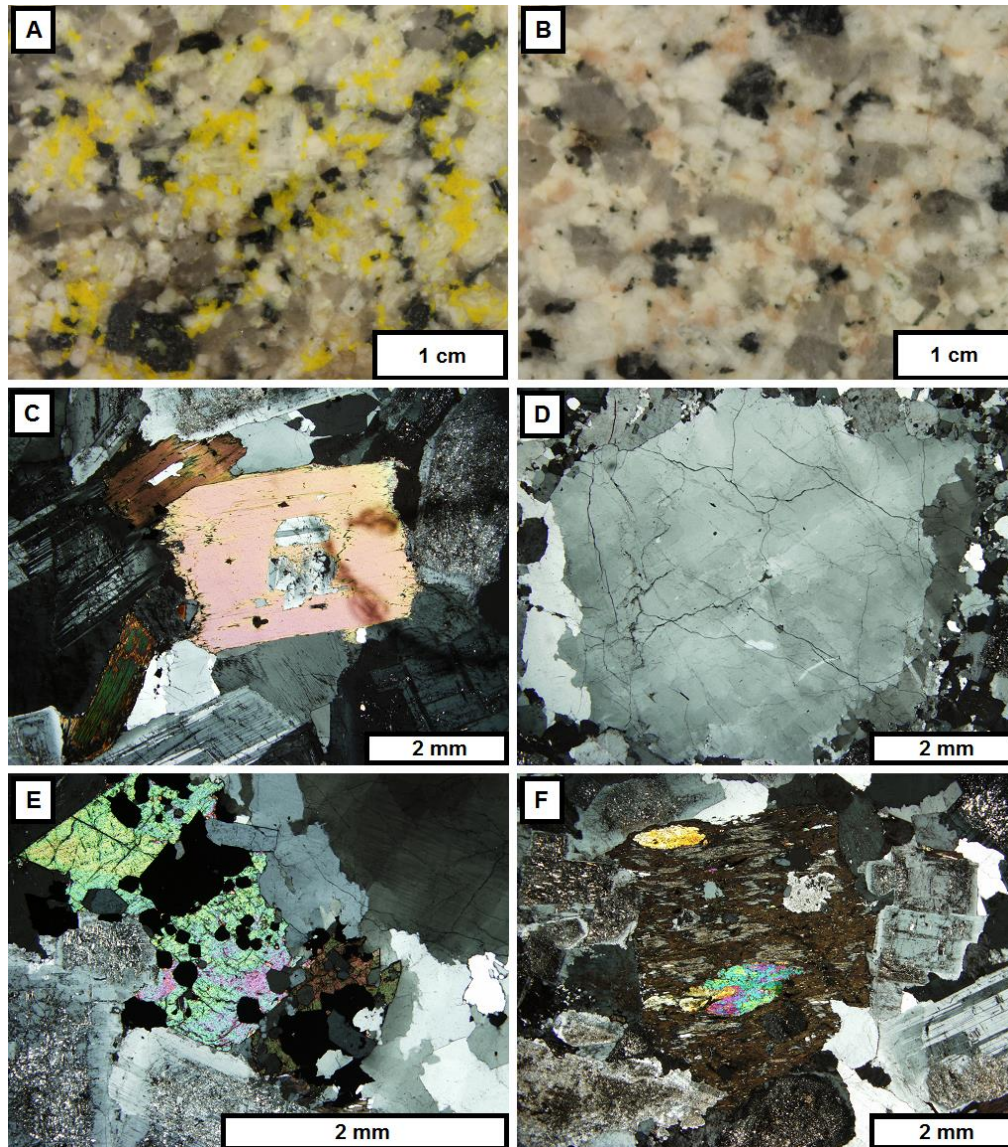
Péetrographie du faciès de Bethlehem. **A.** Échantillons type de Bethlehem avec application de cobaltinitrite de sodium montrant les feldspath_K (échantillons **MD059**). **B.** Varité de granodiorite à grains fins du faciès de Bethlehem avec cobaltinitrite de sodium (échantillons **MD063**). **C.** Horneblende oikocryst encerclant partiellement des cristaux de plagioclase altérés avec inclusions de magnetite et apatite. La biotite et l'altération en chlorite ont affecté la partie droite du cristal (lumière polarisée transmise; échantillons **MD049**). **D.** Un cristal d'amphibole fraîche, proche de la forme automorphe, avec des inclusions de magnétite et d'apatite, entouré de lattes de plagioclase et de quartz interstitiel (lumière transverse polarisée, échantillon **MD059**). **E.** Un phénocrystal de plagioclase zoné oscillant typique des faciès de Bethlehem, Skeena et Bethsaida. Le phénocrystal principal a été fusionné avec un cristal plus petit au niveau du bas de la photo (lumière transverse polarisée, échantillon MD059). **F.** Magnétite en contact avec la titanite, chlorite, quartz, plagioclase et feldspath_K. La magnétite contient également des inclusions d'apatite (lumière transmise polarisée dans le plan; échantillon **MD059**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Le faciès Skeena



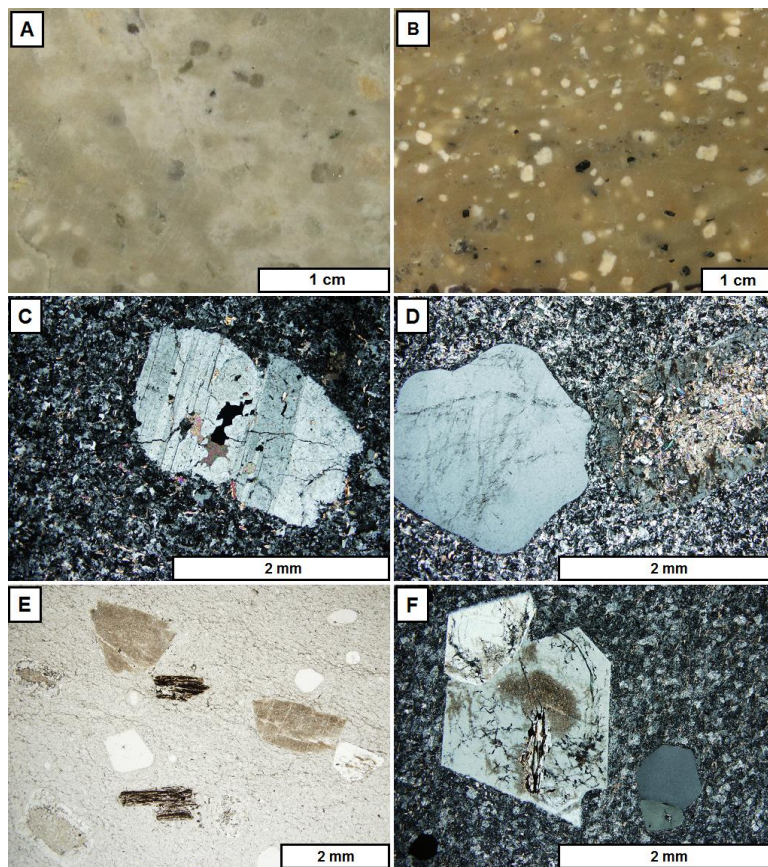
Péetrographie du faciès de Skeena. **A.** Échantillon typique du faciès de Skeena avec l'application de cobaltinitrite de sodium (échantillons **MD034**). **B.** Quartz-eye amoeboïdal (lumière transmise croisée polarisée; **MD035**). **C.** Gousses d'épidote le long des plans de clivage dans le chlorite après la biotite (lumière transmise et croisée polarisée; **MD035**). **D.** Magnétite avec inclusions de titanite et apatite avec biotite, plagioclase et quartz (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD035**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Le faciès Bethsaida



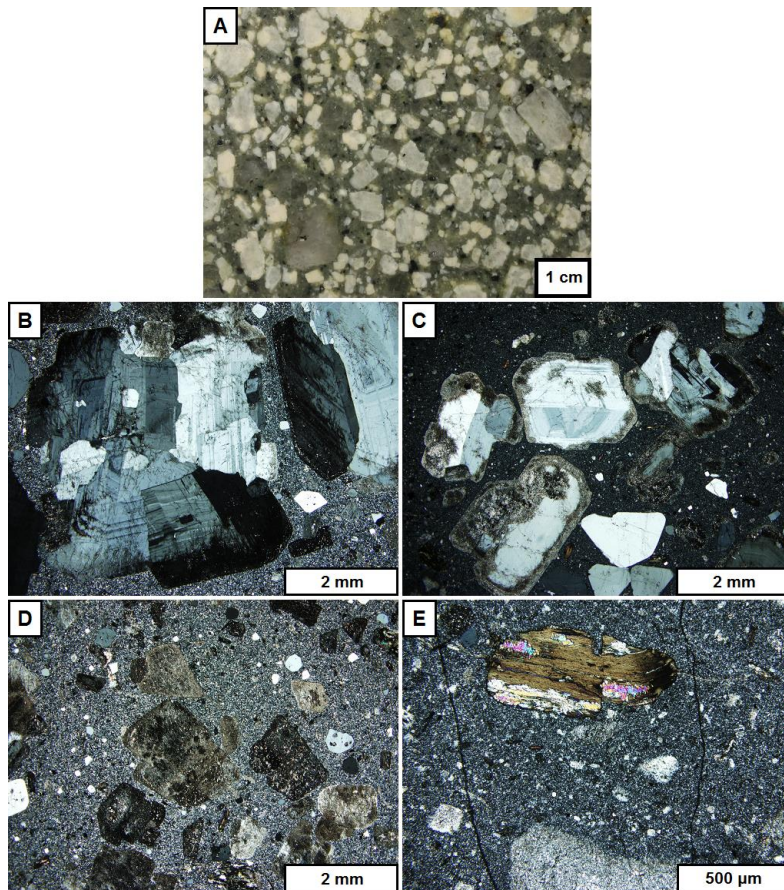
Pétrographie du faciès de Bethsaida. A (**MD072**) : échantillon traité au cobaltinitrite de sodium et B (**MD069**). C. Phénocrystal de biotite avec un cristal de plagioclase (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD069**). D. Phénocrystal amoeboidal de quartz avec une extinction ondulatoire et des grains plus petits (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD004**). E. Amoncellements de Titanite, apatite et magnétite avec quartz et plagioclase (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD069**). F. Phénocrystal de biotite fortement altérée en chlorite avec cristaux d'épidote le long des plans de clivage (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD069**). (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Unités (QFPP) : Quartz Feldspath-Phyrique et dykes de porphyres pauvres en phénocristaux



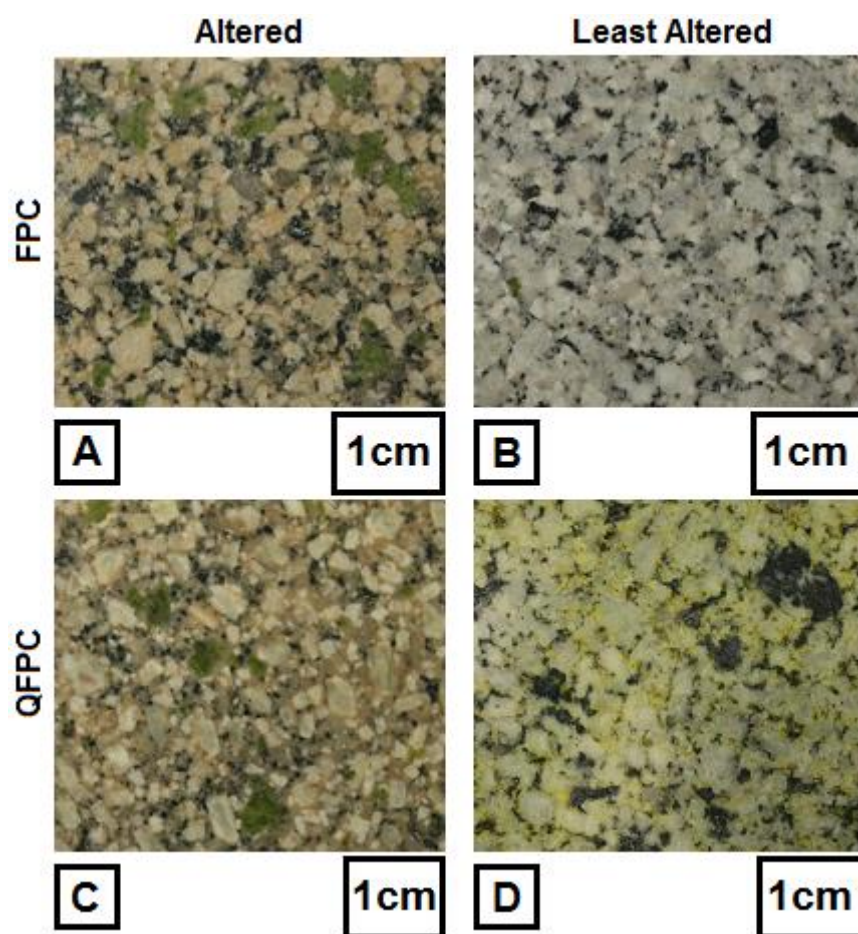
Péetrographie des dykes QFPP. **A** Échantillon (**MD036**) affichant une couleur beige blanchâtre typique des dykes QFPP. **B**. Échantillon (**MD037**). Cet échantillon possède une couleur plus foncée et contient une plus grande abondance de phénocristaux de biotite. **C**. Un phénocristal de plagioclase fracturé et corrodé dans une masse cryptocristalline. Des altérations en calcite sont visibles dans la partie basse et à gauche du phénocristal (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD036**). **D**. Un phénocristal de quartz anhydrique et une relique d'un phénocristal de plagioclase avec le centre altéré en muscovite non orientée (lumière transmise et croisée polarisée ; **MD036**). **E**. Quartz, biotite et une relique d'un phénocristal de plagioclase dans une matrice cryptocristalline. Les phénocristaux de biotite sont partiellement altérés en chlorite le long des plans de clivage et les phénocristaux de plagioclase sont complètement altérés en un mélange de séricite, calcite et épidote (lumière transmise et polarisée plane ; **MD037**). **F**. Un phénocristal de feldspath potassique (probablement sanidine) avec altération argilique en son centre dans une matrice cryptocristalline (lumière transmise et polarisée croisée; **MD037**). (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Unités (QFPM) : Quartz à Feldspath-Phyriques et dykes de porphyres mafiques

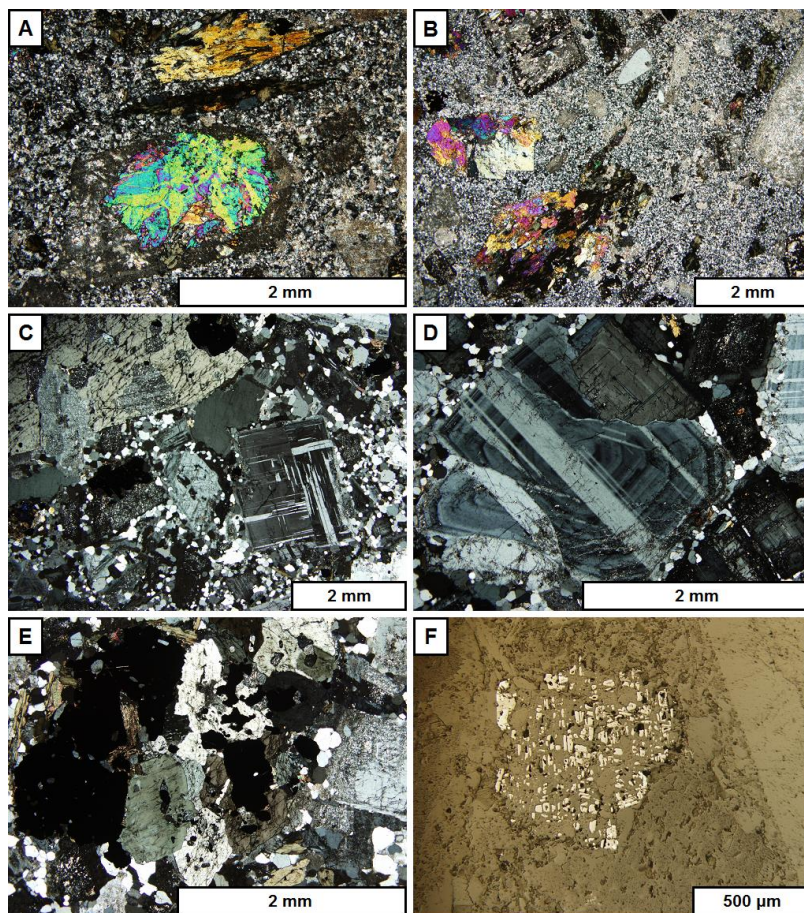


Pétrographie des dykes QFPM. A. Échantillon typique de dyke QFPM (**MD073**). B. Phénocrystal de plagioclase composite composé de plusieurs cristaux plus petits et fusionnés ensemble. Le plus petit cristal montre une zonation concentrique qui est discontinuée à travers les limites de la fusion (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD073**). C. Phénocrystal de plagioclase affichant des anneaux de réduction (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD077**). D. microphénocristaux de quartz et phénocristaux d'une relique de plagioclase dans une masse aphanitique (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD073**). E. Microphénocristaux de biotite chloritisée avec de l'épidote le long des frontières de grains (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD077**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

Dykes (FPC) et (QFPC)

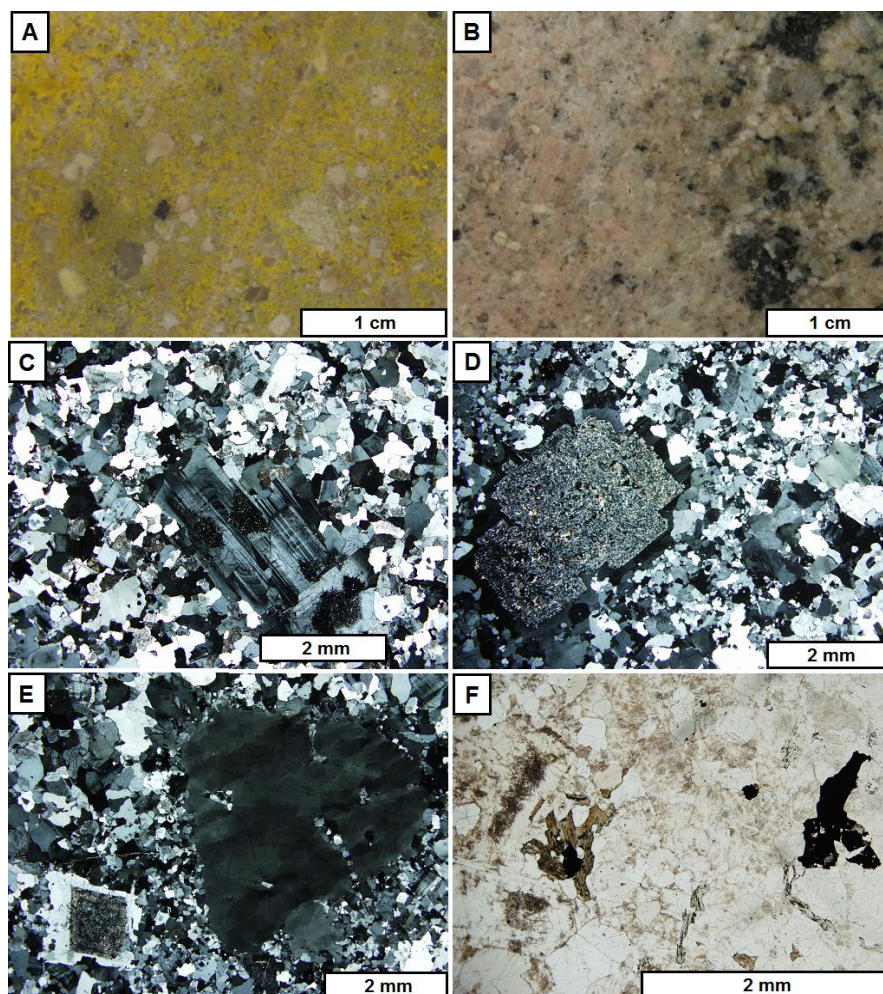


Échantillons (A et B) du type FPC et (C et D) du type QFPC. A: **MD028**. B: **MD026**. C: **MD022**. D: **MD032**. Les deux types de roches sont caractérisés par une texture porphyrique avec du plagioclase et des phénocristaux mafiques ainsi que des phénocristaux de quartz, en addition, dans le cas du QFPC. Le traitement des échantillons A., C. et D. avec le cobaltinitrite de sodium révèle du feldspath potassique interstitiel dans les moins altérés. Dans les échantillons représentant les plus altérés, la couleur jaune n'est pas visible, car ce feldspath a été détruit. L'altération a résulté en une décomposition en poussière ferreuse des phénocristaux de plagioclase ainsi une coloration rose de la matrice de fond s'en est suivi. Aussi une altération pervasive de l'épidote a complètement altéré des minéraux mafiques précis et les cristaux de plagioclase (A et C). (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)



Photomicrographes des échantillons (A, B et F) ainsi que les échantillons les moins altérés (C,D et E) des dykes QFPC et FPC. Un remplacement partiel d'un phénocrystal de plagioclase par de l'épidote et un remplacement complet d'un phénocrystal d'amphibole par la chlorite dans un dyke FPC (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD022**). **B**. Remplacement complet d'un phénocrystal de plagioclase par de l'épidote et d'un autre phénocrystal d'amphibole par l'épidote + chlorite dans un dyke QFPC (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD028**). **C**. Chadacrystal de plagioclase altéré en un oïkocrystal d'amphibole et aussi un phénocrystal de plagioclase montrant des secteurs avec des twinning perpendiculaires dans une matrice à grains fins de quartz. Un dyke QFPC le moins altéré (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD031**). **D**. Un phénocrystal de plagioclase composite composé de trois cristaux plus petits et fusionnés qui présentent tous des zones concentriques dans un dyke QFPC le moins altéré (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD031**). **E**. Magnétite, Titanite et amphibole dans dyke FPC le moins altéré (lumière transmise et polarisée plane ; **MD031**). **F**. Magnétite squelettique avec un remplacement en Titanite le long des fractures dans un dyke QFPC altéré (lumière réfléchie et polarisée plane ; **MD028**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

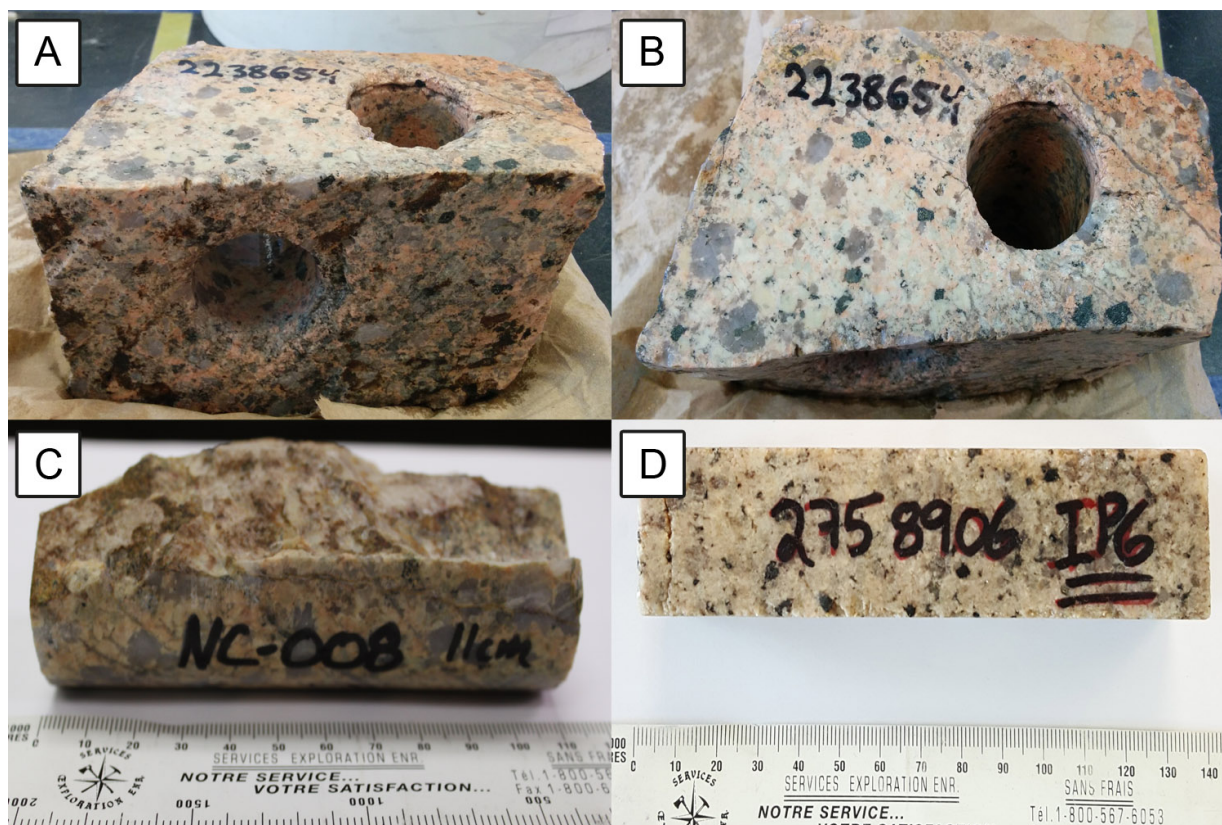
Dykes d'Aplites



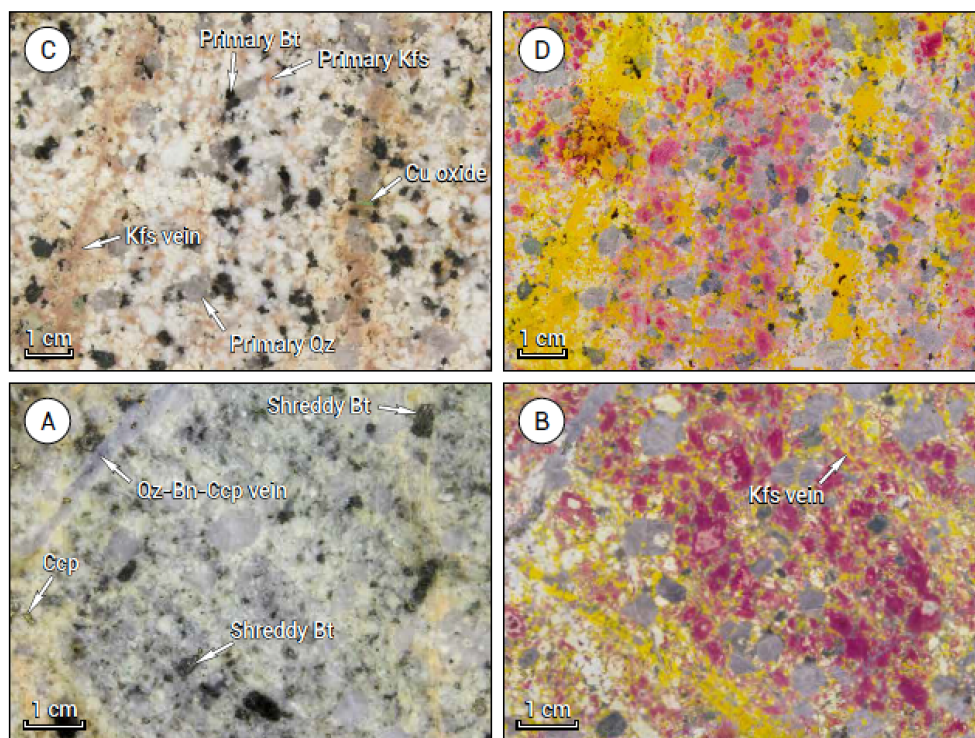
Péetrographie des dykes d'Aplite. **A.** Un échantillon typique (**MD040**). Le traitement au cobaltinitrite de sodium montre du plagioclase interstitiel jauni dans une matrice de quartz et plagioclase aplitique. **B.** L'échantillon **MD050** montre un contact entre un dyke d'Aplite et le faciès de Bethlehem. **C.** Un phénocrystal de plagioclase composite composé de deux cristaux fusionnés qui montrent de la zonation oscillante (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD041**). **D.** Altération séricitique pervasive d'un phénocrystal de plagioclase avec un anneau mince non altéré sur son contour (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD040**). **E.** Un phénocrystal de quartz montrant des grains intérieurs ainsi que des points de quartz avec des grains beaucoup plus fins. Les deux sont isolés et en contact avec la matrice. La matrice quartzreuse affiche un grossissement des grains lorsque l'on s'éloigne du phénocrystal (lumière transmise et polarisée croisée ; **MD040**). **F.** Des cristaux radiaux de biotite centré sur un cristal de magnétite. La biotite fut altérée en chlorite le long des plans de clivage (lumière transmise et polarisée plane ; **MD050**) (d'Angelo, 2016). Geochemistry, petrography and mineral chemistry of the Guichon Creek and Nicola batholiths, southcentral British Columbia [MSc]. *Lakehead University*.)

ANNEXE B – PHOTOS DES ALTÉRATIONS

Altération Potassique

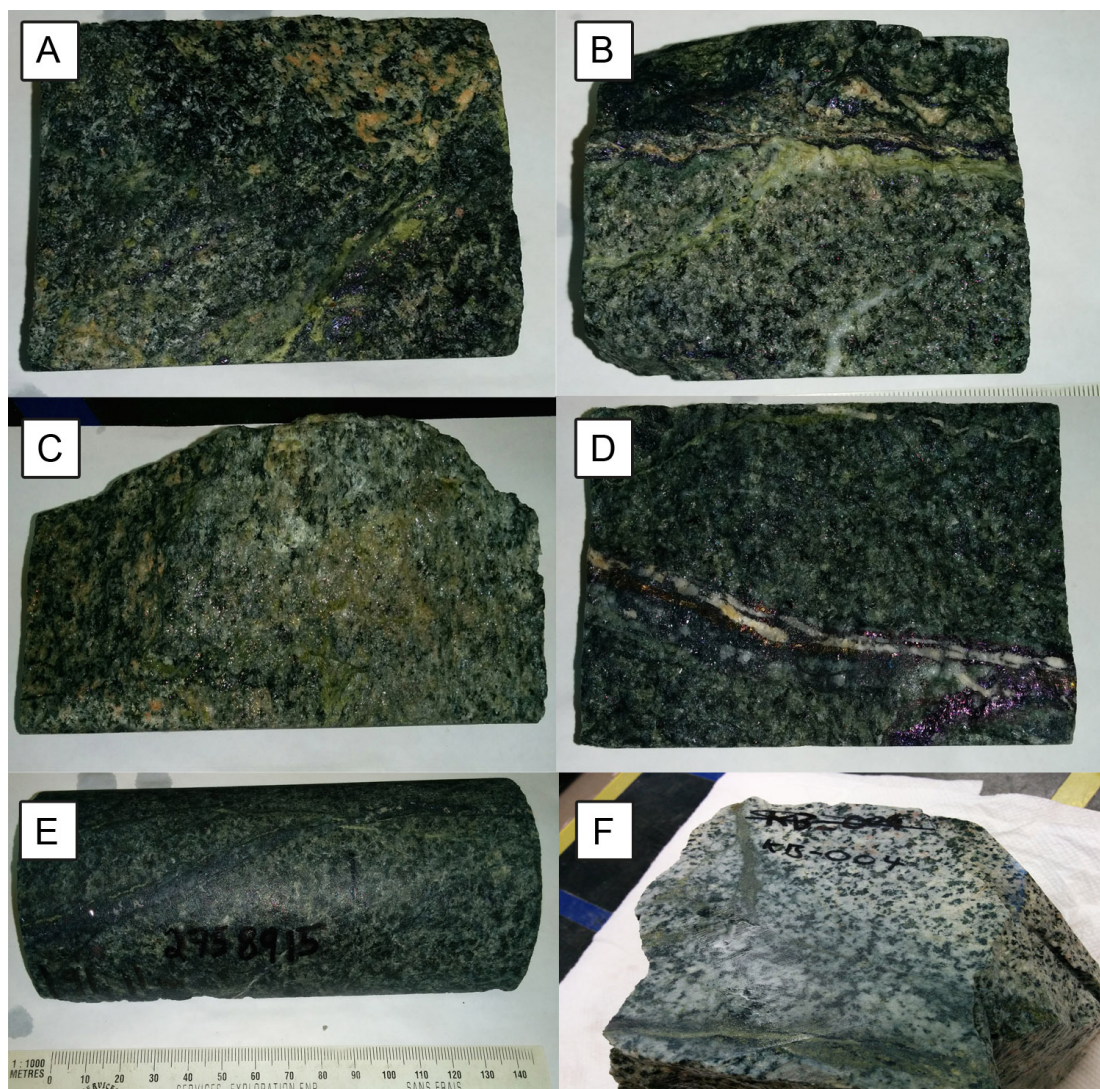


Altération potassique. A-B: échantillons 2238654 (Bethsaida) C : échantillon de Christophe NC-08 (Bethsaida) D : échantillon de Christophe 2758906 provenant du site IP6, où des mesures de polarisation induite furent mesurées (Bethsaida). Tous situés en en dedans de 2,9km du centre minéralisé de Valley vers le sud-ouest.



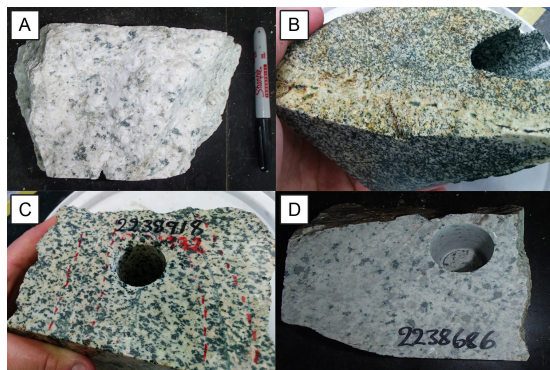
Altération potassique. Images A et C, sans traitement au cobaltinitrite, et images B et D avec traitement au cobaltinitrite. La couleur rose indique le plagioclase et le jaune le feldspathK (Lesage.G., 2016, Characterizing the district-scale alteration surrounding a large porphyry Cu system : The footprint of Highland Valley Copper, British Columbia).

Altération Propylitique

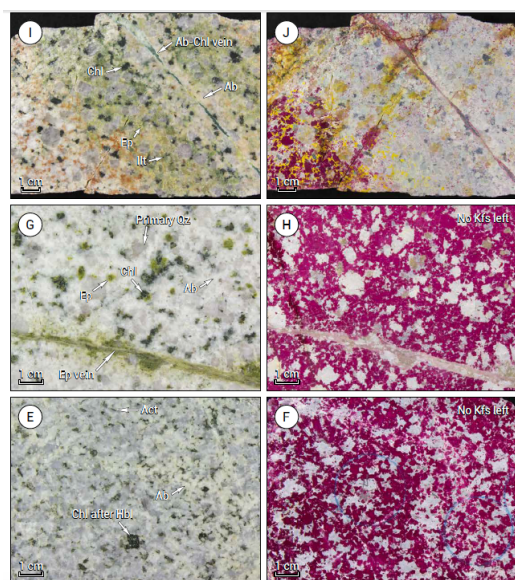


Altération propylitique. A : échantillon 2758911 (Guichon). B : échantillon 2758912 (Guichon). C : échantillon 2758913 (Guichon). D : échantillon 2758914 (Guichon). E : échantillon 2758915 (Guichon). F : échantillon KB004 (Guichon). Échantillons situés en dedans d'un rayon de 1,5km de Bethlehem.

Altération Sodique-Calcique

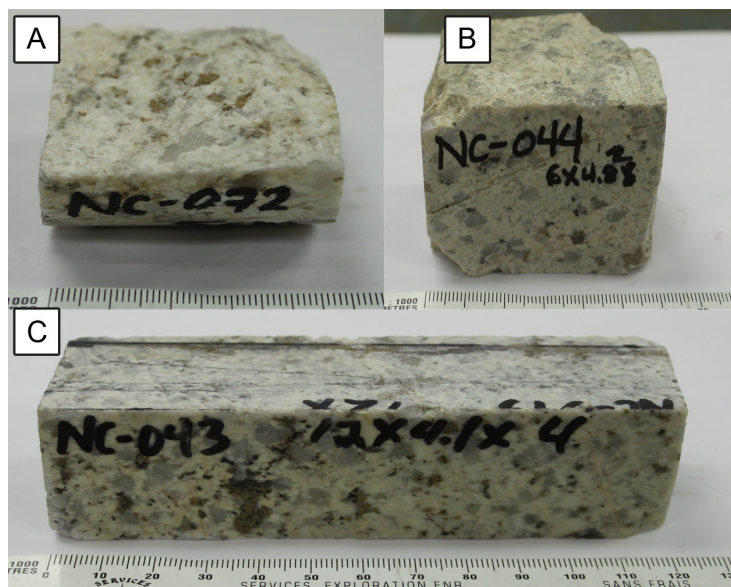


Échantillons de Guillaume Lesage : A : 2238876 (Bethsaida). B : 2238884 (Border phase). C : 2238918 (Guichon)
D : 2238686 (Bethsaida).

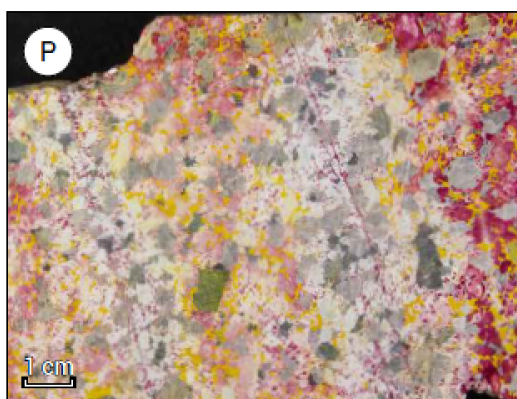
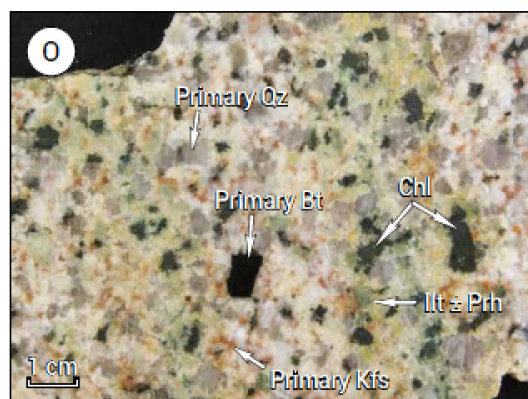
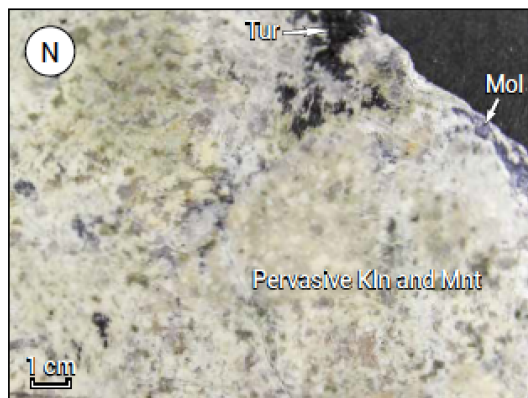


Altération Sodique-calciue. Images E, G et I sans traitement au cobaltinitrite. Images F, H et I avec traitement au cobaltinitrite. La couleur rose indique le plagioclase et le jaune le feldspathK (Lesage.G,2016, Characterizing the district-scale alteration surrounding a large porphyry Cu system : The footprint of Highland Valley Copper, British

Altération Argilique

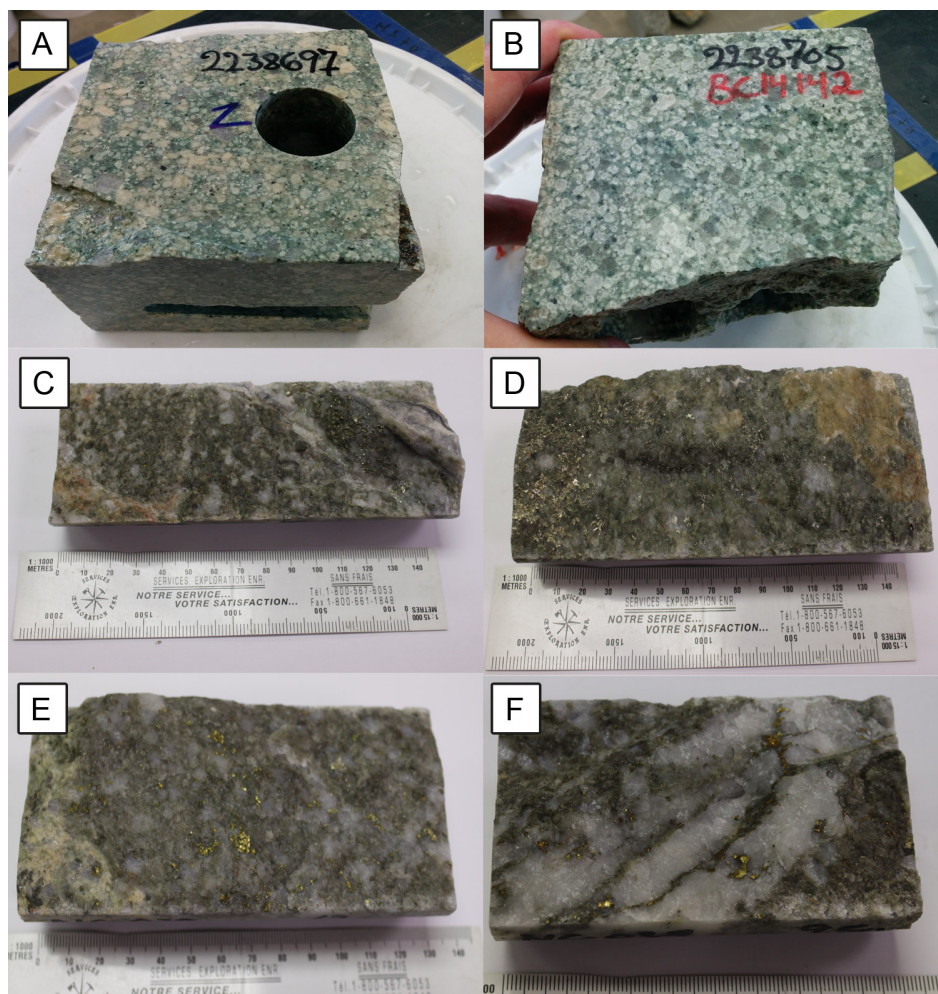


A: échantillon NC-072 (Bethsaida). B: échantillon NC-044 (Bethsaida). C: échantillon NC-043 (Bethsaida).

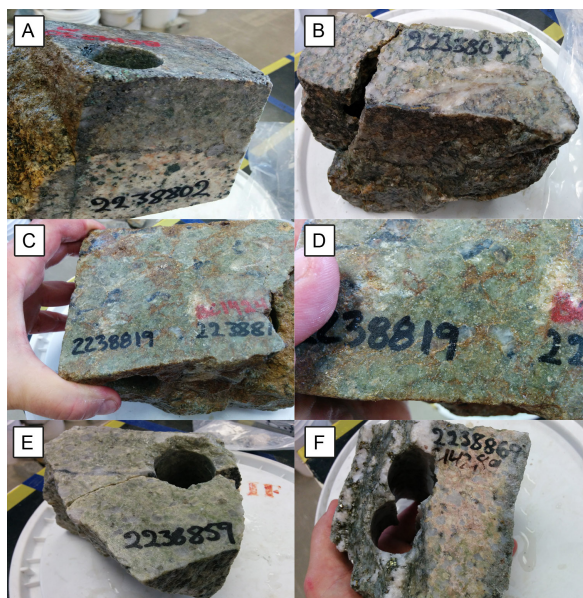


Altération argilique et minéraux associés (Image N). Altération en Illite et Chlorite (Image O et P) (Lesage.G., 2016, Characterizing the district-scale alteration surrounding a large porphyry Cu system: The footprint of Highland Valley Copper, British Columbia)

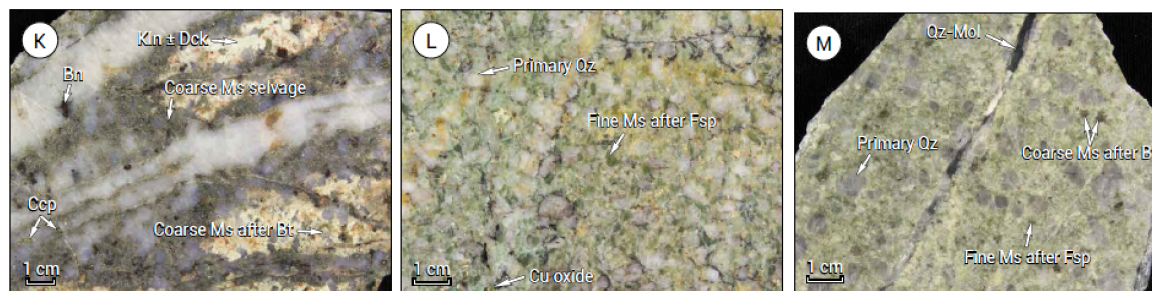
Altération Phyllique



L'altération phyllique intermédiaire. A: 2238697 (QFP). B: 2238705 (QFP). C: NC-017 (Bethsaida). D: NC-019 (Avec Py) (Bethsaida). E: NC-028 (Bethsaida). F: NC-037 (Avec Cpy) (Bethsaida).



A : échantillon 2238802 (Bethsaida). B : échantillon 2238807 (Bethsaida). C-D : échantillon 2238819 (2) (Bethsaida). E : échantillon 2238859 (Bethsaida). F : échantillon 2238869 (Bethsaida).



Images K, L et M Altération en muscovite (Lesage.G., 2016, Characterizing the district-scale alteration surrounding a large porphyry Cu system : The footprint of Highland Valley Copper, British Columbia)

Altération Potassique + Muscovite

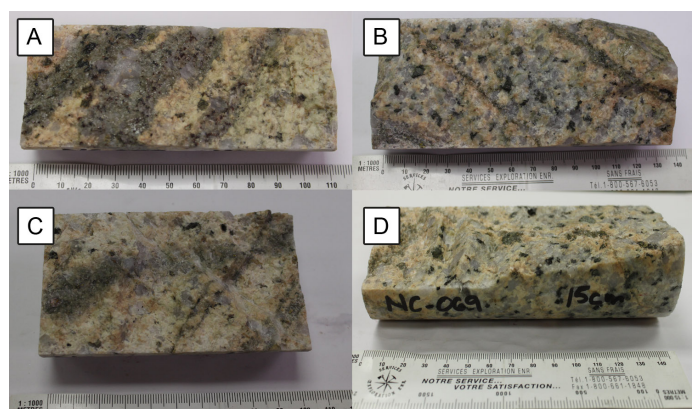


Figure 112 : A : échantillon NC-09 (Bethsaida). B : échantillon NC029 (Bethsaida). C : échantillon NC-040 (Bethsaida). D : échantillon NC-069 (Bethsaida).

Altération Potassique + Muscovite + Argile + Veines de quartz

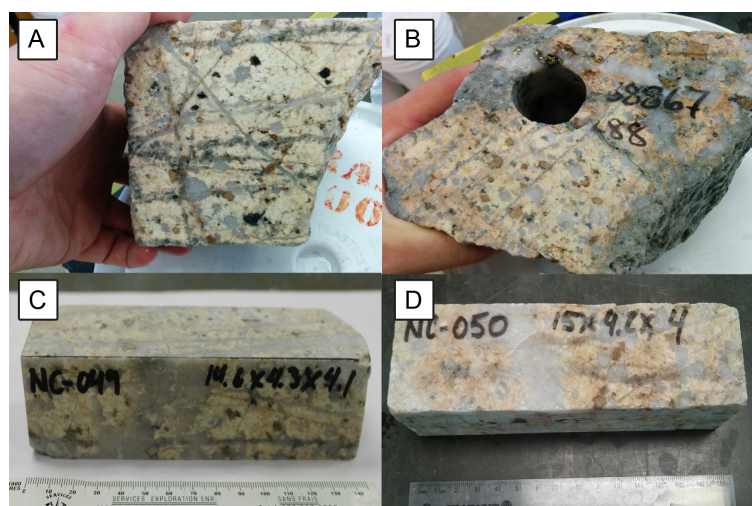
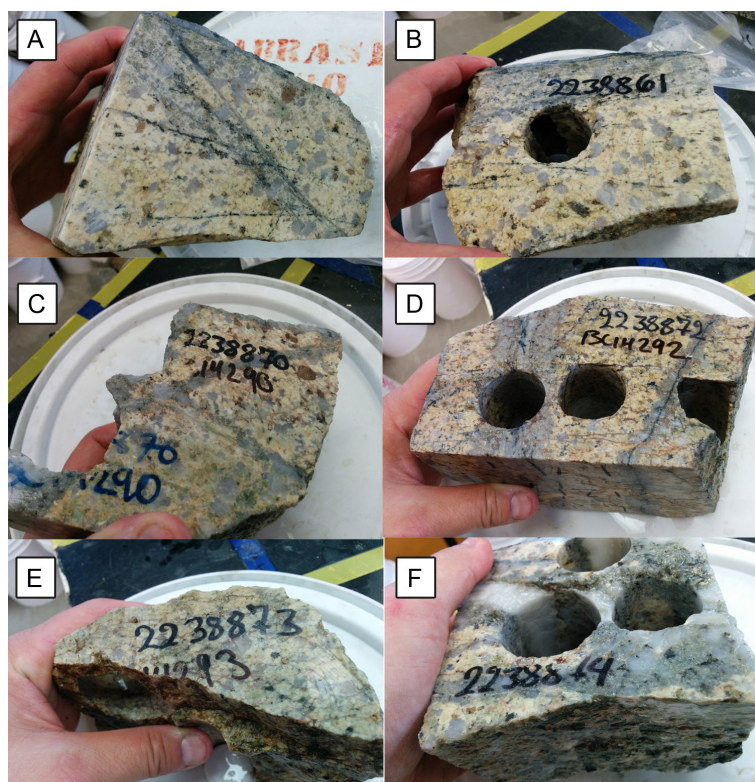


Figure 113 : A : échantillon 2238865 (Bethsaida). B : échantillon 2238867 (Bethsaida). C : échantillon NC-049 (Bethsaida). D : échantillon NC-50 (Bethsaida).

Altération en Muscovite + Argile



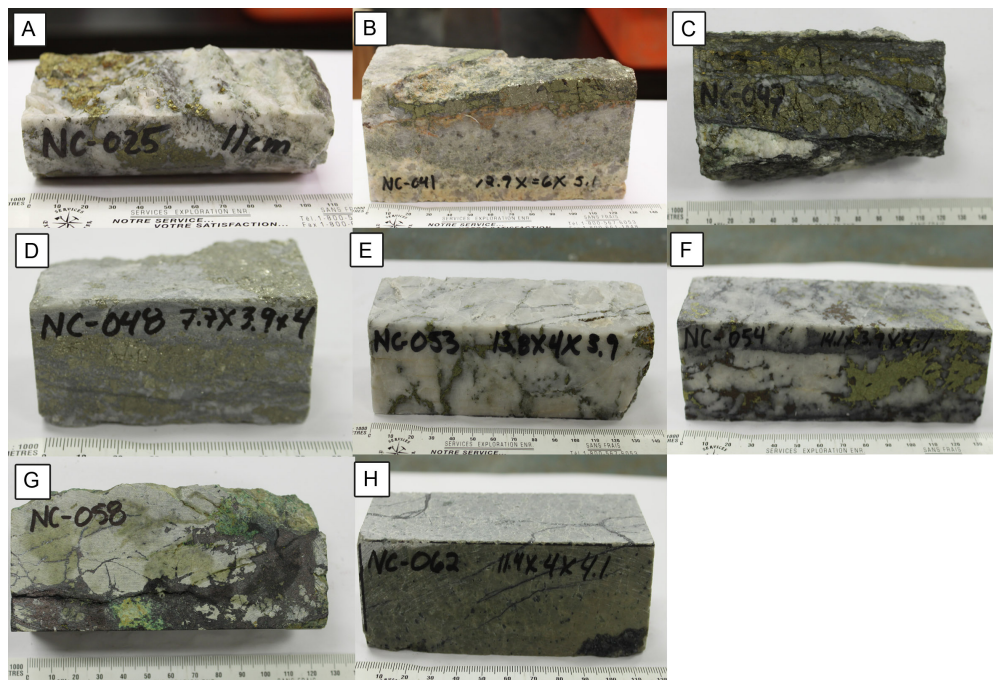
A-B : échantillon 2238861 (Bethsaida). C : échantillon 2238870 (Bethsaida). D : échantillon 2238872 (Skeena). E : échantillon 2238873 (Skeena). F : échantillon 2238874 (Bethsaida).

Altération Potassique + Propylitique



A : échantillon 2238824 (Guichon). B : échantillon NC-055 (Bethlehem). C : échantillon NC-088 (Bethlehem). D : échantillon NC-091 (Bethlehem).

Altération Silique et zones les plus minéralisées



A : échantillon NC-025 (Bethsaida). B : échantillon NC-041 (Bethsaida). C : échantillon NC-047 (QSP). D : échantillon NC-048 (QSP). E : échantillon NC-053 (Bethsaida). F : échantillon NC-054 (Bethsaida). G : échantillon NC-058 (Bethlehem). H : échantillon NC-062 (Bethlehem)

ANNEXE C – LISTE DES ÉCHANTILLONS

Nom échantillon	UTM zone	Easting	Northing	De	À	Rock_Group Simple	Alteration_ Assemblage
HVC2247751-NC-001	10	638184.000	5593910.000	17.7	17.95	Bethsaida	Ms + Cly
HVC2247752-NC-002	10	638184.000	5593910.000	42.66	42.9	Bethsaida	Fresh
HVC2247753-NC-003	10	638184.000	5593910.000	65.66	65.89	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247754-NC-004	10	638184.000	5593910.000	86.48	86.69	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247755-NC-005	10	638184.000	5593910.000	111.95	112.2	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247756-NC-006	10	638184.000	5593910.000	164.33	164.64	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247757-NC-007	10	638184.000	5593910.000	349.69	349.89	Bethsaida	K
HVC2247758-NC-008	10	638184.000	5593910.000	480.11	480.38	Bethsaida	K
HVC2247759-NC-009	10	638184.000	5593910.000	517.76	517.9	Bethsaida	K + Ms
HVC2247760-NC-010	10	638769.000	5594340.000	9.27	9.56	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247761-NC-011	10	638769.000	5594340.000	16.83	17.1	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247763-NC-012	10	638769.000	5594340.000	40.3	40.7	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247764-NC-013	10	638769.000	5594340.000	98.66	99	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247765-NC-014	10	638769.000	5594340.000	143.1	143.49	Bethsaida	K + Ms
HVC2247766-NC-015	10	638769.000	5594340.000	155.22	155.6	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247767-NC-016	10	639273.000	5595100.000	143.79	144	Bethsaida	Tour_Dom
HVC2247768-NC-017	10	639273.000	5595100.000	150.43	150.74	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247769-NC-018	10	639273.000	5595100.000	180.25	180.5	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247770-NC-019	10	639273.000	5595100.000	169.47	169.73	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247771-NC-020	10	639273.000	5595100.000	191.49	191.83	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247772-NC-021	10	639273.000	5595100.000	300.19	300.44	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247773-NC-022	10	639273.000	5595100.000	314.13	314.42	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247774-NC-023	10	639273.000	5595100.000	322.86	323.25	Bethsaida	Na-Ca
HVC2247775-NC-024	10	639273.000	5595100.000	344.34	344.66	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247776-NC-025	10	639273.000	5595100.000	366.18	366.43	Bethsaida	Qtz-Ms
HVC2247777-NC-026	10	639273.000	5595100.000	379.59	379.83	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247778-NC-027	10	639273.000	5595100.000	402.6	402.83	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247779-NC-028	10	639273.000	5595100.000	417.57	417.84	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247780-NC-029	10	639273.000	5595100.000	438.58	438.86	Bethsaida	K + Ms
HVC2247781-NC-030	10	639273.000	5595100.000	462.63	462.87	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247782-NC-031	10	639273.000	5595100.000	530.59	530.8	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247783-NC-032	10	639273.000	5595100.000	540.07	540.34	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247784-NC-033	10	639273.000	5595100.000	581.58	581.94	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247785-NC-034	10	639273.000	5595100.000	625.7	626.01	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247786-NC-035	10	639273.000	5595100.000	654.75	654.95	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247787-NC-036	10	639273.000	5595100.000	676	676.39	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247788-NC-037	10	639273.000	5595100.000	699.6	699.94	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247789-NC-038	10	639273.000	5595100.000	760.52	760.77	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247790-NC-039	10	639273.000	5595100.000	675.05	675.4	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247791-NC-040	10	639273.000	5595100.000	834.74	834.97	Bethsaida	K + Ms
HVC2247793-NC-041 (A-B)	10	637609.000	5594773.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	K
HVC2247794-NC-042	10	637622.000	5594853.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Propylitic
HVC2247795-NC-043	10	637626.000	5594869.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Cly
HVC2247796-NC-044	10	637777.000	5594305.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Cly
HVC2247797-NC-045	10	637791.000	5594270.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247798-NC-046	10	637875.000	5593931.000	1279m	pitt sample	Bethsaida	Ms
HVC2247799-NC-047	10	637836.000	5593925.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Qtz+ mineralization
HVC2247800-NC-048	10	637811.000	5593916.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Qtz+ mineralization
HVC2247801-NC-049	10	638611.000	5594493.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247802-NC-050	10	638611.000	5594493.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC2247803-NC-051	10	638727.000	5594955.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247804-NC-052	10	638751.000	5594981.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Tour_Dom
HVC2247805-NC-053	10	638776.000	5594993.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Qtz+ mineralization
HVC2247806-NC-054	10	638776.000	5594993.000	pitt sample	pitt sample	Bethsaida	Qtz+ mineralization
HVC2247807-NC-055	10	642067.000	5594923.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	K+Propylitic
HVC2247808-NC-056	10	642067.000	5595923.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Fresh
HVC2247809-NC-057	10	642388.000	5595924.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Propylitic
HVC2247810-NC-058	10	642388.000	5595924.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Mineralization
HVC2247811-NC-059	10	642458.000	5596030.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Na-Ca
HVC2247812-NC-060	10	642458.000	5596030.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Na-Ca
HVC2247813-NC-061	10	643371.000	5595751.000	1439 m	pitt sample	Bethlehem	Propylitic
HVC2247814-NC-062	10	643119.000	5595567.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Mineralization
HVC2247815-NC-063	10	643475.000	5596307.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Propylitic
HVC2247816-NC-064	10	643368.000	5595088.000	1432 m	pitt sample	Bethlehem	Na-Ca

HVC2247817-NC-065	10	643341.000	5595106.000	1428 m	pitt sample	Bethlehem	Ser-Chl
HVC2247818-NC-066	10	643191.000	5595233.000	1520 m	pitt sample	Bethlehem	Propylitic
HVC2247819-NC-067	10	643191.000	5595233.000	pitt sample	pitt sample	Bethlehem	Fresh
HVC2247820-NC-068	10	639273.000	5595100.000	891	891.3	Bethsaida	Fresh
HVC2247821-NC-069	10	639273.000	5595100.000	909.41	909.76	Bethsaida	K + Ms
HVC2247822-NC-070	10	639273.000	5595100.000	949.63	949.8	Bethsaida	K
HVC2247823-NC-071	10	639273.000	5595100.000	1076.58	1076.7	Bethsaida	Fresh
HVC2247824-NC-072	10	639273.000	5595100.000	1048.72	1048.97	Bethsaida	Cly
HVC2247825-NC-073	10	639273.000	5595100.000	1092.48	1093	Bethsaida	Fresh
HVC2247826-NC-074	10	639273.000	5595100.000	1356.85	1357.09	Bethsaida	Ser-Chl
HVC2247827-NC-075	10	639273.000	5595100.000	1442.7	1443	Bethsaida	K + Ms
HVC2247828-NC-076	10	639273.000	5595100.000	1617.6	1617.89	Bethsaida	Fresh
HVC2247829-NC-077	10	642478.000	5595860.000	346.04	346.33	Bethlehem	Fresh
HVC2247830-NC-078	10	642478.000	5595860.000	337.12	337.41	Bethlehem	Fresh
HVC2247831-NC-079	10	642478.000	5595860.000	292.3	292.55	Bethlehem	Propylitic
HVC2247832-NC-080	10	642478.000	5595860.000	269.66	269.95	Bethlehem	Propylitic
HVC2247833-NC-081	10	642478.000	5595860.000	236.08	236.39	Bethlehem	Propylitic
HVC2247834-NC-082	10	642478.000	5595860.000	204.66	205.1	Bethlehem	Ser-Chl
HVC2247835-NC-083	10	642478.000	5595860.000	105.1	105.3	Bethlehem	Propylitic
HVC2247836-NC-084	10	642478.000	5595860.000	90.53	90.78	Bethlehem	Fresh
HVC2247837-NC-085	10	642478.000	5595860.000	36.81	37.02	Bethlehem	Propylitic
HVC2247838-NC-086	10	643184.000	5595950.000	35.42	35.66	Bethlehem	Fresh
HVC2247839-NC-087	10	643184.000	5595950.000	89.76	89.97	Bethlehem	Fresh
HVC2247840-NC-088	10	643184.000	5595950.000	98.44	98.72	Bethlehem	K+Propylitic
HVC2247841-NC-089	10	643184.000	5595950.000	112.33	112.58	Bethlehem	K+Propylitic
HVC2247842-NC-090	10	643184.000	5595950.000	225.61	225.91	Bethlehem	Propylitic
HVC2247843-NC-091	10	643184.000	5595950.000	251.21	251.56	Bethlehem	K+Propylitic
HVC2247844-NC-092	10	643184.000	5595950.000	307.86	308.12	Bethlehem	K+Propylitic
HVC2247845-NC-093	10	643184.000	5595950.000	353.1	353.48	Bethlehem	Propylitic
HVC2247846-NC-094	10	643184.000	5595950.000	467.03	467.27	Bethlehem	Fresh
HVC2247847-NC-095	10	643184.000	5595950.000	481.49	481.77	Bethlehem	Fresh
HVC2247848-NC-096	10	643184.000	5595950.000	503.14	503.4	Bethlehem	Fresh
HVC2247730-NC-097	10	637607.000	5594739.000			Bethlehem	K + Ms
HVC2758901-NC-098	10	629175.000	5600151.000			Border phase	K+Propylitic
HVC2758902-NC-099	10	646719.000	5597806.000			Guichon	Fresh
HVC2758903-NC-100	10	648143.000	5597741.000			Guichon	Fresh
HVC2758904-NC-101	10	651671.000	5589204.000			Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758904-NC-101 Duplicate	10	651671.000	5589204.000			Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758904-NC-101 Duplicate	10	651671.000	5589204.000			Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758904-NC-101 Duplicate	10	651671.000	5589204.000			Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758905-NC-102	10	635589.000	5593281.000			Bethsaida	K
HVC2758906-NC-103	10	635904.000	5593868.000			Bethsaida	K
HVC2758907-NC-104	10	648889.000	5584395.000			Chataway	K
HVC2758908-NC-105	10	642832.000	5595930.000			Guichon	Na-Ca
HVC2758909-NC-106	10	642832.000	5595930.000	40	40	Guichon	Na-Ca
HVC2758910-NC-107	10	642832.000	5595930.000			Guichon	Na-Ca
HVC2758911-NC-108	10	642832.000	5595930.000	43	43	Guichon	Propylitic
HVC2758912-NC-109	10	642832.000	5595930.000	43.1	43.1	Guichon	Propylitic
HVC2758913-NC-110	10	642832.000	5595930.000	44	44	Guichon	Propylitic
HVC2758914-NC-111	10	644077.000	5594980.000	192.5	192.5	Guichon	Propylitic
HVC2758915-NC-112	10	644077.000	5594980.000	191.1	191.1	Guichon	Propylitic
HVC2758916-NC-113	10	643816.000	5595280.000	21.8	21.8	Guichon	K+Propylitic
HVC2758917-NC-114	10	643816.000	5595280.000	33	33	Guichon	Propylitic
HVC2758918-NC-115	10	643816.000	5595280.000	79.8	79.8	Guichon	Propylitic
HVC2758919-NC-116	10	629170.960	5600147.920			Border phase	Propylitic
HVC2758920-NC-117	10	629172.733	5600150.170			Border phase	Propylitic
HVC2758921-NC-118	10	629172.617	5600147.512			Border phase	Propylitic
HVC2758922-NC-119	10	629173.673	5600149.457			Border phase	Propylitic
HVC2758922-NC-119	10	629173.673	5600149.457			Border phase	Fresh
HVC2758923-NC-120	10	646716.801	5597806.579			Guichon	Fresh
HVC2758924-NC-121	10	646716.423	5597806.250			Guichon	Fresh
HVC2758925-NC-122	10	646714.532	5597803.920			Guichon	Propylitic
HVC2758926-NC-123	10	646713.398	5597802.224			Guichon	Fresh
HVC2758927-NC-124	10	648156.837	5597724.564			Guichon	Fresh
HVC2758928-NC-125	10	648156.049	5597722.507			Guichon	Fresh
HVC2758929-NC-126	10	635898.607	5593873.321			Bethsaida	K + Ms
HVC2758930-NC-127	10	635897.455	5593873.332			Bethsaida	K

HVC2758931-NC-128	10	635897.901	5593873.105		Bethsaida	K
HVC2758932-NC-129	10	635588.194	5593279.464		Bethsaida	Fresh
HVC2758933-NC-130	10	635587.523	5593279.231		Bethsaida	K
HVC2758935-NC-132	10	648874.331	5584414.463		Chataway	K
HVC2758936-NC-133	10	648875.460	5584410.659		Chataway	K
HVC2758938-NC-135	10	651668.470	5589209.520		Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758938-NC-135 Duplicat	10	651668.470	5589209.520		Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758938-NC-135 Duplicat	10	651668.470	5589209.520		Border Highland-Valle	Fresh
HVC2758939-NC-136	10	651668.210	5589212.090		Border Highland-Valle	Propylitic
HVC2758939-NC-136 Duplicat	10	651668.210	5589212.090		Border Highland-Valle	Propylitic
HVC2758939-NC-136 Duplicat	10	651668.210	5589212.090		Border Highland-Valle	Propylitic
HVC2758940-NC-137	10	643499.69	5596047.01		Guichon	Tour_Dom
HVC-MD001-2325351	10	630527.000	5585709.000		Border phase	Fresh
HVC-MD002-2325353	10	632119.000	5585738.000		Border phase	Fresh
HVC-MD003-2325354	10	633013.000	5586244.000		Border phase	Fresh
HVC-MD004-2325355	10	634574.000	5586650.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD005-2325356	10	634269.000	5586686.000		Skeena	Fresh
HVC-MD006-2325357	10	633878.000	5586151.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD007-2325358	10	633702.000	5586786.000		Border phase	Fresh
HVC-MD008-2325359_1	10	679926.000	5596324.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD008-2325359_2	10	679926.000	5596324.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD009-2325360	10	679073.000	5594782.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD010-2325361	10	678696.000	5598435.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD011-2325362	10	681395.000	5596085.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD011-2325362_1	10	681395.000	5596085.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD012-2325363	10	680556.000	5595793.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD013-2325364	10	669646.000	5575149.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD014-2325366	10	670133.000	5574124.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD015-2325367	10	669453.000	5576600.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD016-2325368	10	669439.000	5576582.000		Dyke	Fresh
HVC-MD017-2325369	10	672183.000	5576873.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD018-2325370	10	673996.000	5576345.000		Dyke	Fresh
HVC-MD019-2325371	10	673334.000	5576909.000		Nicola Batholith	Fresh
HVC-MD020-2325373	10	670822.000	5576742.000		Border phase	Fresh
HVC-MD021-2325374	10	643090.660	5595812.160		Dyke	Fresh
HVC-MD021-2325374 Duplica	10	643090.660	5595812.160		Dyke	Fresh
HVC-MD021-2325374 Duplica	10	643090.660	5595812.160		Dyke	Fresh
HVC-MD022-2325375	10	643179.010	5596060.750		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD023-2325376	10	642847.490	5596042.920		Bethlehem	Fresh
HVC-MD024-2325377	10	642997.970	5595759.090		Dyke	Fresh
HVC-MD024-2325377 Duplica	10	642997.970	5595759.090		Dyke	Fresh
HVC-MD025-2325378	10	642997.970	5595759.090		Dyke	Fresh
HVC-MD025-2325378 Duplica	10	642997.970	5595759.090		Dyke	Fresh
HVC-MD026-2325379	10	643034.940	5595929.560		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD027-2325380	10	642974.130	5595807.300		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD027-2325380 Duplica	10	642974.130	5595807.300		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD028-2325381	10	643179.010	5596060.750		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD029-2325382	10	643179.010	5596060.750		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD030-2325383	10	642963.150	5596003.940		Bethlehem	Fresh
HVC-MD031-2325385	10	642703.560	5595927.250		Dyke	Fresh
HVC-MD032-2325386	10	642703.560	5595927.250		Dyke	K
HVC-MD033-2325387	10	642479.690	5595739.520		Bethlehem	Fresh
HVC-MD034-2325388	10	637545.100	5596507.000		Skeena	Fresh
HVC-MD035-2325389	10	637545.100	5596507.000		Skeena	Fresh
HVC-MD036-2325390	10	638761.260	5595434.460		Dyke	Ser-Chl
HVC-MD041-2325396	10	641899.000	5577302.000		Dyke	Fresh
HVC-MD042-2325398	10	641899.000	5577300.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD043-2325399	10	646997.000	5573977.000		Chataway	Fresh
HVC-MD044-2325400	10	645994.000	5571430.000		Chataway	Fresh
HVC-MD045-2325402	10	644469.000	5571255.000		Chataway	Fresh
HVC-MD046-2325403	10	651601.000	5567979.000		Border phase	Fresh
HVC-MD047-2325404	10	652476.000	5574640.000		Guichon	Fresh
HVC-MD048-2325405	10	652212.000	5575358.000		Guichon	Fresh
HVC-MD049-2325406	10	646049.000	5579507.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD050-2325407	10	646039.000	5579501.000		Dyke	Fresh
HVC-MD051-2325408	10	643498.000	5596292.000		Guichon	Fresh
HVC-MD052-2325409	10	643253.000	5595463.000		Bethlehem	Fresh

HVC-MD053-2325410	10	644010.000	5594729.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD054-2325411	10	644305.000	5594875.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD055-2325412	10	644034.000	5594779.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD056-2325414	10	640177.000	5590440.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD058-2325416	10	651759.000	5595590.000		Guichon	Fresh
HVC-MD059-2325417	10	640339.000	5597621.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD060-2325418	10	640557.000	5598038.000		Skeena	Fresh
HVC-MD061-2325420	10	646741.000	5588152.000		Chataway	Fresh
HVC-MD062-2325421	10	646480.000	5587710.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD063-2325422	10	646203.000	5587555.000		Bethlehem	Fresh
HVC-MD064-2325423	10	646086.000	5587438.000		Chataway	Fresh
HVC-MD065-2325424_1	10	645294.000	5587028.000		Skeena	Fresh
HVC-MD065-2325424	10	645294.000	5587028.000		Skeena	Fresh
HVC-MD067-2325427	10	646217.000	5579581.000		Chataway	Fresh
HVC-MD068-2325428	10	645172.000	5578265.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD070-2325430	10	642558.000	5584809.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD071-2325431	10	642347.000	5581907.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD072-2325433	10	644625.000	5585972.000		Bethsaida	Fresh
HVC-MD073-2325434	10	643717.000	5580032.000		Dyke	K
HVC-2014GL001-2238654	10	637884.096	5593253.344		Bethsaida	K
HVC-2014GL026-2238683	10	637058.544	5591933.769		Bethsaida	Na-Ca
HVC-2014GL030-2238689	10	637673.255	5591354.897		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL033-2238692	10	637706.499	5591134.475		Bethsaida	Na-Ca
HVC-2014GL036-2238697	10	636654.523	5592591.485		Dyke	Ser-Chl
HVC-2014GL036-2238697 Du	10	636654.523	5592591.485		Dyke	Ser-Chl
HVC-2014GL036-2238697	10	636654.523	5592591.485		Dyke	Ser-Chl
HVC-2014GL036-2238697 Du	10	636654.523	5592591.485		Dyke	Ser-Chl
HVC-2014GL039-2238703	10	636091.913	5592358.641		Bethsaida	K
HVC-2014GL040-2238704	10	635884.8264	5592659.696		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL041-2238705	10	636872.879	5592812.545		Dyke	Ser-Chl
HVC-2014GL041-2238705 Du	10	636872.879	5592812.545		Dyke	Ser-Chl
HVC-2014GL041-2238706	10	636822.3507	5592860.742		Bethsaida	K
HVC-2014GL042-2238708	10	636896.8975	5593142.489		Bethsaida	K
HVC-2014GL043-2238709	10	636696.305	5593178.780		Bethsaida	K
HVC-2014GL044-2238710	10	636506.0567	5592826.838		Bethsaida	K
HVC-2014GL047-2238713	10	635923.5065	5592833.808		Bethsaida	K
HVC-2014GL059-2238728	10	636110.323	5593583.824		Bethsaida	K
HVC-2014GL061-2238731	10	636890.777	5593875.290		Bethsaida	K
HVC-2014GL073-2238746	10	635233.920	5593652.816		Dyke	Ms
HVC-2014GL075-2238749	10	635607.8666	5592741.232		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL077-2238751	10	635279.3865	5592310.353		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL079-2238754	10	635364.0178	5592523.689		Bethsaida	Na-Ca
HVC-2014GL080-2238755	10	635527.7843	5593019.647		Bethsaida	K
HVC-2014GL080-2238756	10	635521.892	5593019.607		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL082-2238759	10	634927.989	5592877.756		Bethsaida	K
HVC-2014GL083-2238761	10	634613.3273	5592802.066		Bethsaida	K
HVC-2014GL085-2238766	10	634860.9753	5593099.218		Bethsaida	K
HVC-2014GL088-2238769	10	635593.479	5591495.357		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL103-2238785	10	636299.413	5591748.646		Bethsaida	Na-Ca
HVC-2014GL114-2238798	10	633634.556	5589986.803		Bethsaida	Fresh
HVC-2014GL117-2238802	10	634109.1633	5590897.669		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL118-2238804	10	634681.238	5590838.600		Bethsaida	Ser-Chl
HVC-2014GL121-2238807	10	634310.476	5589719.830		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL121-2238808	10	634326.893	5589714.018		Dyke	Fresh
HVC-2014GL121-2238808 Du	10	634326.893	5589714.018		Dyke	Fresh
HVC-2014GL128-2238818	10	633246.613	5590175.129		Skeena	Fresh
HVC-2014GL129-2238819_1	10	635154.962	5593628.539		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL129-2238819_2	10	635154.962	5593628.539		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL132-2238823	10	632352.08	5589726.953		Guichon	Ser-Chl
HVC-2014GL133-2238824_1	10	632005.701	5589973.150		Guichon	K+Propylitic
HVC-2014GL133-2238824_2	10	632005.701	5589973.150		Guichon	K+Propylitic
HVC-2014GL135-2238826	10	632600.4449	5590362.545		Chataway	K+Propylitic
HVC-2014GL137-2238828	10	632334.369	5590936.487		Chataway	K+Propylitic
HVC-2014GL150-2238844	10	629867.755	5591265.754		Border phase	Na-Ca
HVC-2014GL152-2238848	10	630056.325	5591955.927		Border phase	Na-Ca
HVC-2014GL155-2238851	10	632265.433	5591634.534		Chataway	Na-Ca
HVC-2014GL158-2238854	10	632764.515	5591733.969		Bethlehem	Propylitic

HVC-2014GL158-2238854	10	632764.515	5591733.969		Bethlehem	Propylitic
HVC-2014GL159-2238855_1	10	637621.254	5594842.908		Bethsaida	Ms + Cly
HVC-2014GL159-2238855_2	10	637621.254	5594842.908		Bethsaida	Ms + Cly
HVC-2014GL160-2238858_1	10	637616.290	5594818.301		Bethsaida	Na-Ca
HVC-2014GL160-2238858_2	10	637616.290	5594818.301		Bethsaida	Na-Ca
HVC-2014GL161-2238859	10	637774.995	5594305.547		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL163-2238861_1	10	637887.473	5593935.331		Bethsaida	Ms + Cly
HVC-2014GL163-2238861_2	10	637887.473	5593935.331		Bethsaida	Ms + Cly
HVC-2014GL165-2238863	10	637813.966	5593912.157		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL167-2238865	10	638611.847	5594491.500		Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC-2014GL168-2238866_1	10	638728.002	5594953.946		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL168-2238866_2	10	638728.002	5594953.946		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL168-2238866_3	10	638728.002	5594953.946		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL175-2238874	10	638770.434	5594992.113		Bethsaida	Ms + Cly
HVC-2014GL176-2238875	10	639681.390	5589441.555		Skeena	Cly
HVC-2014GL169-2238867	10	638847.313	5595007.825		Bethsaida	K + Ms + Cly
HVC-2014GL170-2238869	10	638505.438	5595053.004		Bethsaida	Ms
HVC-2014GL171-2238870	10	638525.139	5595046.068		Bethsaida	Ms + Cly
HVC-2014GL173-2238872_1	10	642018.177	5588602.738		Skeena	Ms + Cly
HVC-2014GL173-2238872_2	10	642018.177	5588602.738		Skeena	Ms + Cly
HVC-2014GL174-2238873	10	639676.763	5589441.878		Skeena	Ms + Cly
HVC-2014GL182-2238884	10	626338.9682	5591269.45		Border phase	Na-Ca
HVC-2014GL184-2238886	10	633122.9821	5594940.434		Chataway	Ser-Chl
HVC-2014GL185-2238887	10	633254.552	5595871.843		Bethlehem	Na-Ca
HVC-2014GL187-2238889	10	633904.598	5594541.490		Bethlehem	Ser-Chl
HVC-2014GL200-2238905	10	633148.637	5596622.464		Dyke	Cly
HVC-2014GL203-2238908_1	10	634354.422	5596625.739		Chataway	Na-Ca
HVC-2014GL203-2238908_2	10	634354.422	5596625.739		Chataway	Na-Ca
HVC-2014GL205-2238910	10	632253.392	5597698.184		Chataway	Na-Ca
HVC-2014GL208-2238913	10	633513.893	5597351.979		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL208-2238913 Du	10	633513.893	5597351.979		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL208-2238913 Du	10	633513.893	5597351.979		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL208-2238913 Du	10	633513.893	5597351.979		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL208-2238913 Du	10	633513.893	5597351.979		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL207-2238912	10	633246.6708	5597684.976		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL207-2238912 Du	10	633246.6708	5597684.976		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL207-2238912 Du	10	633246.6708	5597684.976		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL207-2238912 Du	10	633246.6708	5597684.976		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL207-2238912 Du	10	633246.6708	5597684.976		Transitional Chataway–Bethlehe m	Ser-Chl
HVC-2014GL212-2238918_1	10	631872.678	5598454.050		Guichon	Na-Ca
HVC-2014GL214-2238921	10	632885.4039	5598367.061		Chataway	Na-Ca
HVC-2014GL220-2238929	10	631804.2965	5599444.828		Border phase	Na-Ca
HVC-2014GL224-2238933	10	630755.7135	5600096.399		Guichon	Ser-Chl
HVC-2014GL225-2238934	10	631231.374	5600111.144		Guichon	K
HVC-2015KB002-2245247	10	643456.465	5596332.589		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB008-2245252	10	643565.849	5596699.613		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB015-2245255	10	643581.008	5597184.915		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB022-2245261	10	644003.192	5596399.913		Guichon	Propylitic

HVC-2015KB030-2245328	10	645350.083	5597348.391		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB032A-2245268	10	645038.552	5596822.520		Bethlehem	Ser-Chl
HVC-2015KB033-2245271	10	644468.032	5596261.046		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB041_1-2245281	10	643873.490	5595659.907		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB041_2-2245281	10	643873.490	5595659.907		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB041_3-2245281	10	643873.490	5595659.907		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB047_2245287	10	643621.143	5597400.929		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB048-2245288	10	644140.306	5597558.989		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB051_2245292	10	642803.635	5599517.109		Guichon	Fresh
HVC-2015KB051_2245292	10	642803.635	5599517.109		Guichon	Fresh
HVC-2015KB053_2245294	10	643245.431	5599491.384		Chataway	Propylitic
HVC-2015KB053_2245294	10	643245.431	5599491.384		Chataway	Propylitic
HVC-2015KB056-2245297	10	646965.134	5596434.024		Guichon	Na-Ca
HVC-2015KB060-2245301	10	646189.890	5597793.707		Guichon	Na-Ca
HVC-2015KB061	10	645635.032	5597753.788		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB066_2245307	10	650254.730	5599149.432		Border phase	Ser-Chl
HVC-2015KB066_2245307	10	650254.730	5599149.432		Border phase	Ser-Chl
HVC-2015KB070-2245313	10	649807.639	5599011.421		Border phase	Propylitic
HVC-2015KB072A-2245314	10	649293.851	5599399.978		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB073-2245315	10	649420.645	5598766.455		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB077-2245319	10	648419.086	5598909.844		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB085-2245331	10	649523.489	5598353.825		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB092-2245338	10	647797.035	5599066.301		Chataway	Propylitic
HVC-2015KB094-2245341	10	647307.617	5598630.840		Guichon	Ser-Chl
HVC-2015KB096-2245343	10	646923.784	5598112.584		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB102_2245349	10	646085.259	5595514.958		Guichon	Propylitic
HVC-2015KB102_2245349	10	646085.259	5595514.958		Guichon	Propylitic
HVC-RL14HVC44-2247746	10	644078.241	5594799.427		Bethlehem	
HVC-RL14HVC45-2247747	10	643868.619	5594850.813		Guichon	
HVC-RL14HVC46-2247748A	10	643898.524	5594849.955		Dyke	
HVC-RL14HVC48-2247750	10	643943.343	5594848.067		Guichon	

ANNEXE D – MESURES DE RÉSISTIVITÉS SUR AFFLEUREMENTS

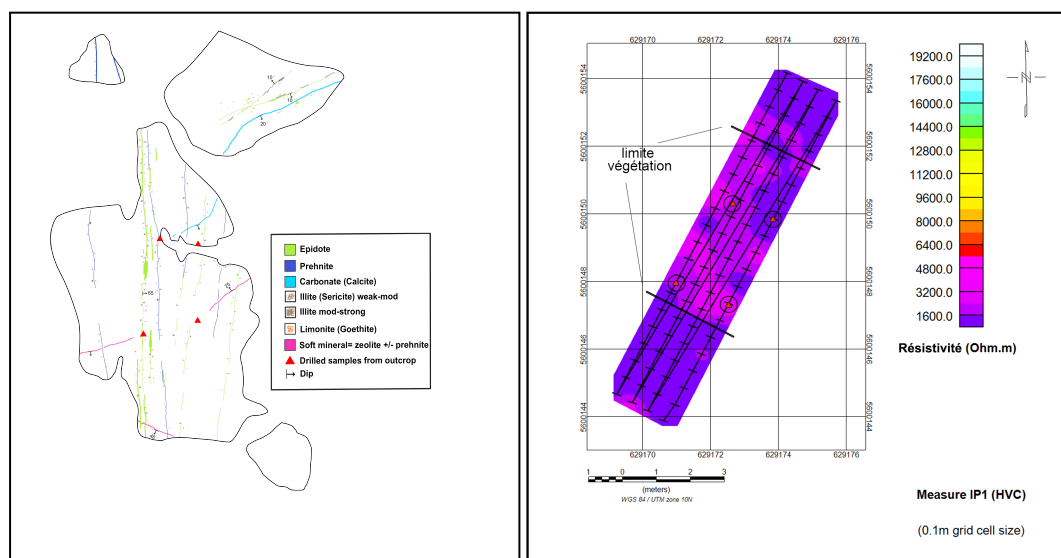


Figure 114 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne) .

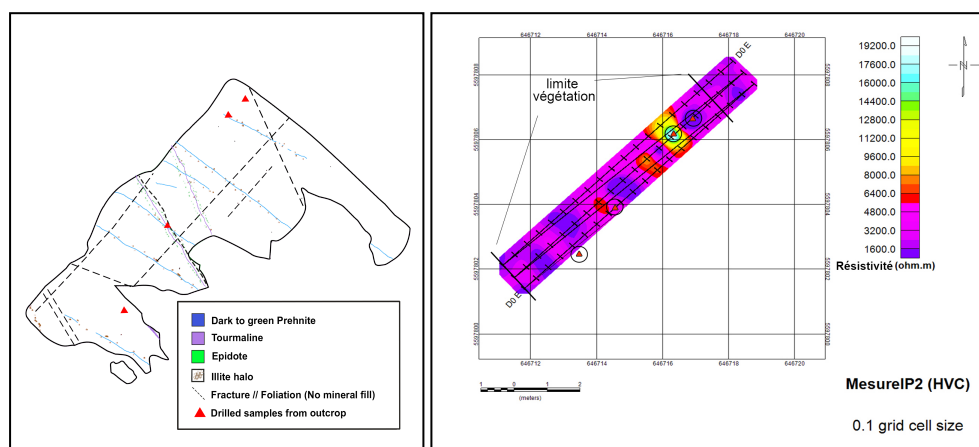
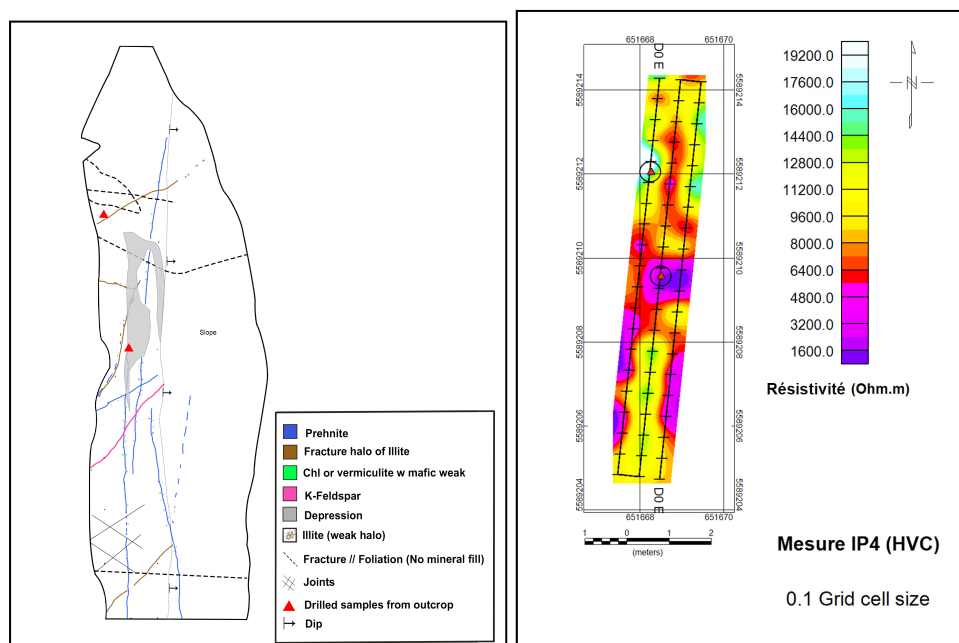
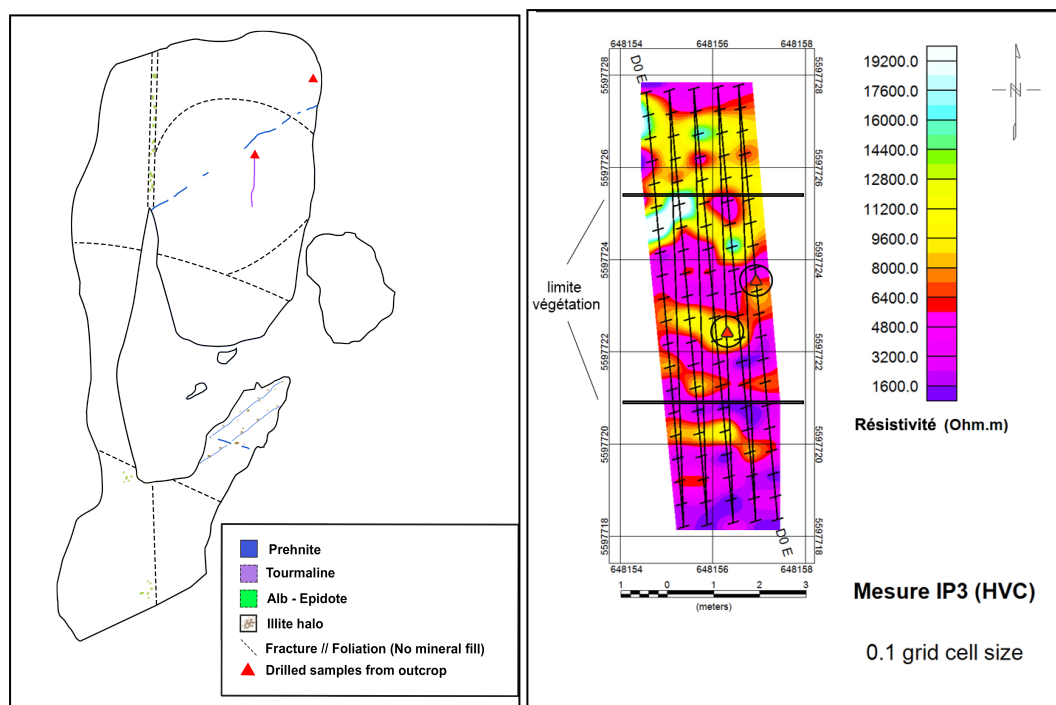


Figure 115 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne) .



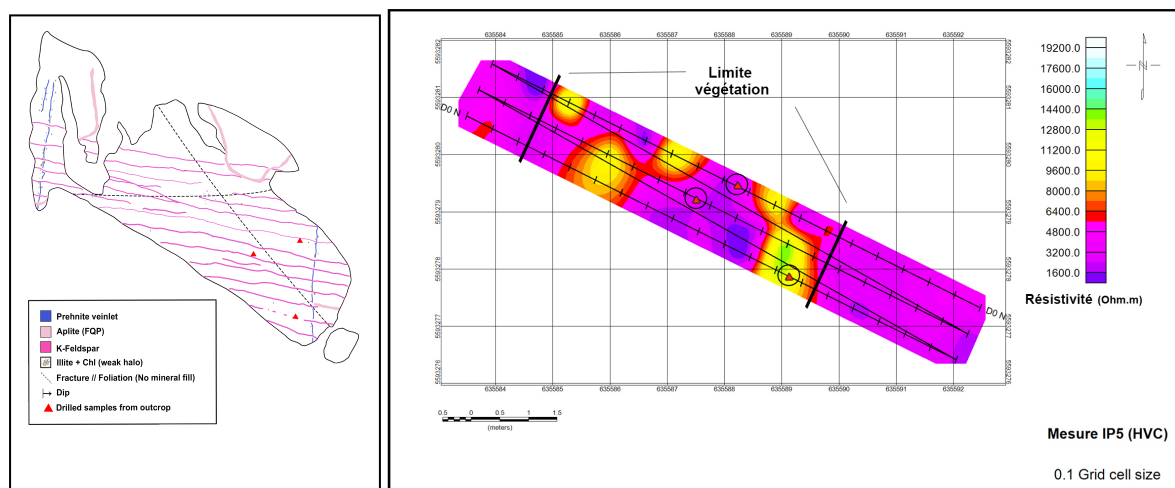


Figure 118 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l'affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

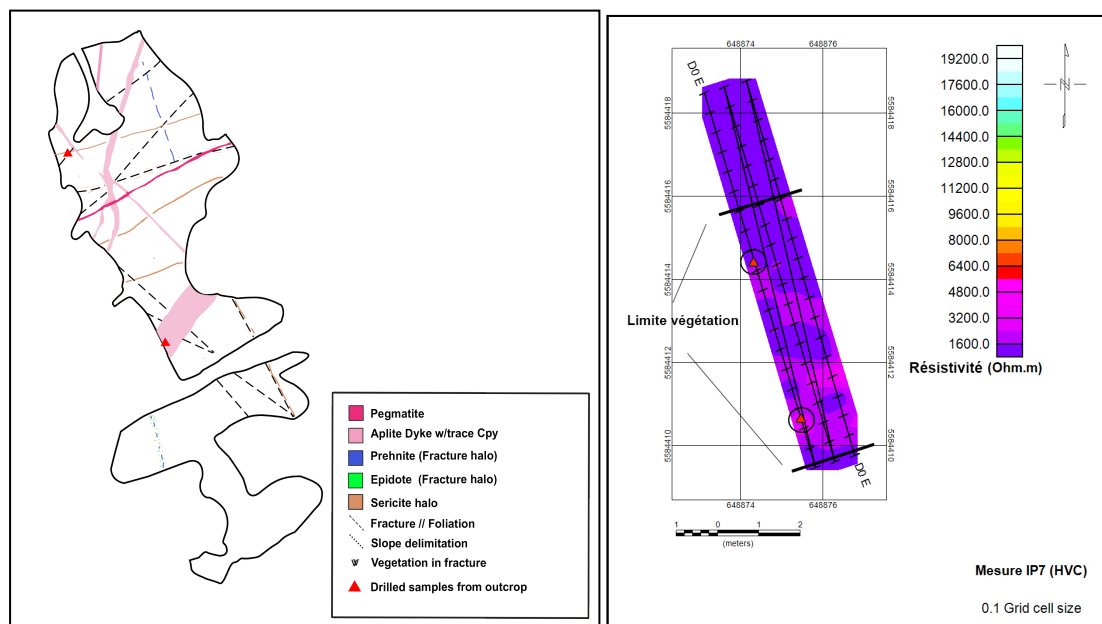


Figure 119 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la résistivité mesurée sur l'affleurement IP7 (Droite) dans le faciès de Chataway. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

ANNEXE E – MESURES DE CHARGEABILITÉ SUR AFFLEUREMENTS

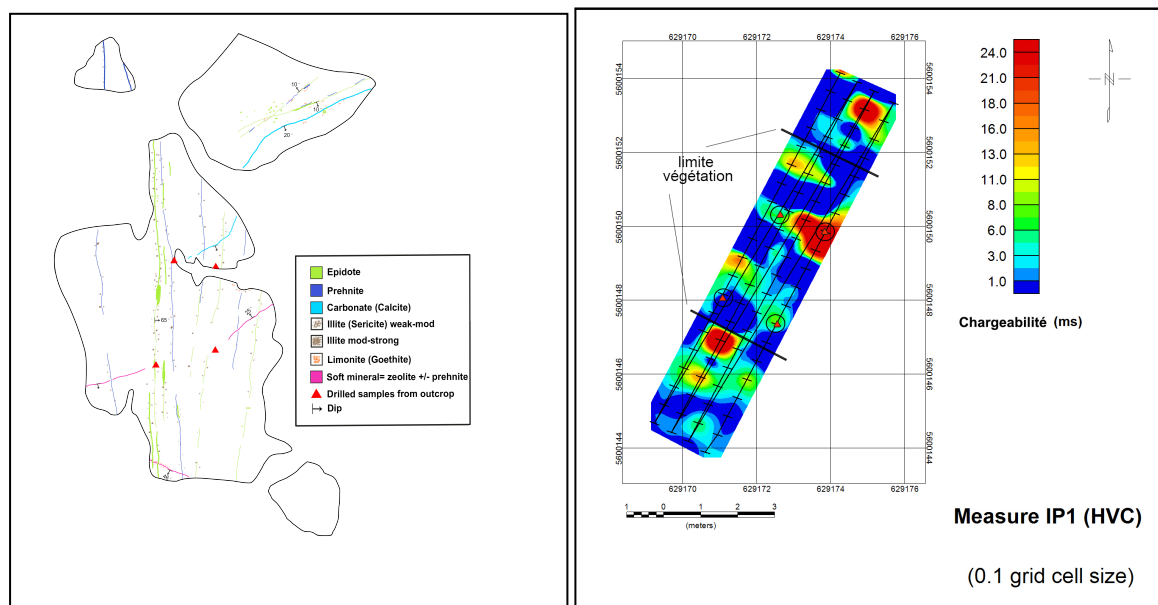


Figure 120 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

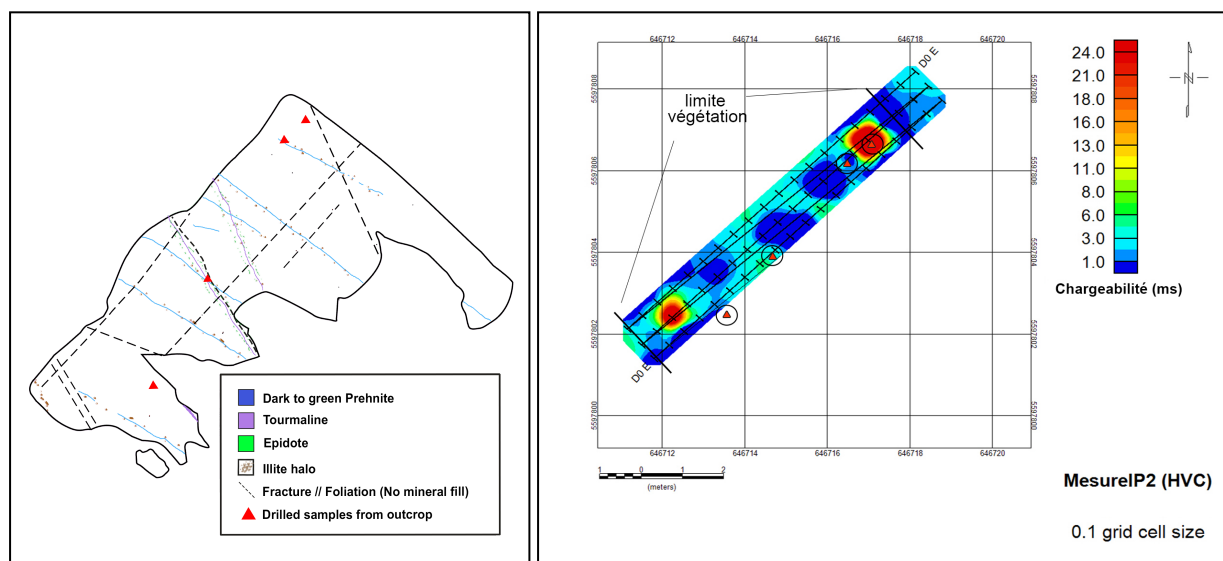


Figure 121 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne)

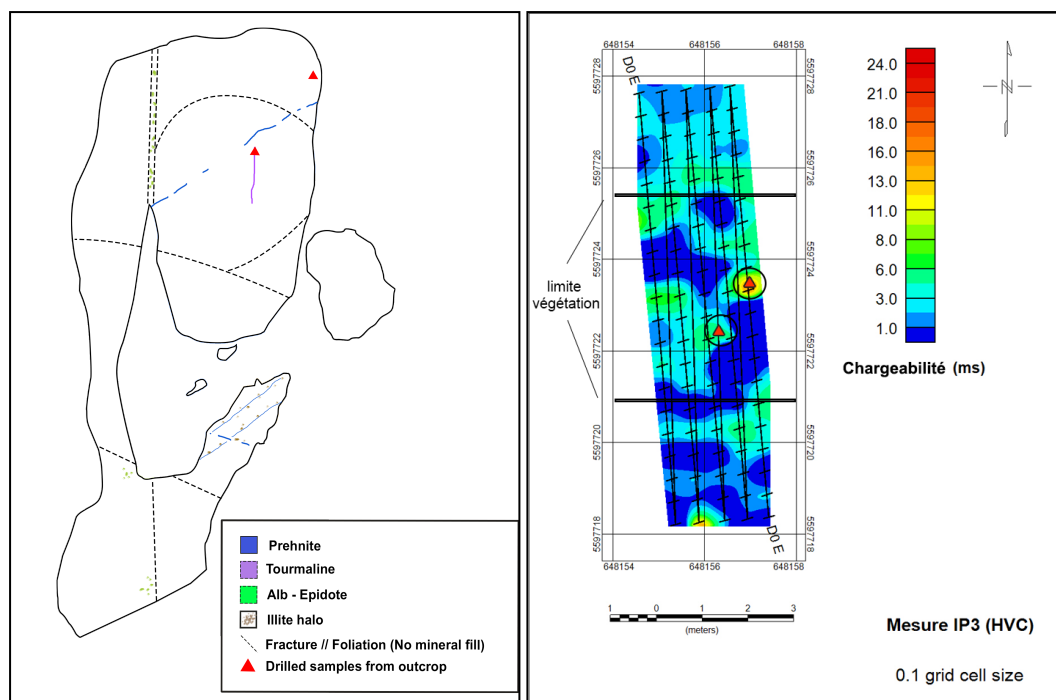


Figure 122 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l'affleurement IP3 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

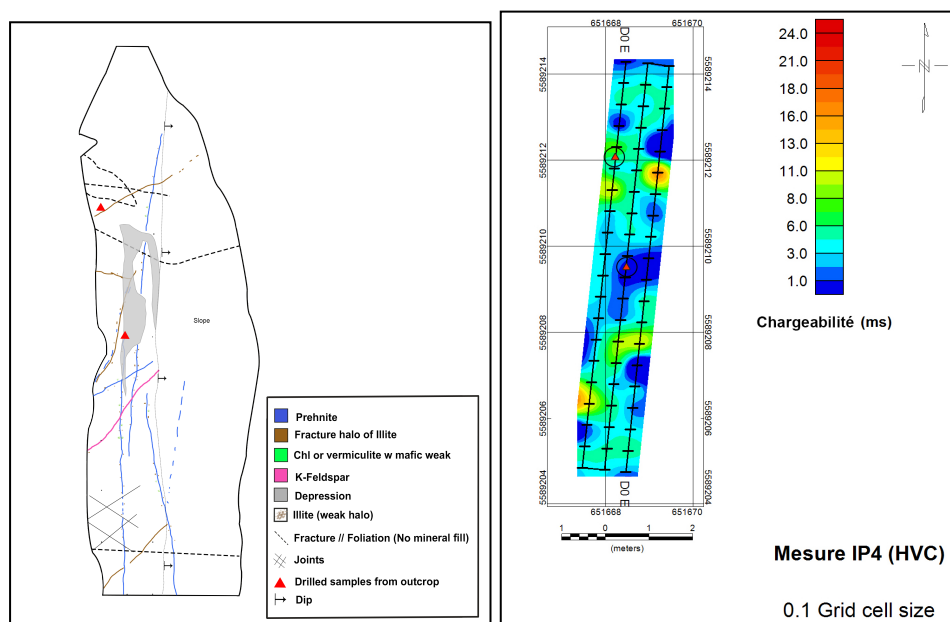


Figure 123 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l'affleurement IP4 (Droite) dans le faciès de Border Highland Valley. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

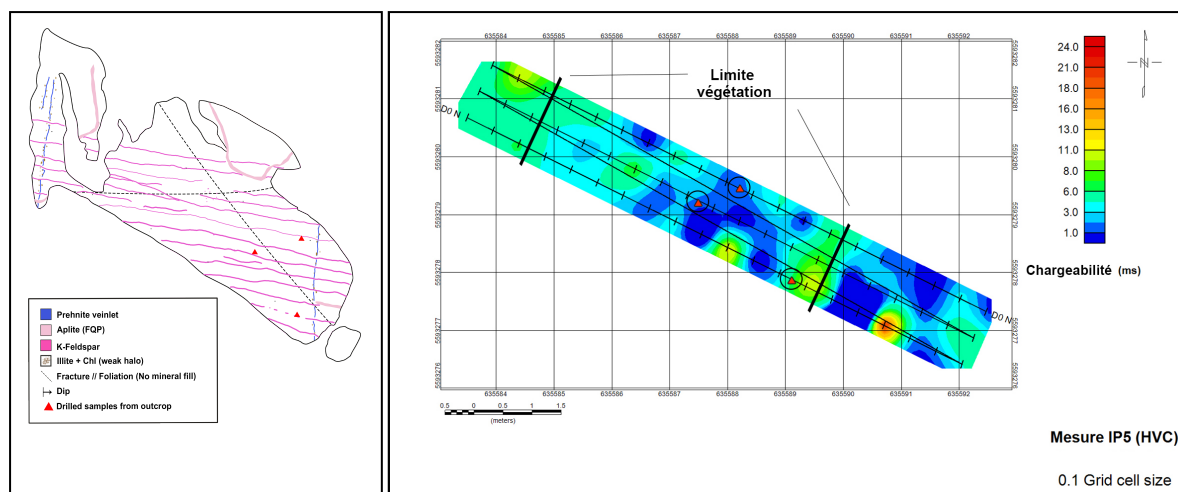


Figure 124 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

9.1.1.1 Chargeabilité IP7

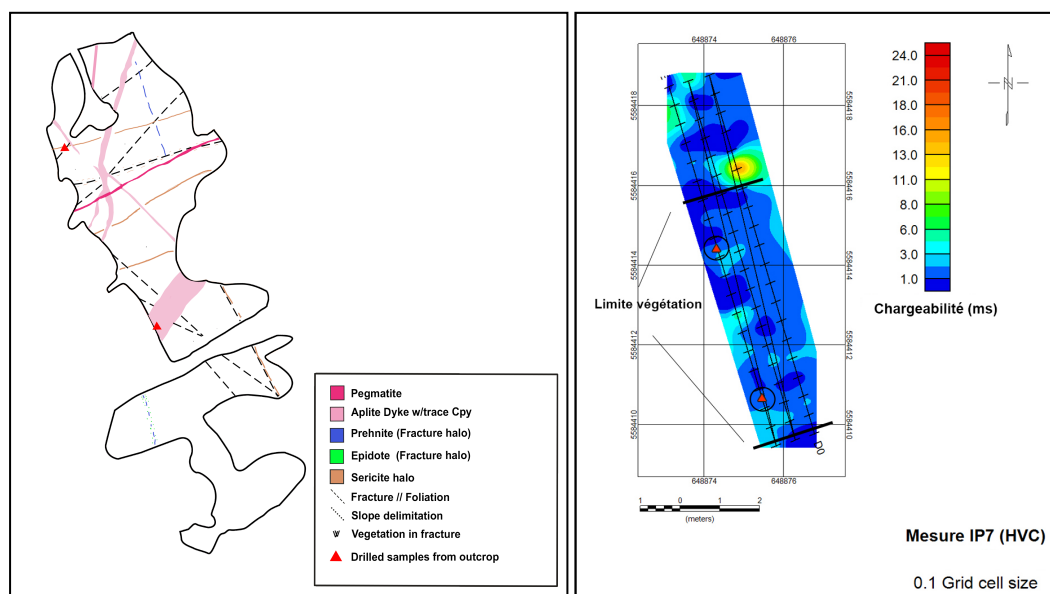


Figure 125 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la chargeabilité calculée sur l’affleurement IP7 (Droite) dans le faciès de Chataway. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

ANNEXE F – MESURES SPECTRALES SUR AFFLEUREMENTS

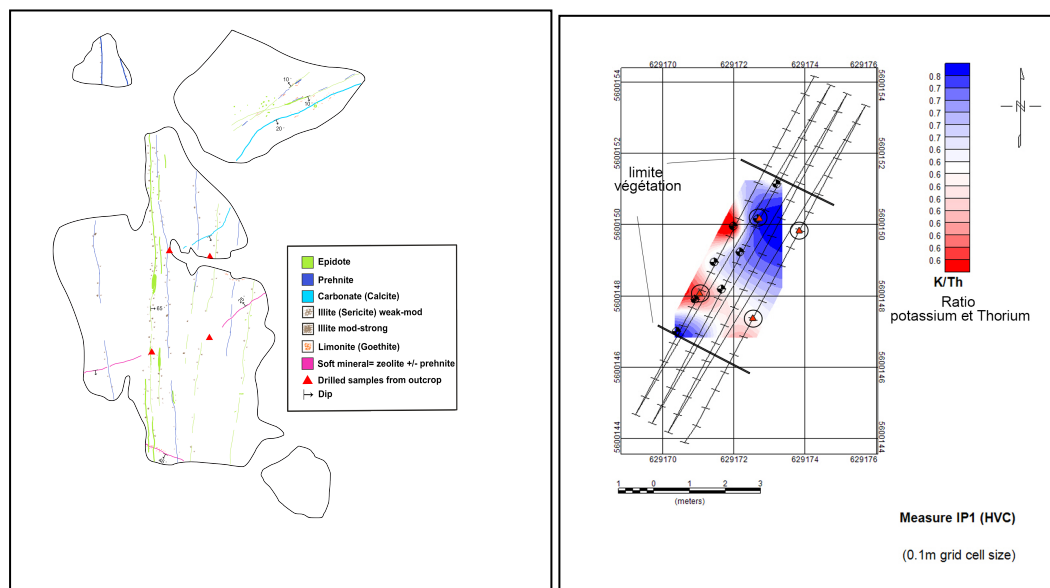


Figure 126 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne).

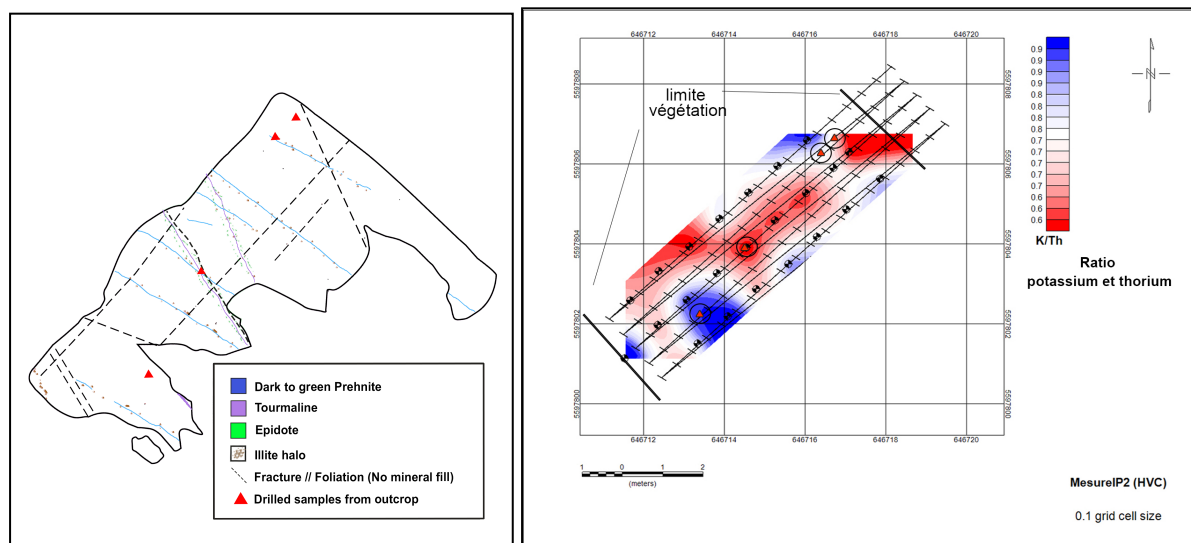
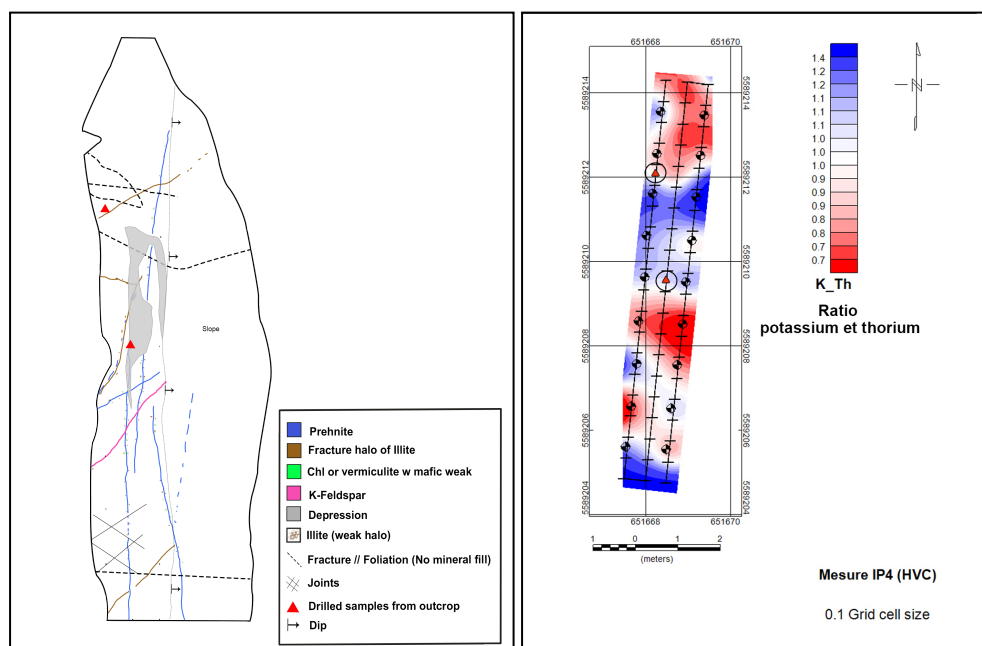
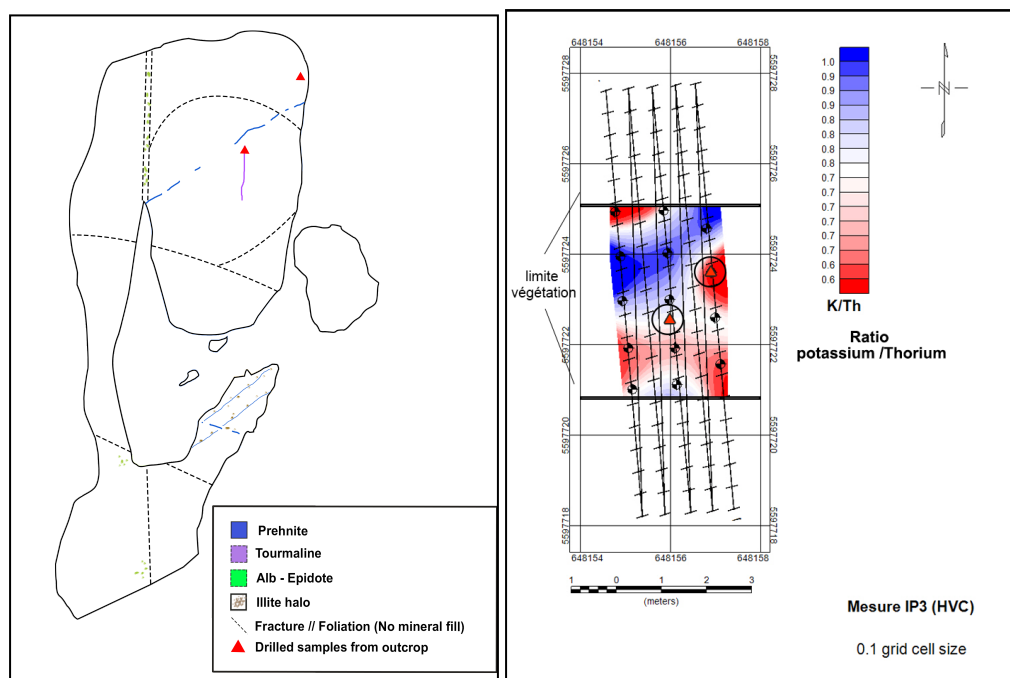


Figure 127 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne).



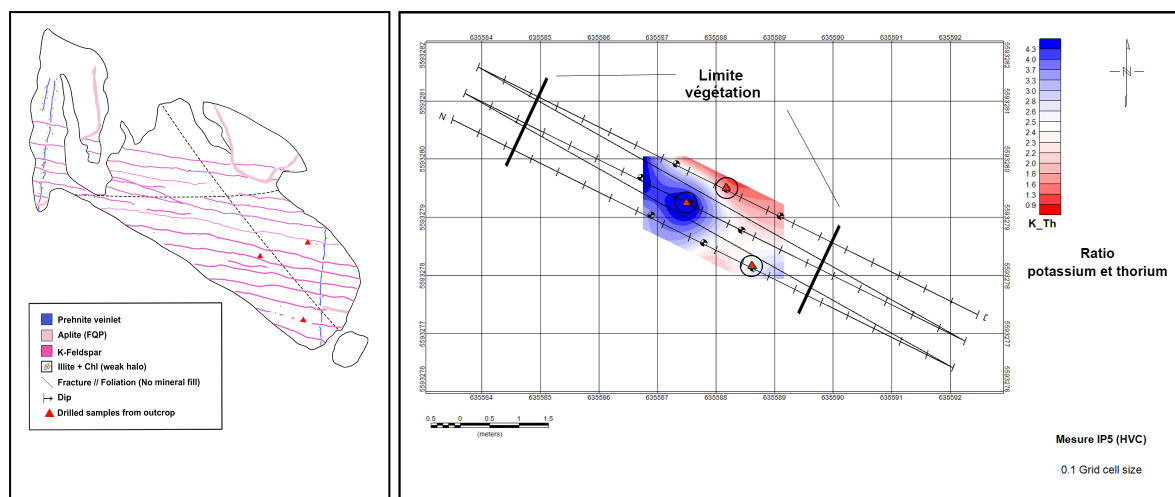


Figure 130 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium calculé des mesures sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne).

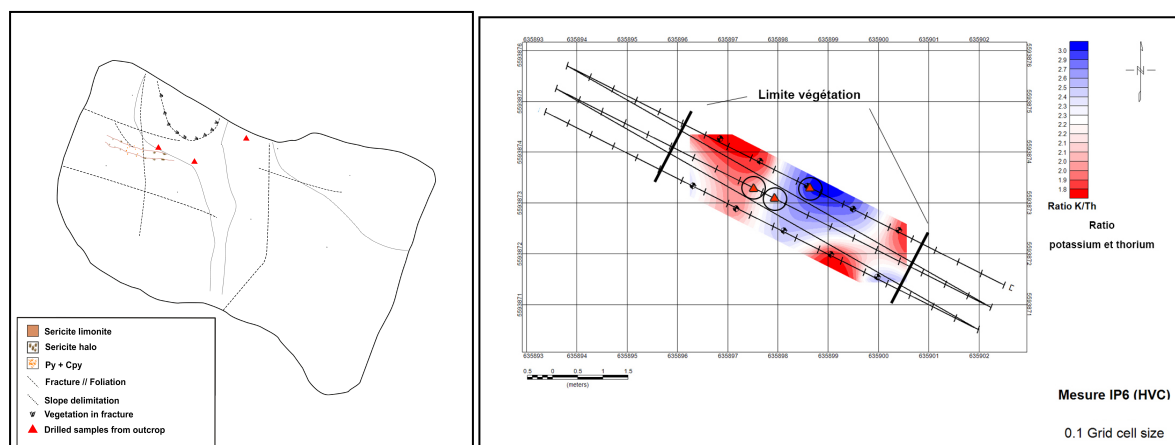


Figure 131 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique du ratio potassium/thorium calculé des mesures radiométriques sur l’affleurement IP6 (Droite) dans le faciès de Bethsaida. Échelles différentes. (Carte géologique : Kevin Byrne).

ANNEXE G – MESURES DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE SUR AFFLEUREMENTS

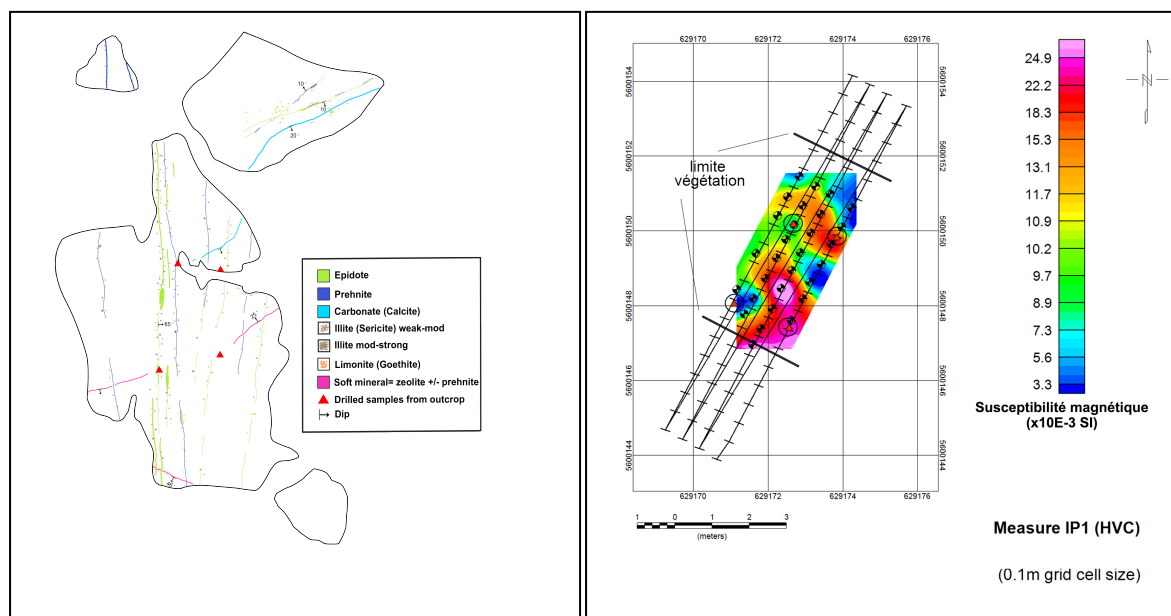


Figure 132 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP1 (Droite) dans le faciès de Border phase. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

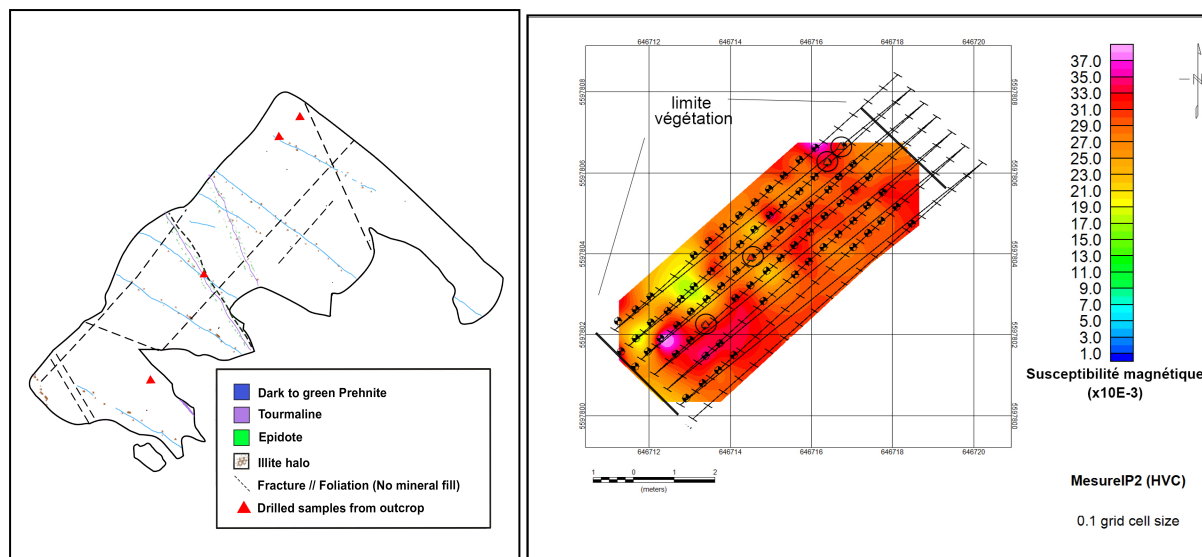


Figure 133 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP2 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

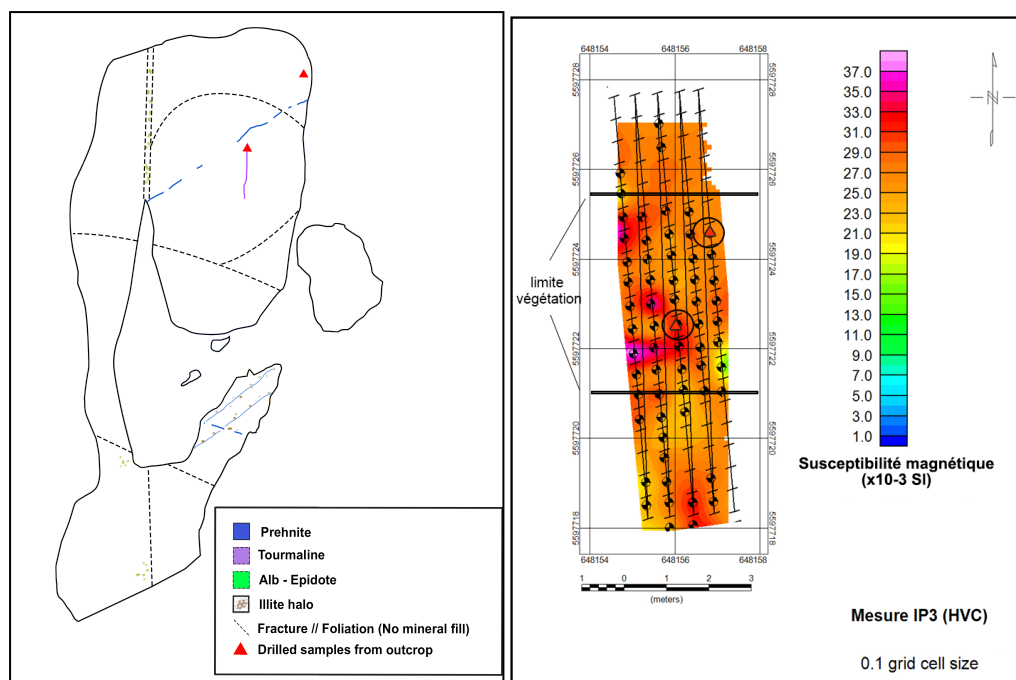


Figure 134 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l'affleurement IP3 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

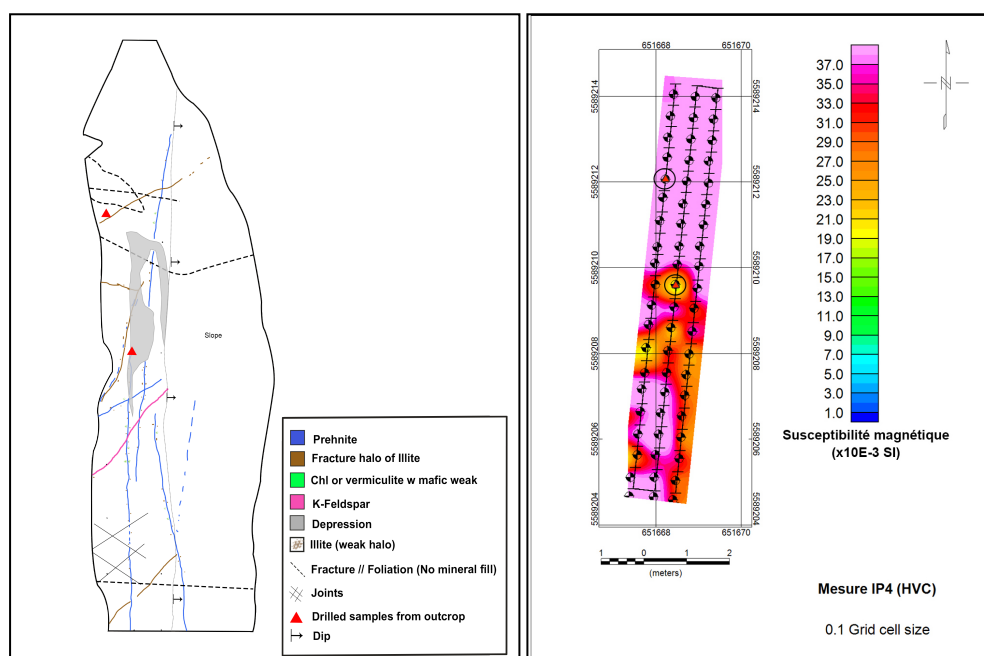


Figure 135 : Géologie de l'affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l'affleurement IP4 (Droite) dans le faciès de Border Highland Valley. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

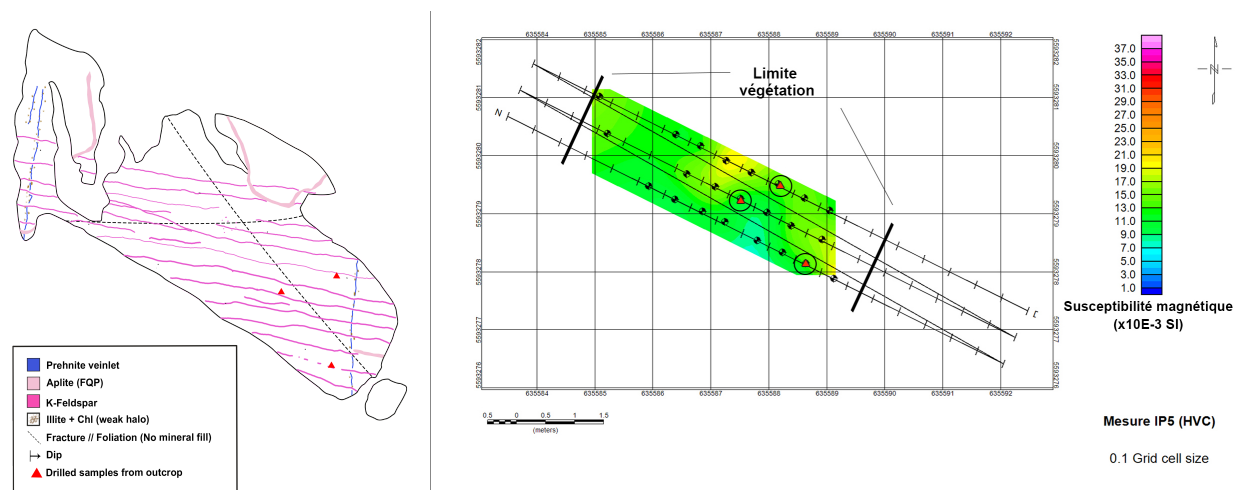


Figure 136 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP5 (Droite) dans le faciès de Bethesda. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

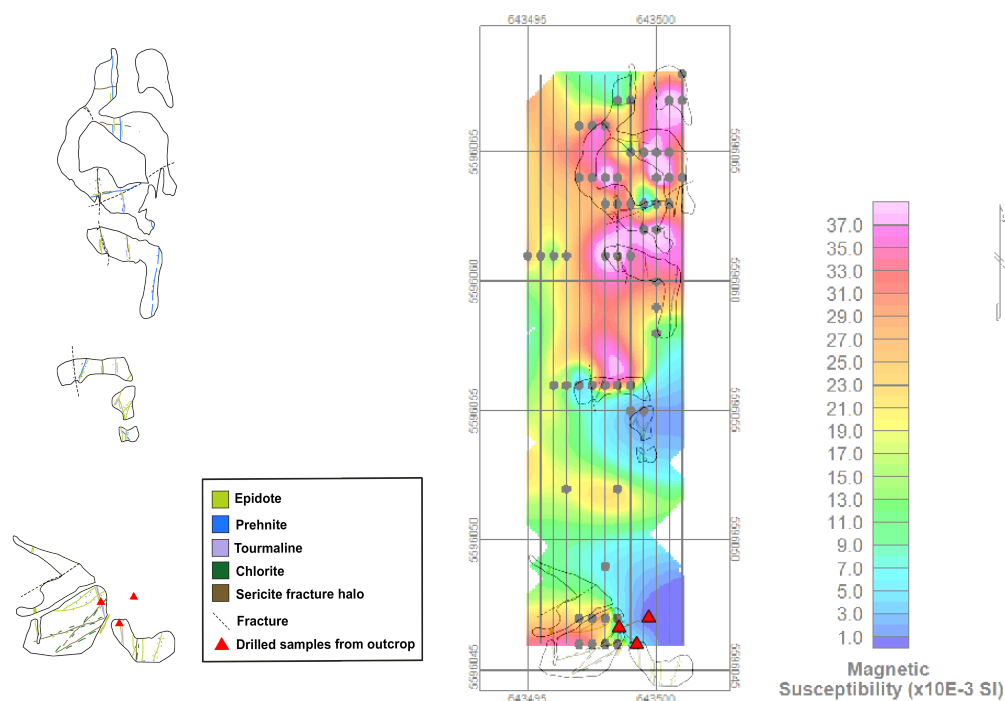


Figure 137 : Géologie de l’affleurement (Gauche) et représentation graphique de la susceptibilité magnétique sur l’affleurement IP8 (Droite) dans le faciès de Guichon. Échelles différentes. Les cercles noirs de droite correspondent aux positions de triangles rouges à gauche. (Carte géologique : Kevin Byrne).

ANNEXE H – DIAGRAPHIES

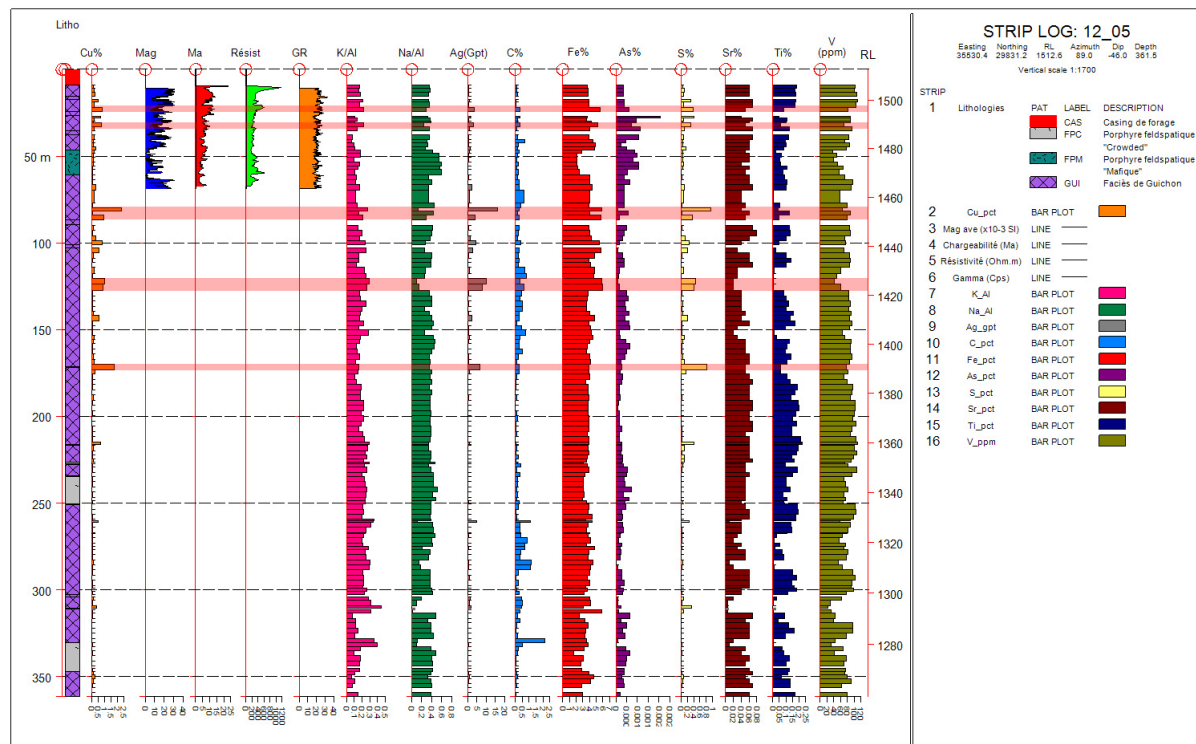


Figure 138 : Diagraphie du trou de forage B12-05 (2015, Teck)

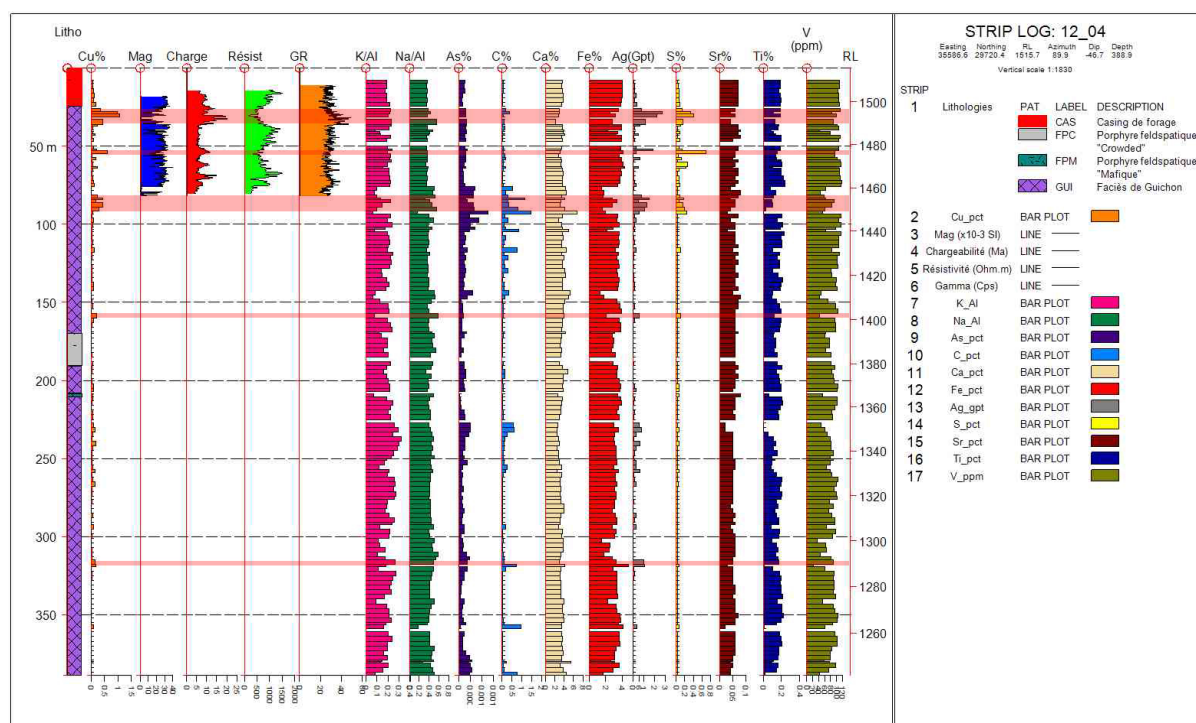


Figure 139 : Diagraphie du trou de forage B12-04 (2015, Teck)

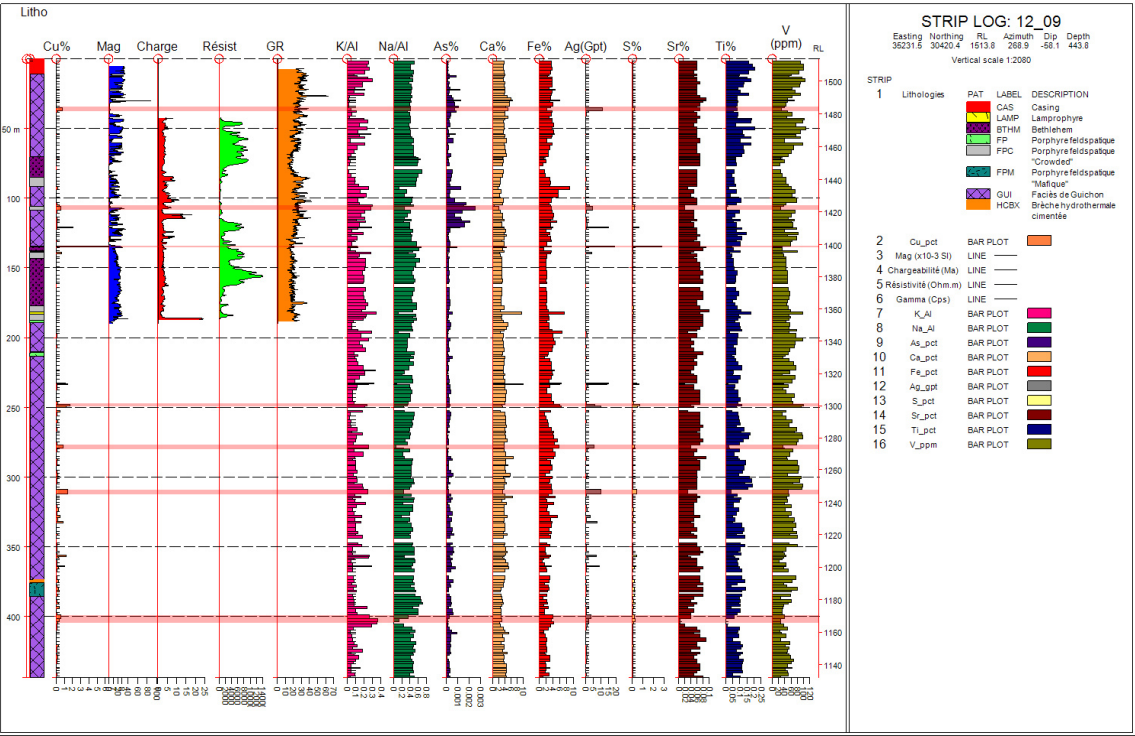


Figure 140 : Diagraphie du trou de forage B12-09 (2015, Teck)

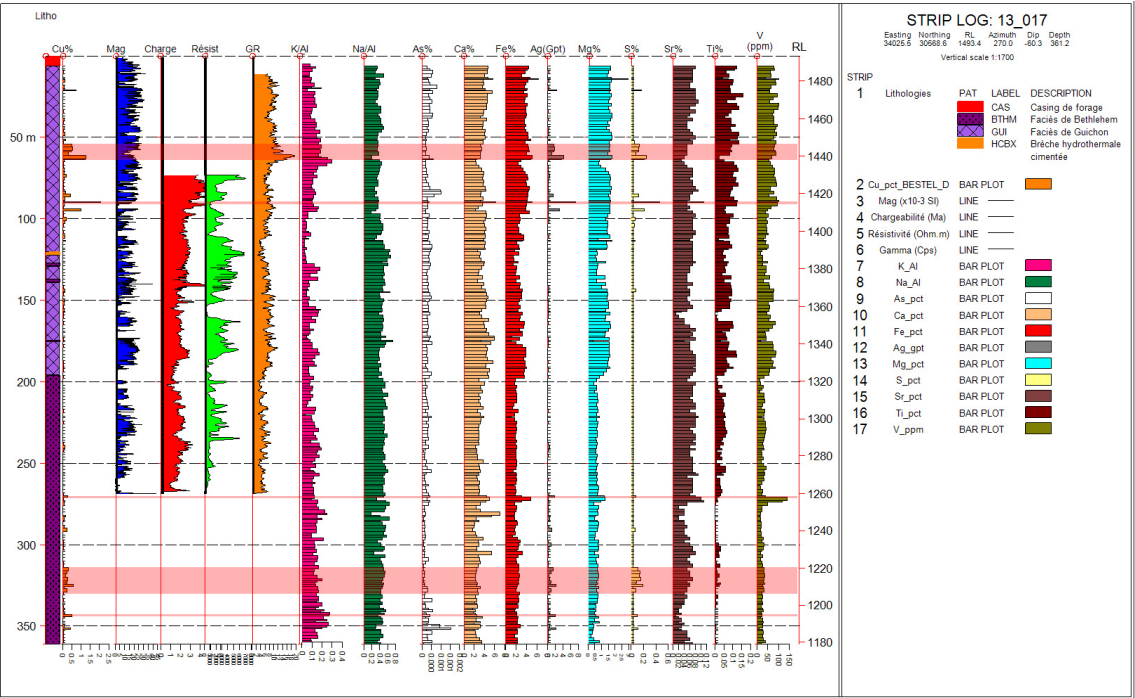


Figure 141 : Diagraphie du trou de forage B13-017 (2015, Teck)

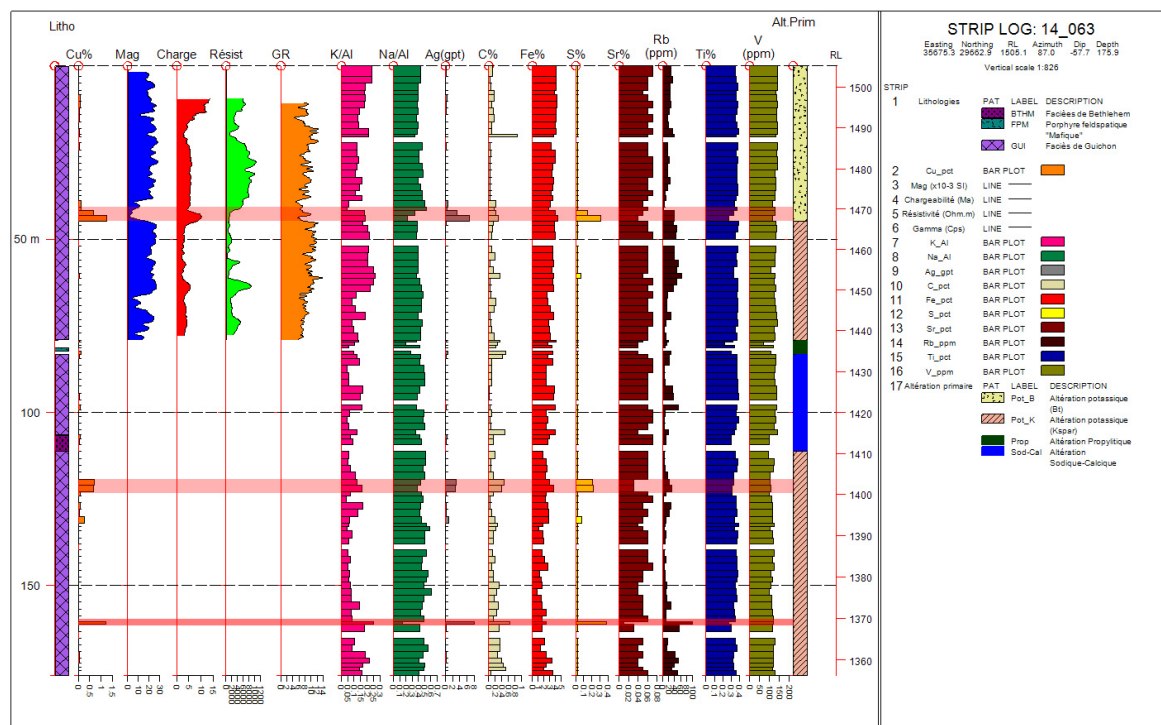


Figure 142 : Diagraphie du trou de forage B14-063 (2015, Teck)

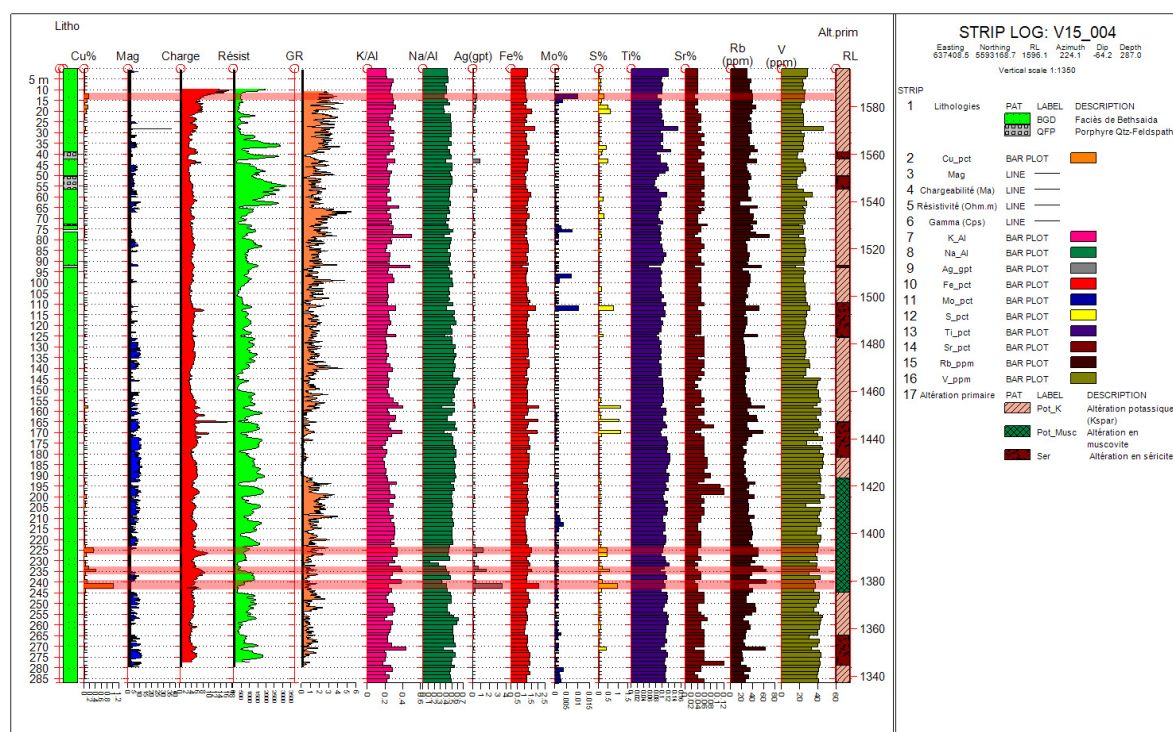


Figure 143 : Diagraphie du trou de forage V15_004 (2015, Teck)

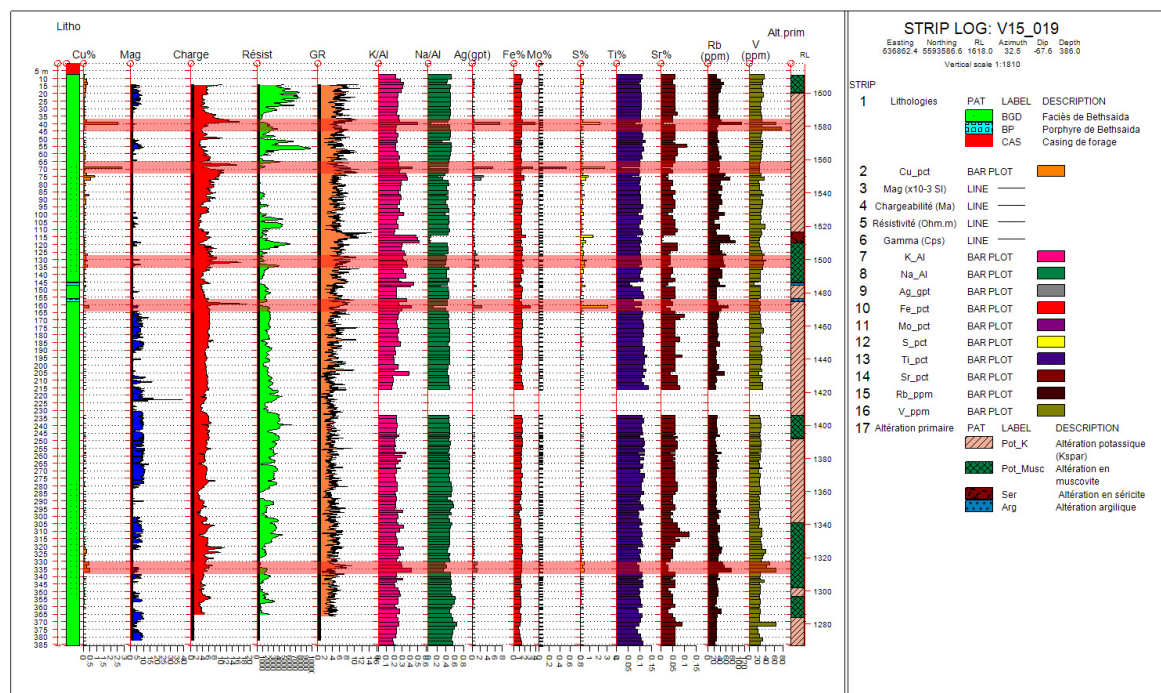


Figure 144 : Diagraphie du trou de forage V15_019 (2015, Teck)

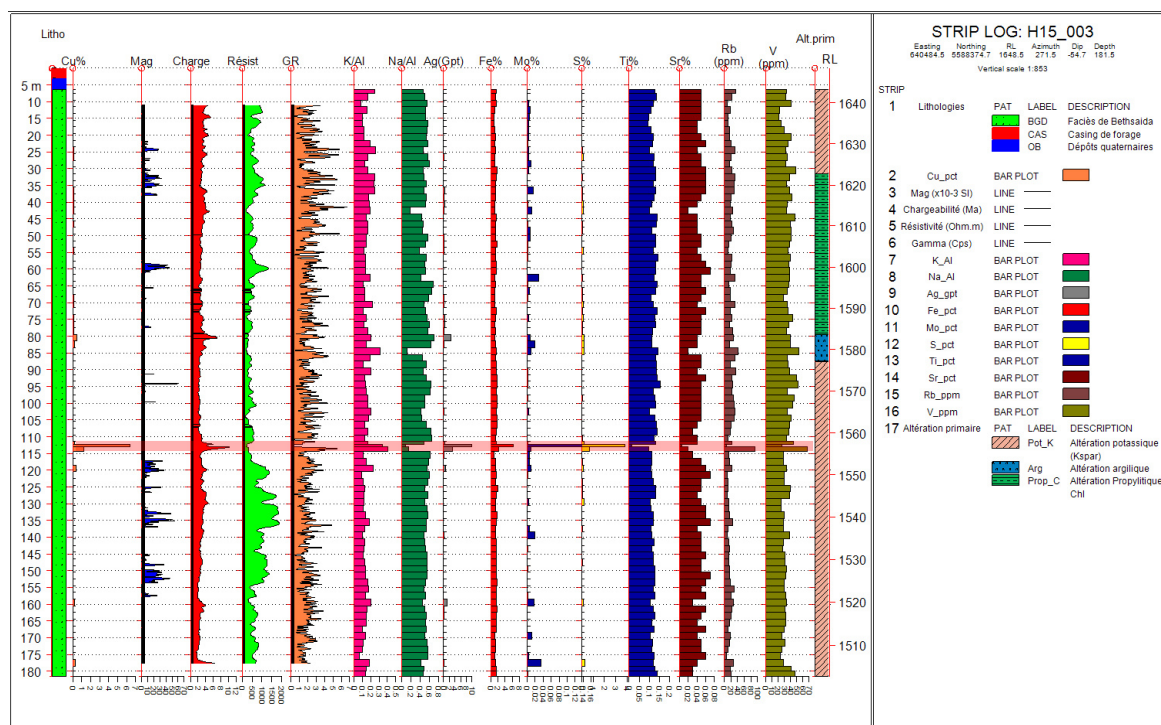


Figure 145 : Diagraphie du trou de forage H15_003 (2015, Teck)

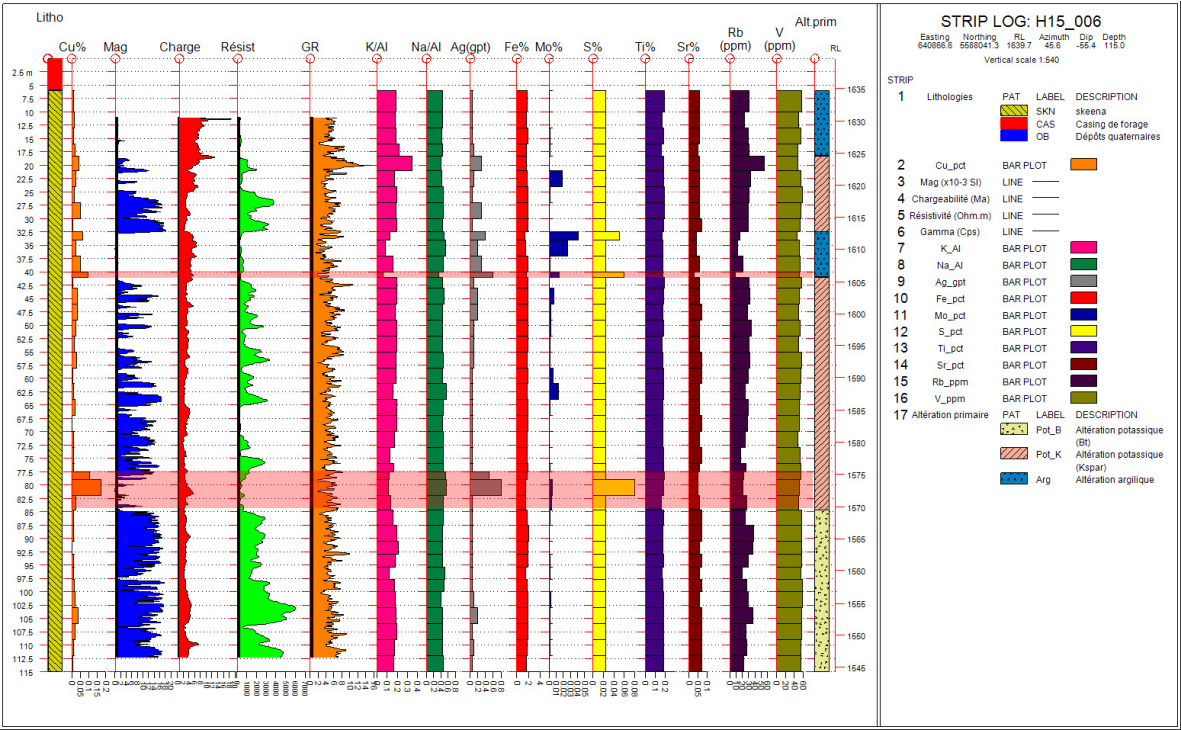


Figure 146 : Diagraphie du trou de forage H15_006 (2015, Teck)

ANNEXE I – CARTE DE SURFACES

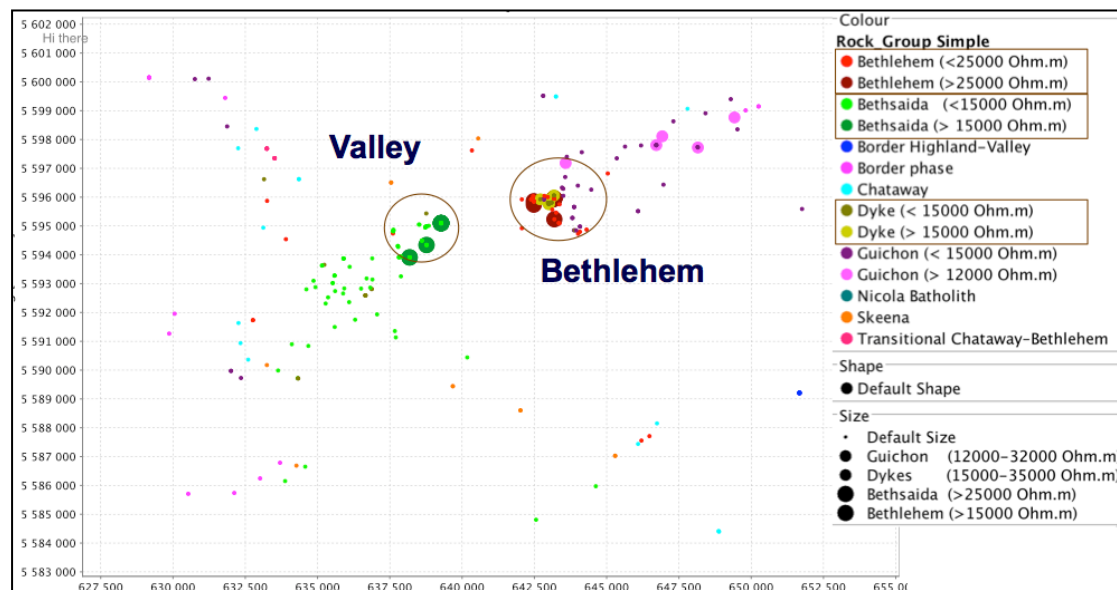


Figure 147 : Carte de surface représentant chacun des points de mesures colorés par lithologies. En lien avec les encadrés de la Figure 112, les familles lithologiques de Bethsaida (vert), Bethlehem (rouge), les Dykes (jaune) ainsi que l'unité de Guichon (rose pâle). Les plus grands cercles représentent les plus grandes valeurs de résistivité.

9.1.1.2 Carte de surface des chargeabilités

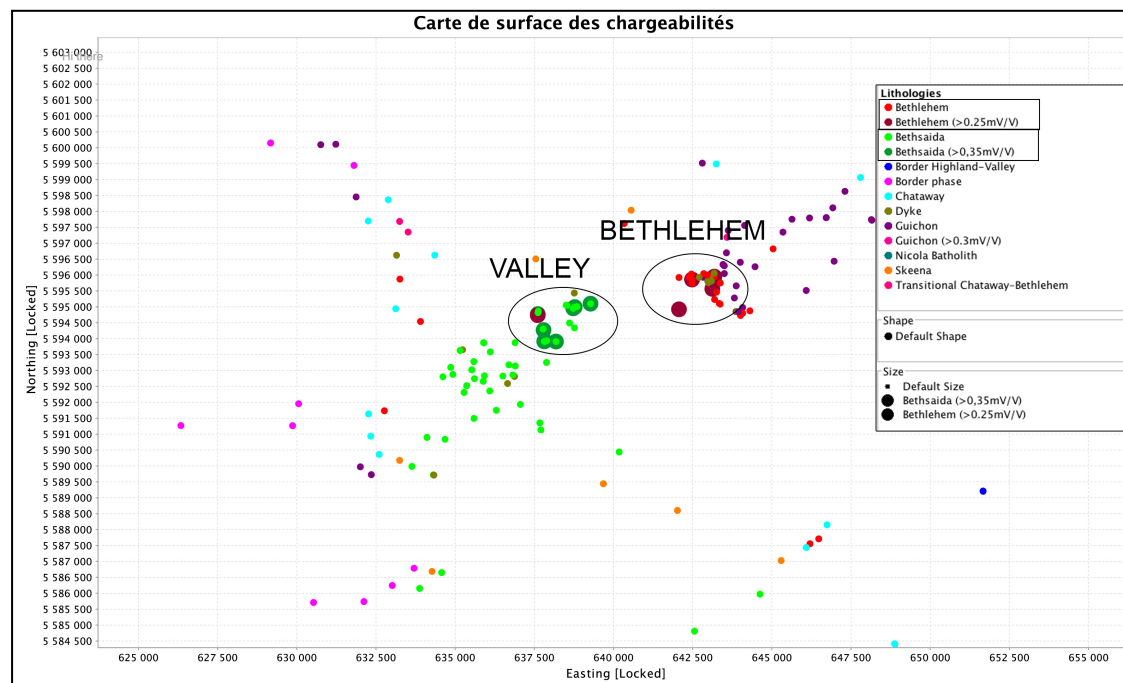


Figure 148 : Carte de surface des points de mesures colorés par assemblage d'altération. Les cercles plus grands affichent les valeurs de chargeabilités supérieures.

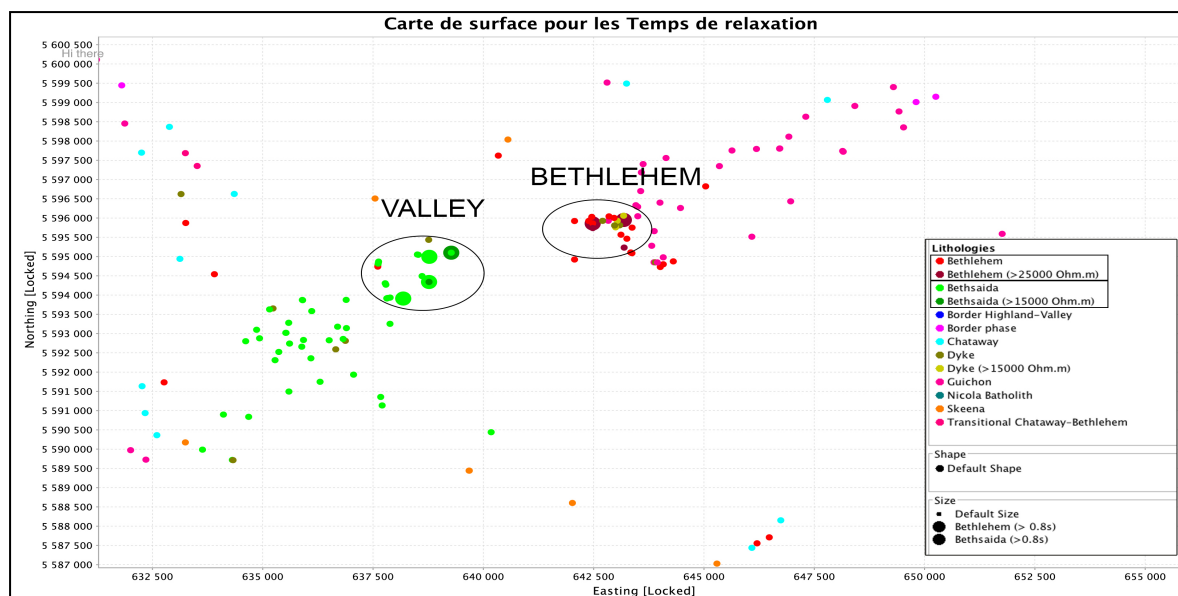


Figure 149 : Carte de surface montrant les échantillons (plus gros cercles) où les valeurs de temps de relaxation sont supérieures à 0,8 s pour les lithologies de Bethlehem et Bethsaida.

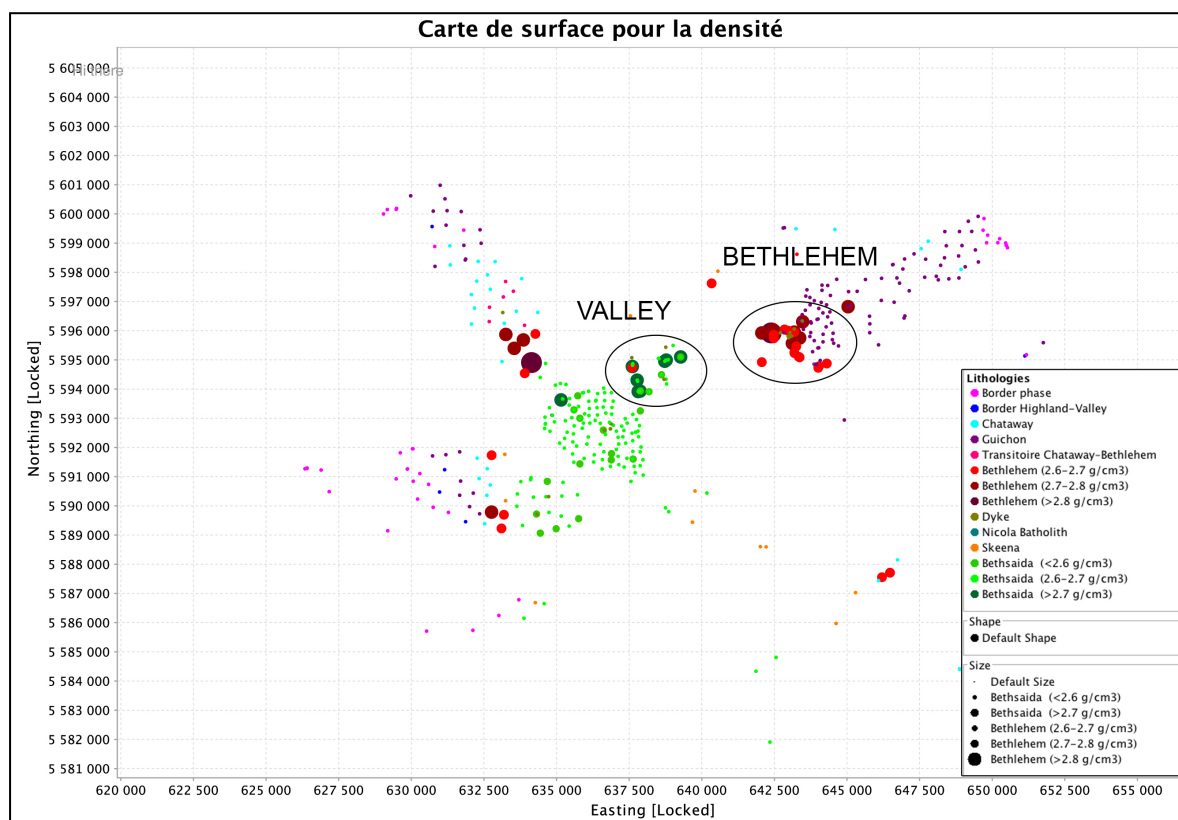


Figure 150 : Carte de surface montrant les endroits avec les plus hautes densités (cercles plus gros). Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés.

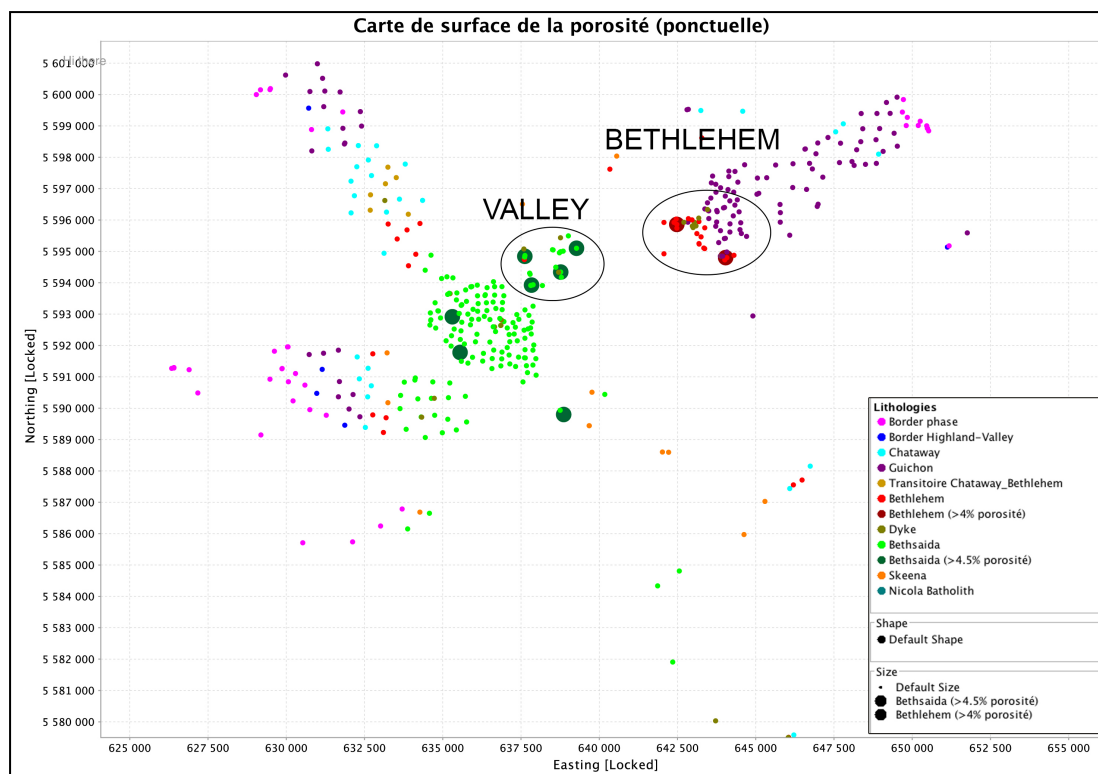


Figure 151 : Carte de surface montrant les endroits avec les plus hautes porosités (cercles plus gros). Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés.

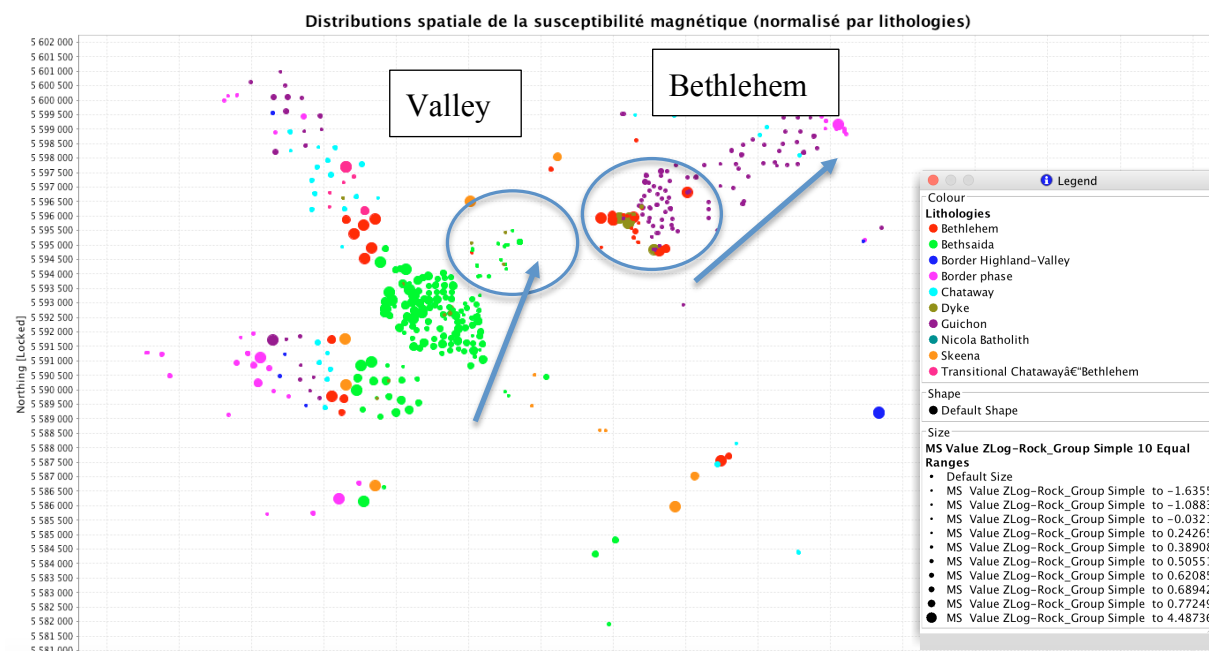


Figure 152 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de susceptibilités magnétiques normalisées par la lithologie. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent la diminution de la susceptibilité magnétique pour l'unité de Bethsaida en allant vers le centre minéralisé de Valley. Valeurs de susceptibilité magnétique plus élevées dans le centre minéralisé de Bethlehem.

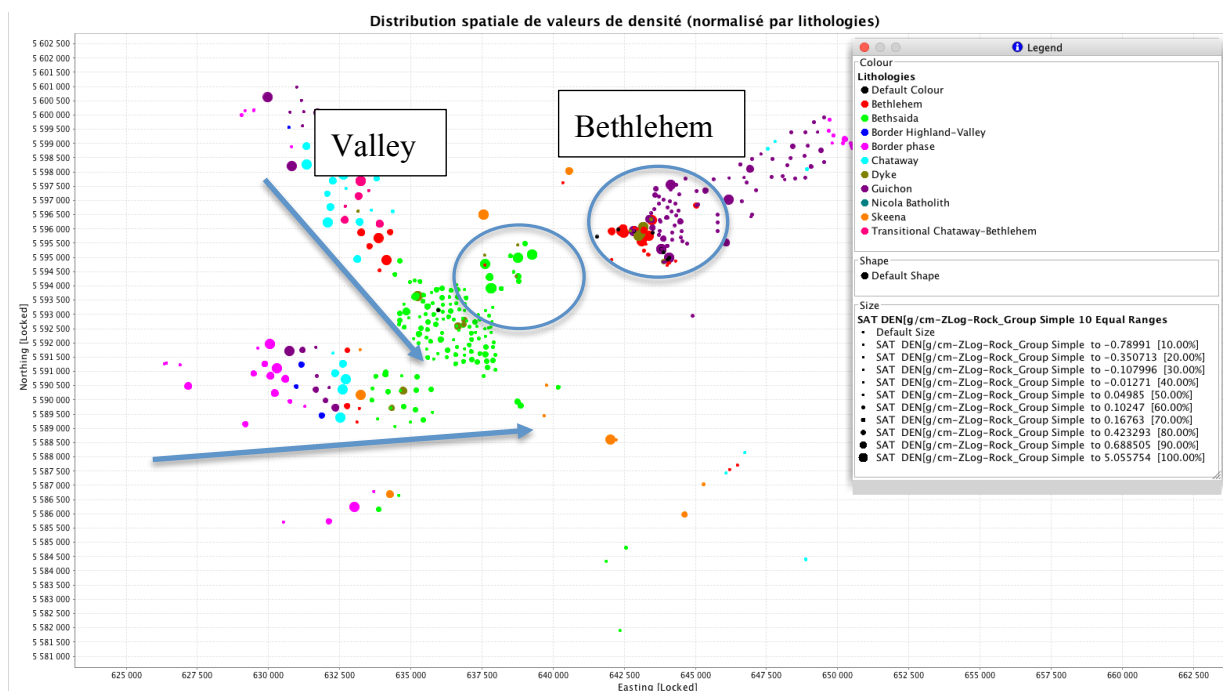


Figure 153 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de densités normalisées par la lithologie. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent la diminution de la densité en allant de l'extérieur du batholite vers l'unité Bethsaida. Valeurs plus élevées directement dans le centre minéralisé de Valley et Bethlehem.

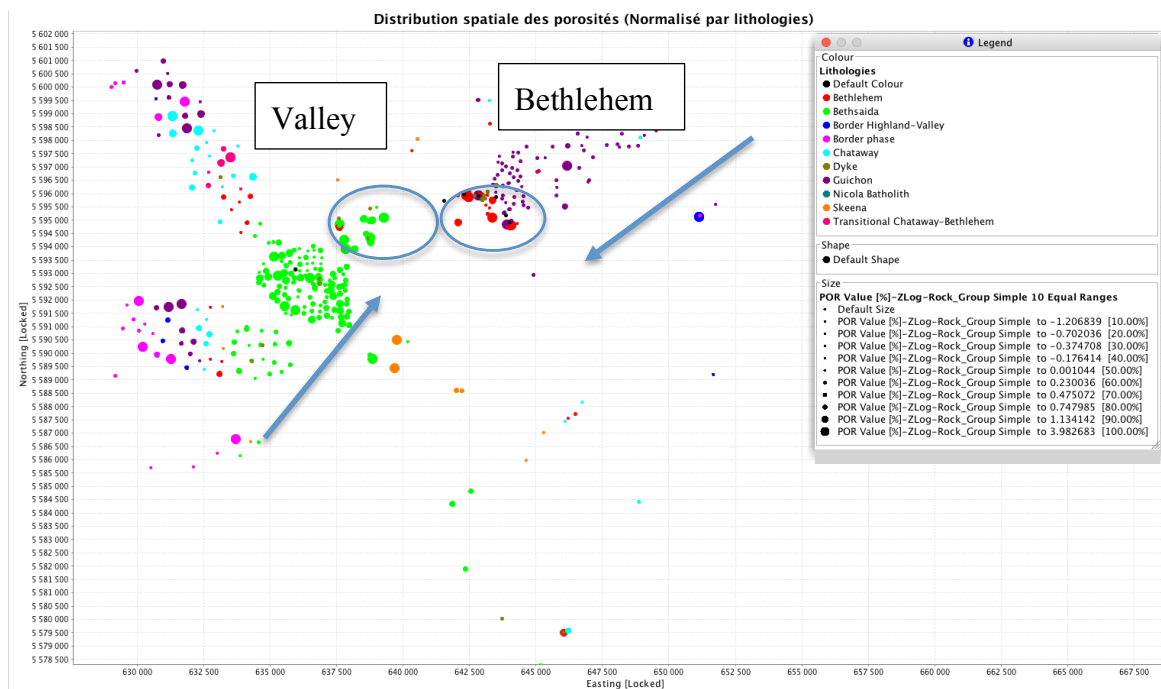


Figure 154 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de porosités normalisées par la lithologie. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Variation de la porosité principalement dans l'unité de Bethsaida avec une augmentation en allant vers le centre minéralisé de Valley. Valeurs élevées dans les centres minéralisés de Valley et Bethlehem.

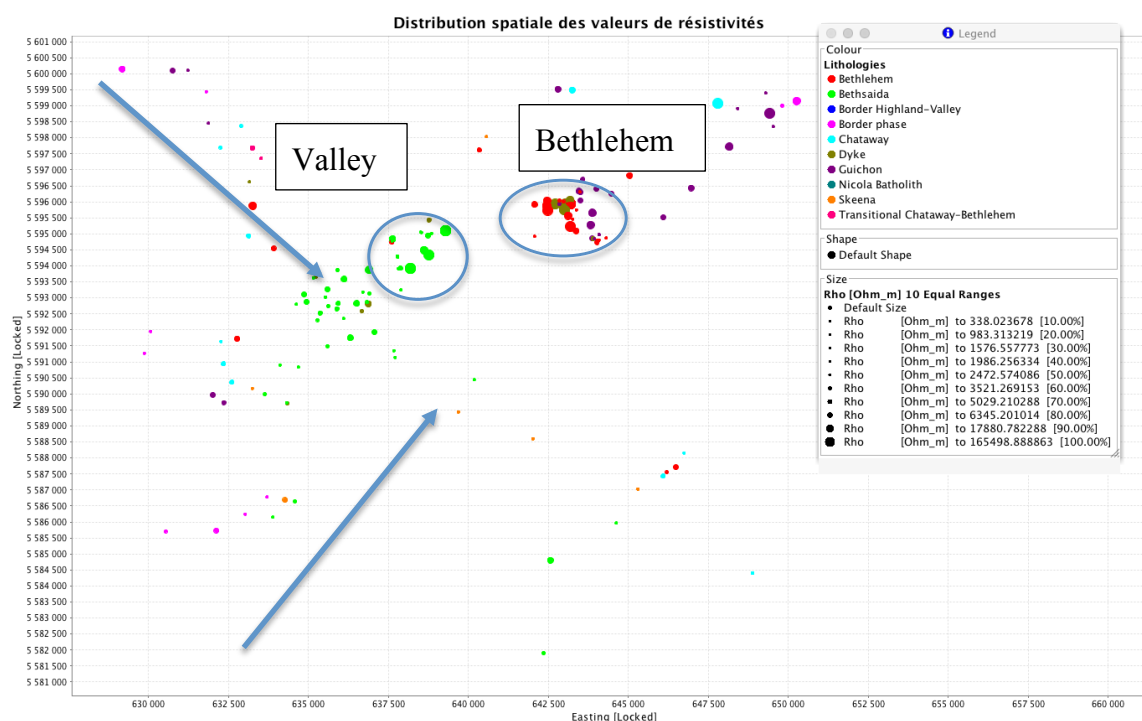


Figure 155 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de résistivités. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent l'augmentation des valeurs de résistivités en allant de l'extérieur du batholite vers le centre minéralisé de Valley.

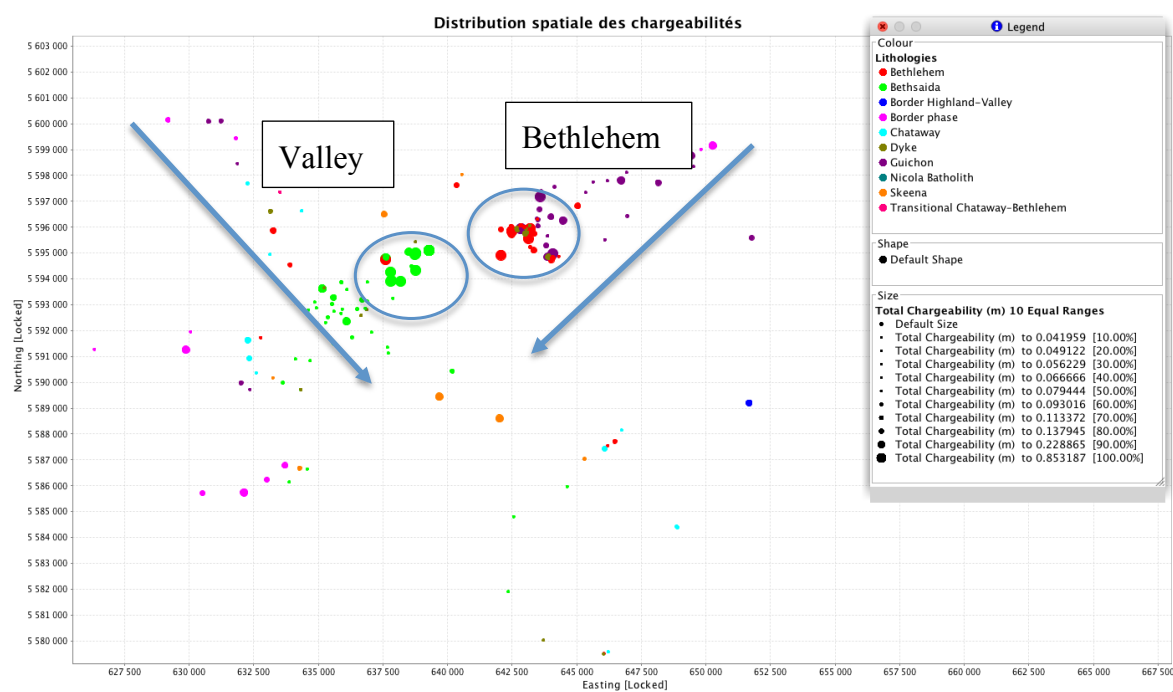


Figure 156 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de chargeabilité. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent l'augmentation des valeurs de chargeabilité en allant de l'extérieur du batholite vers les centres minéralisés de Valley et Bethlehem.

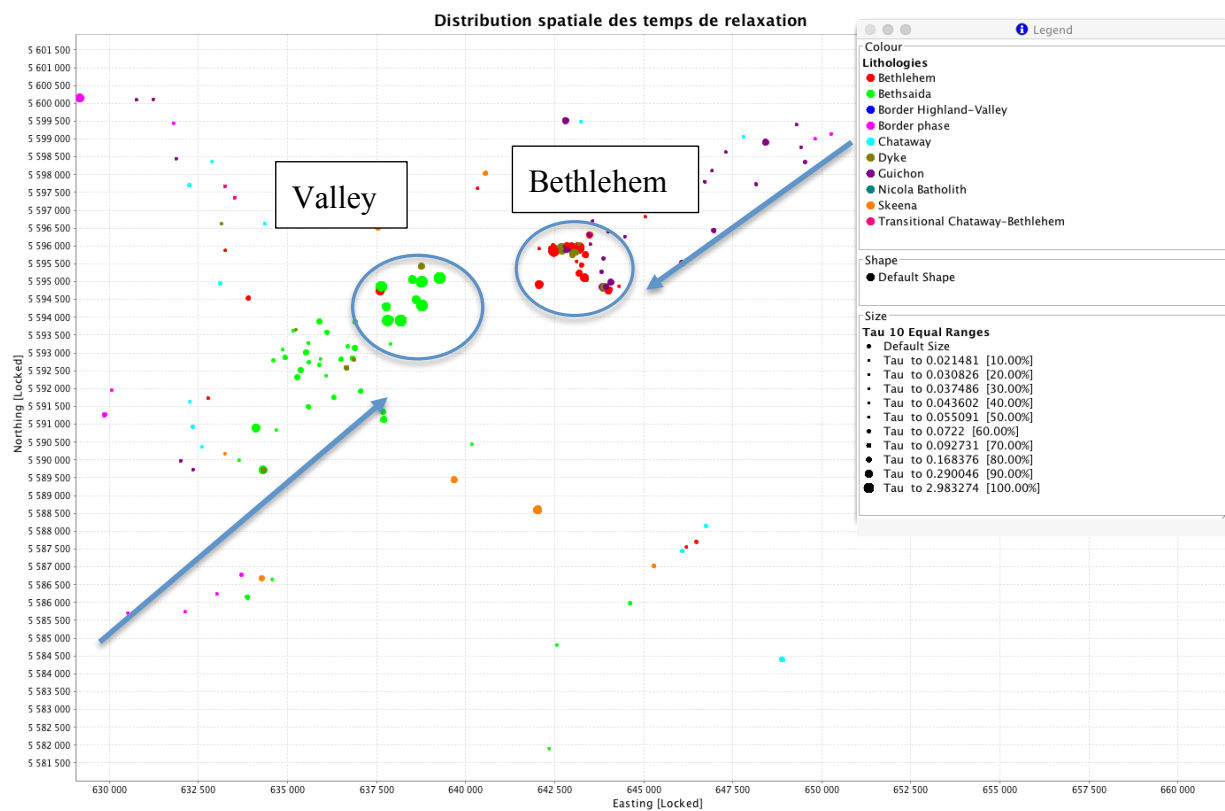
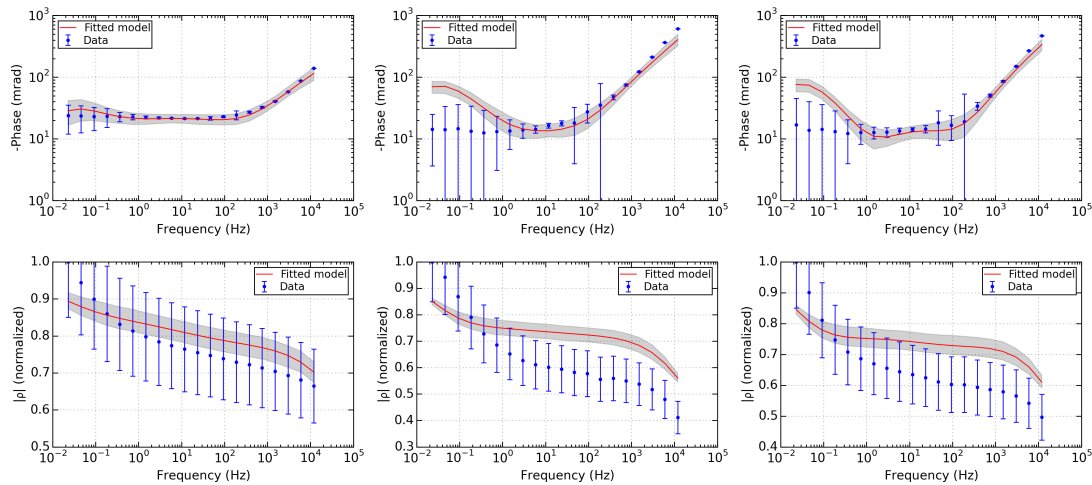
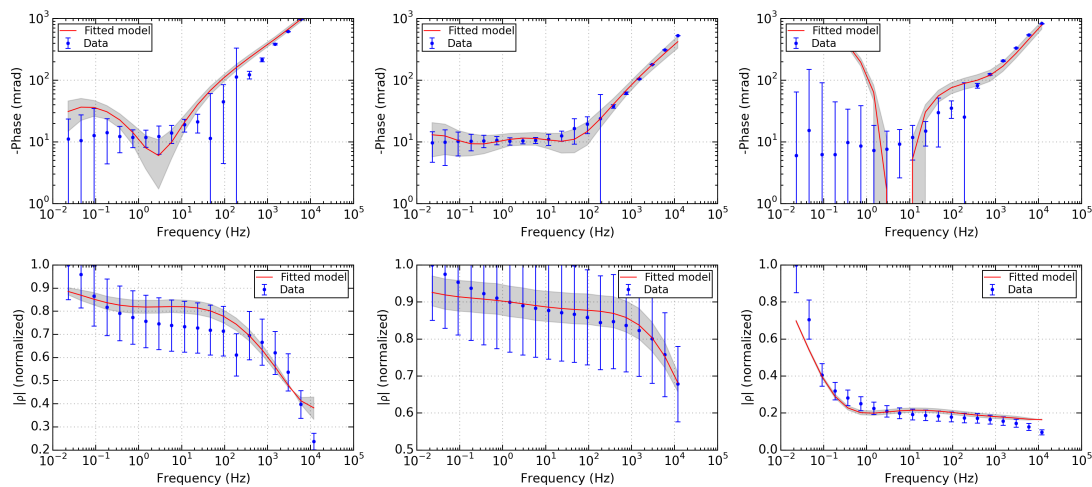


Figure 157 : Carte de surface montrant la distribution spatiale des valeurs de temps de relaxation. Les centres minéralisés de Valley et Bethlehem sont identifiés. Les flèches indiquent l'augmentation des valeurs de temps de relaxation en allant de l'extérieur du batholite vers les centres minéralisés de Valley et Bethlehem.

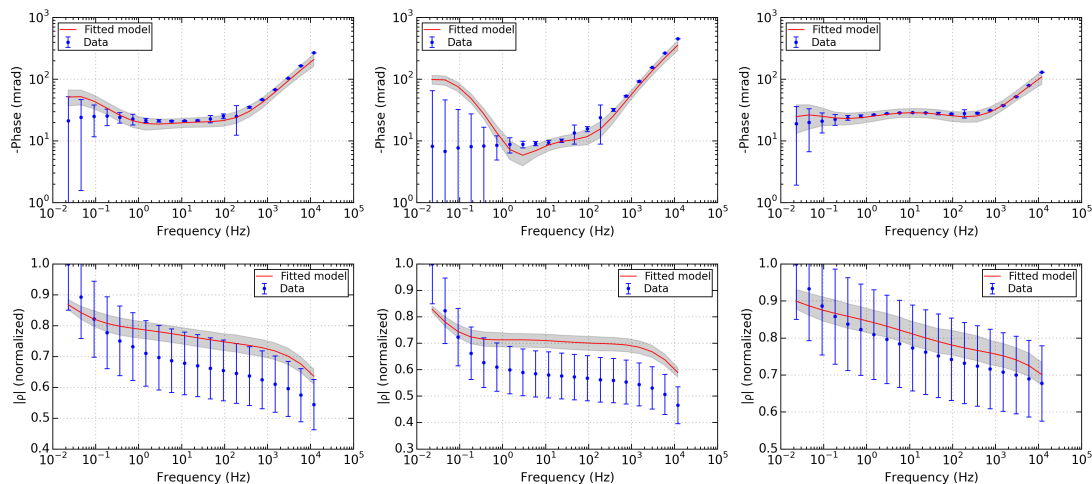
ANNEXE J – COURBES D'AJUSTEMENT D'INVERSIONS



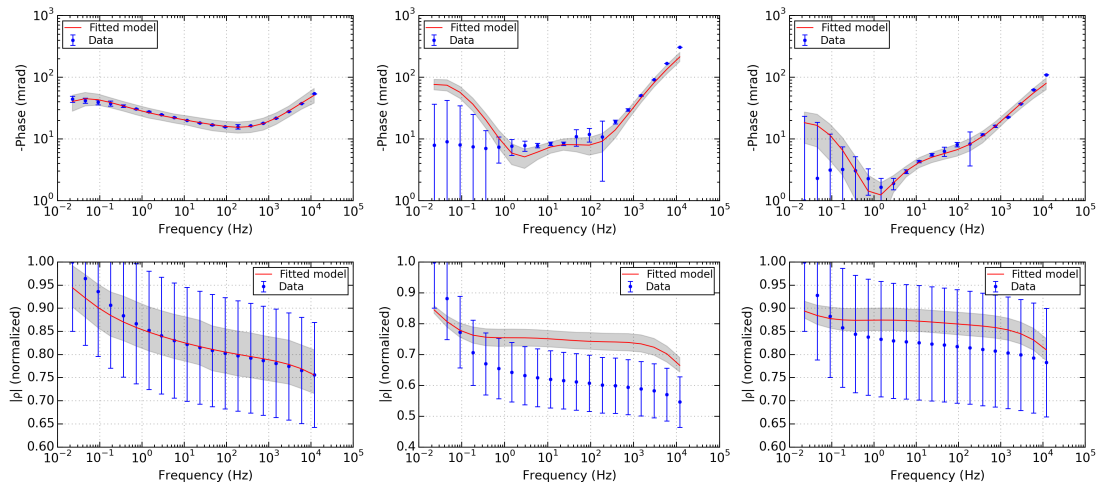
De gauche à droite : NC_001, NC_002, NC_003



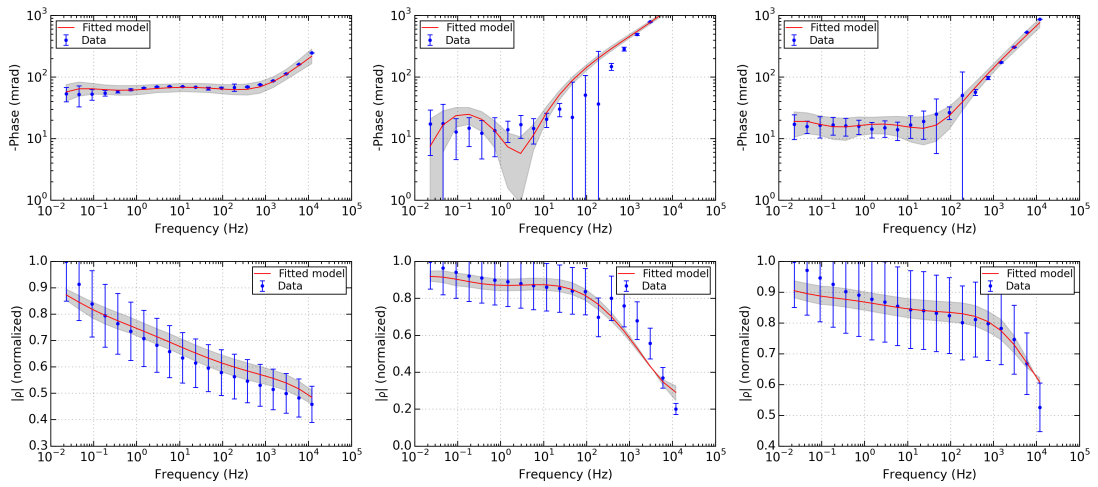
De gauche à droite : NC_004, NC_005, NC_006



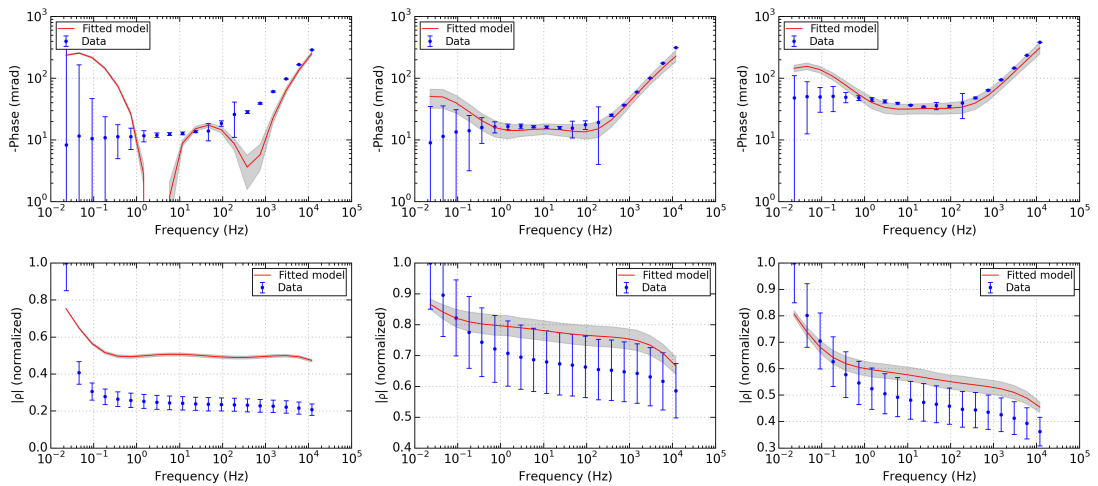
De gauche à droite : NC_007, NC_008, NC_009



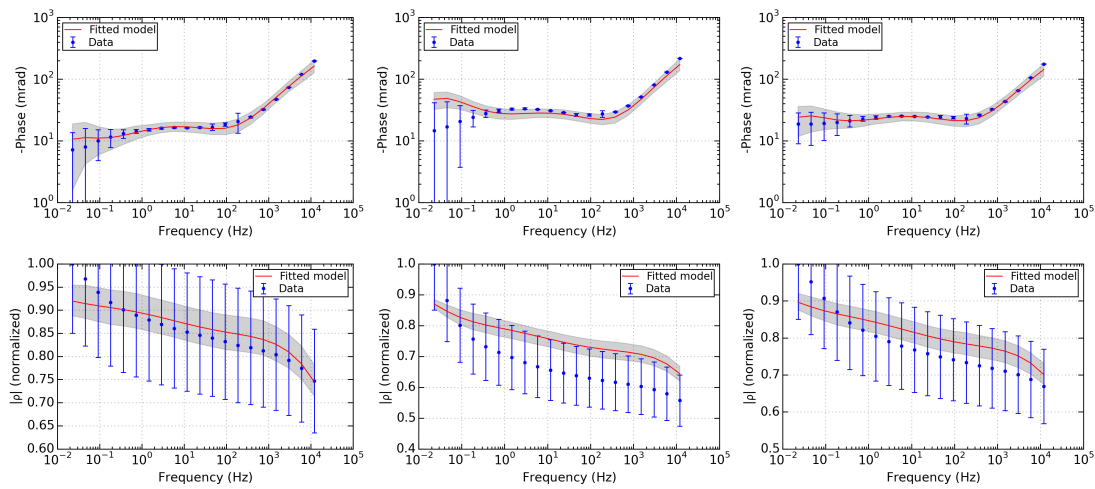
De gauche à droite : NC_010, NC_011, NC_012



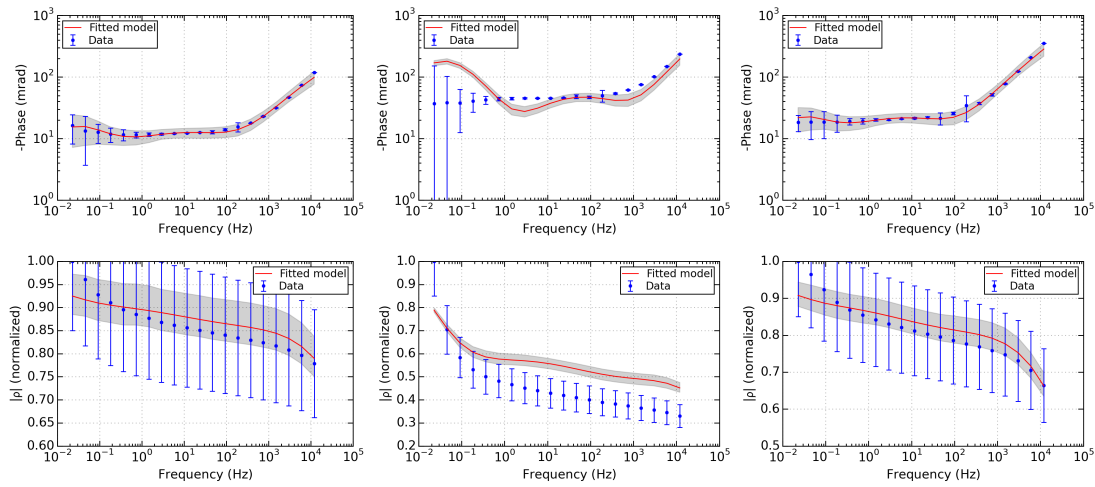
De gauche à droite : NC_013, NC_14, NC_015



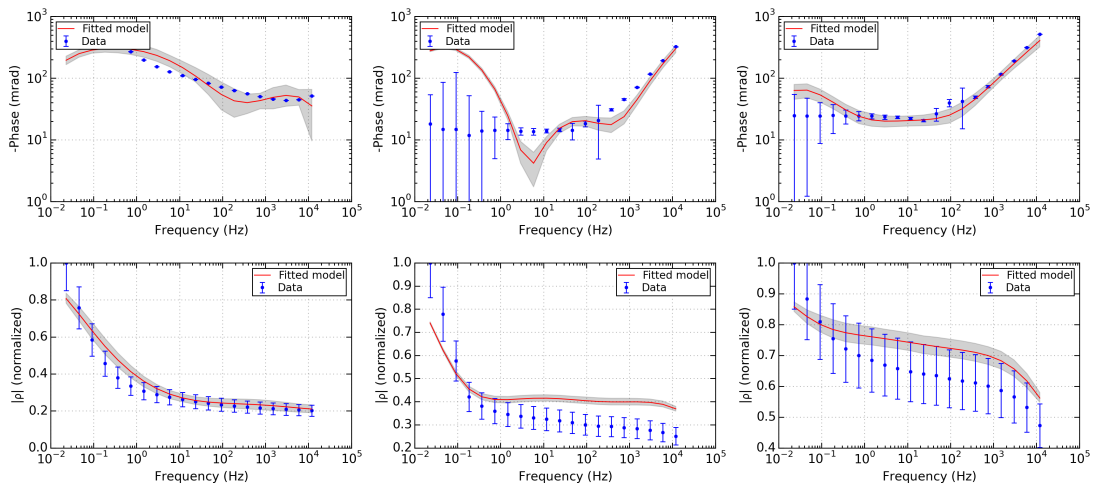
De gauche à droite : NC_016, NC_017, NC_018



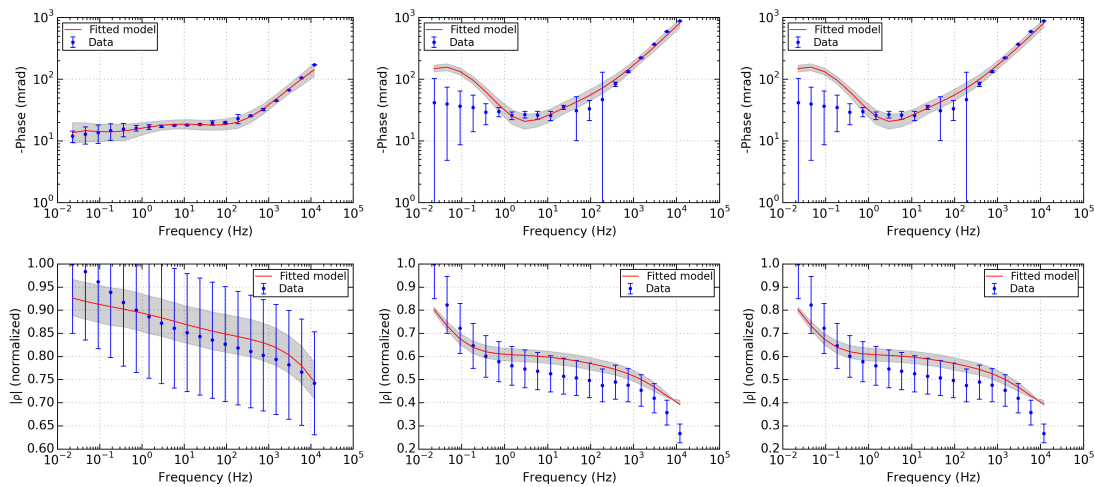
De gauche à droite : NC_019, NC_020, NC_021



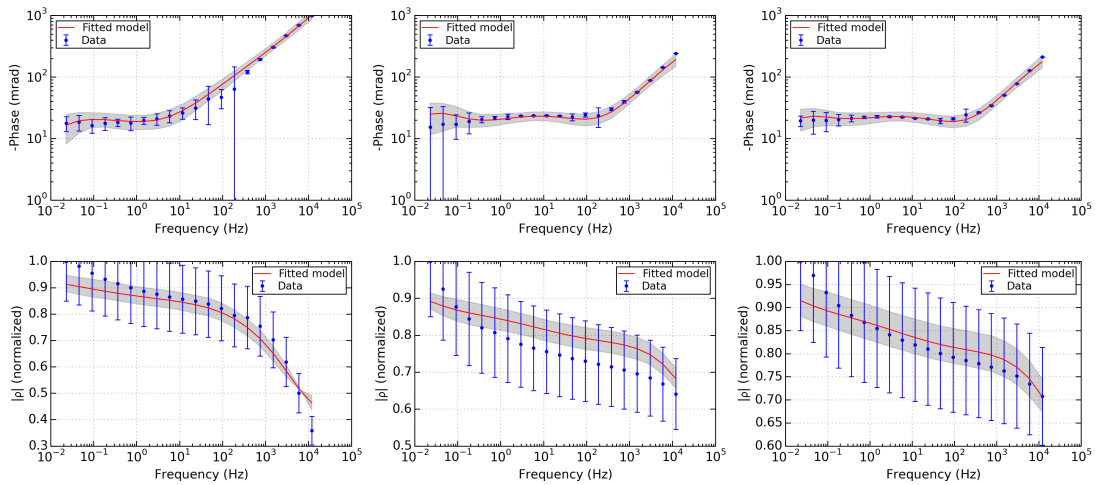
De gauche à droite : NC_022, NC_023, NC_024



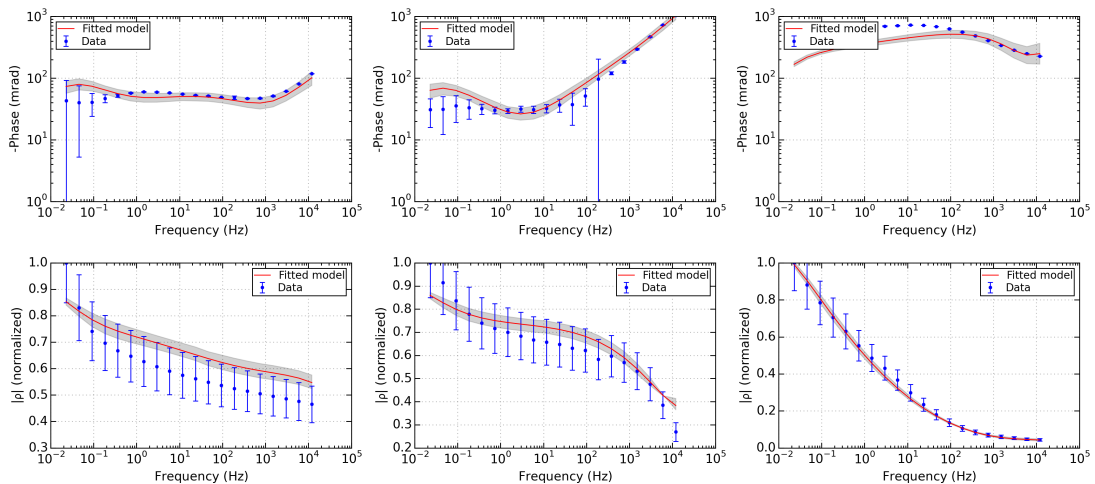
De gauche à droite : NC_025, NC_026, NC_027



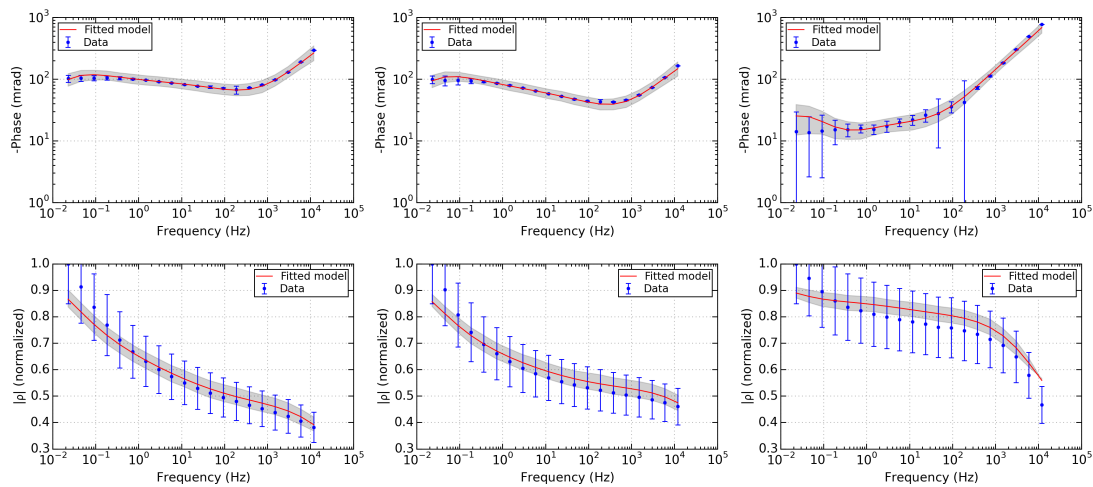
De gauche à droite : NC_028, NC_029, NC_030



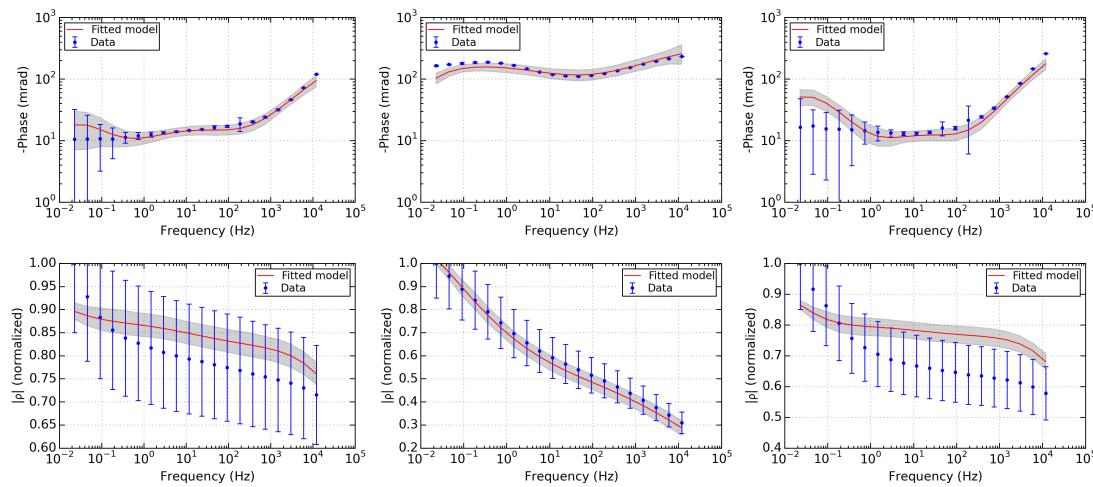
De gauche à droite : NC_031, NC_032, NC_033



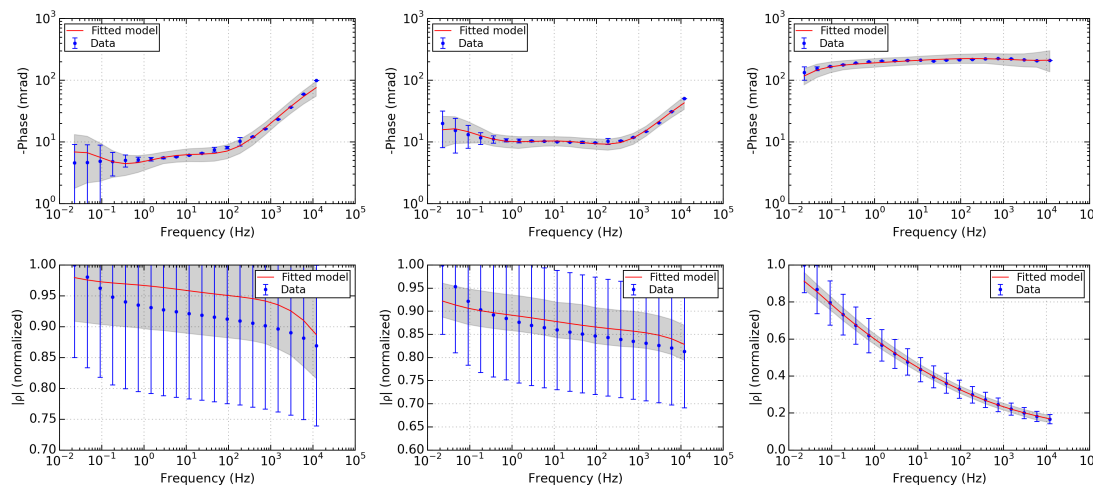
De gauche à droite : NC_034, NC_035, NC_036



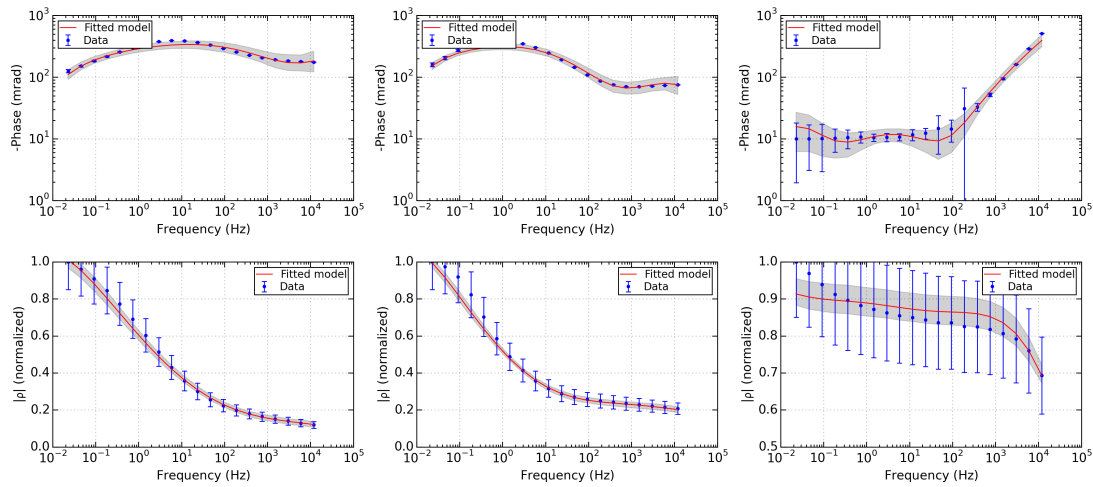
De gauche à droite : NC_037, NC_038, NC_039



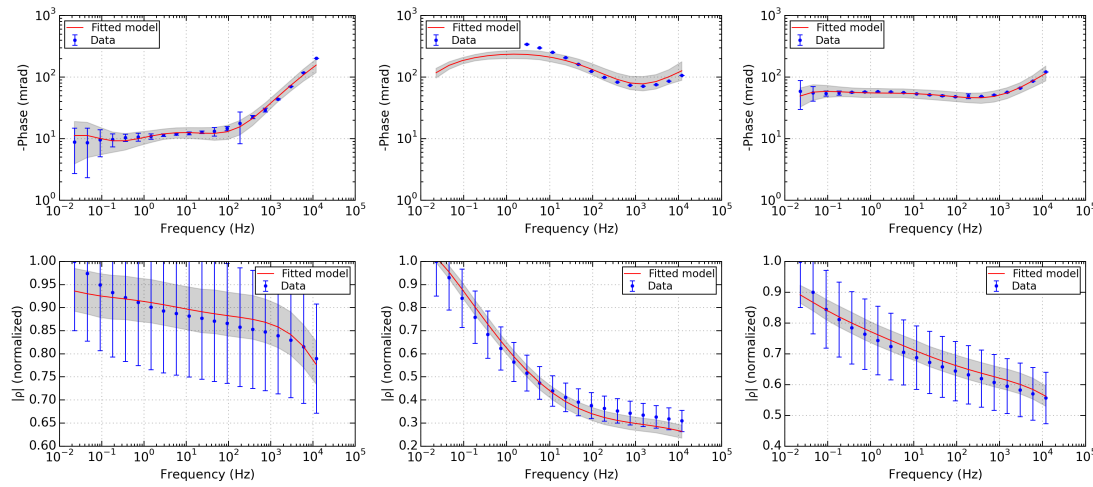
De gauche à droite : NC_040, NC_041, NC_042



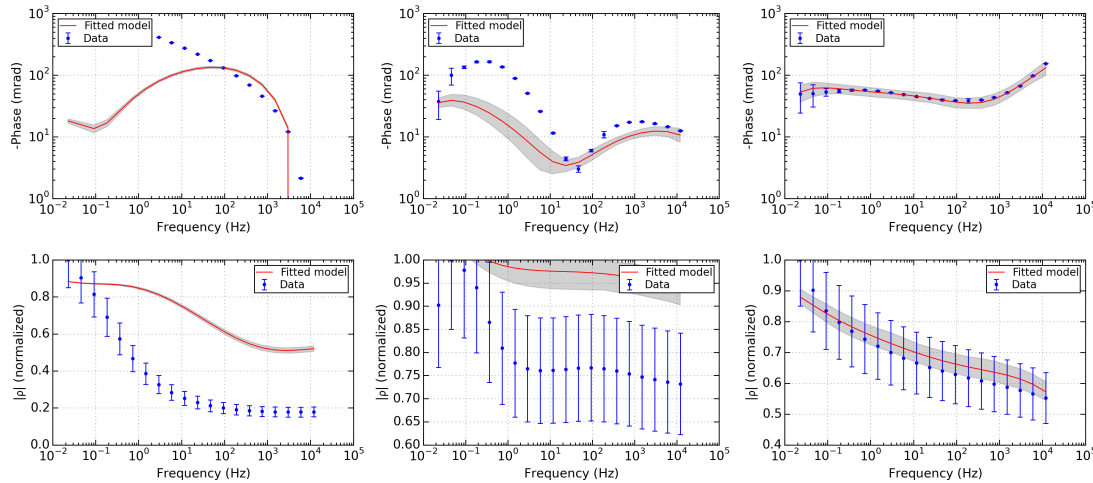
De gauche à droite : NC_043, NC_044, NC_045



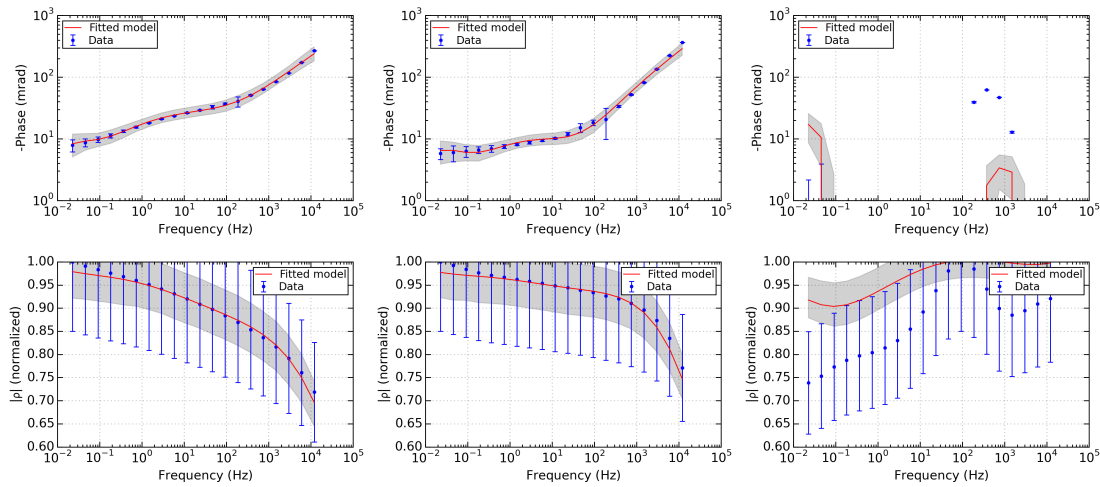
De gauche à droite : NC_047, NC_048, NC_049



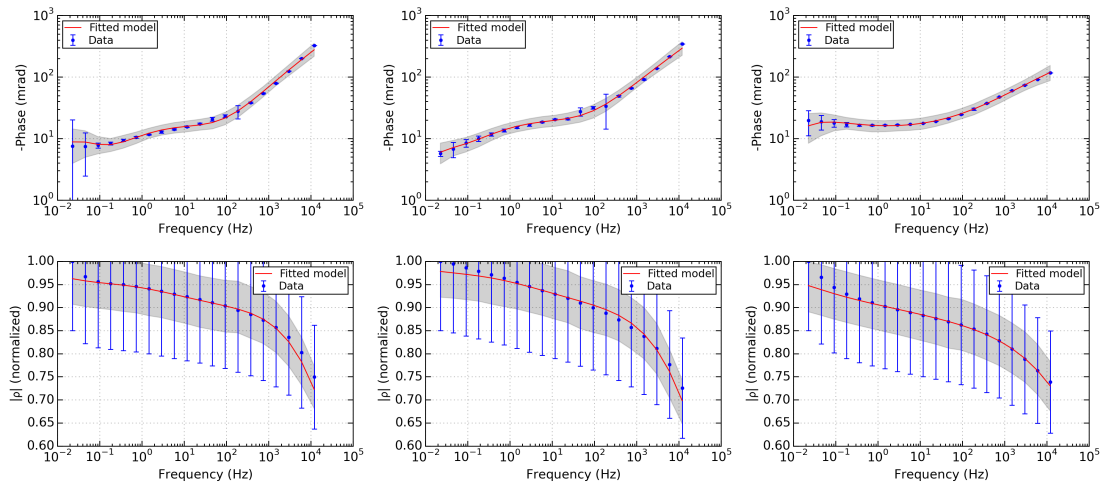
De gauche à droite : NC_050, NC_051, NC_052



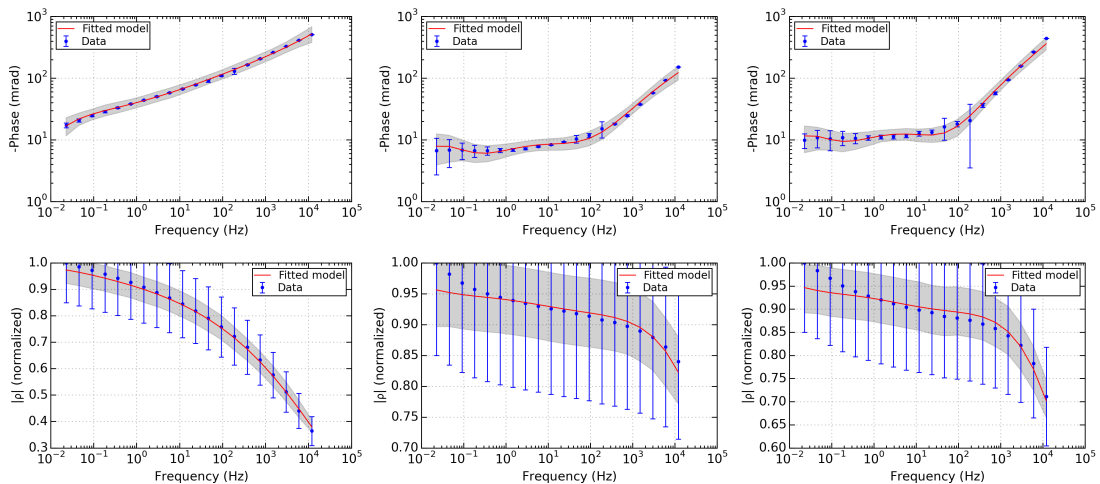
De gauche à droite : NC_053, NC_054, NC_055



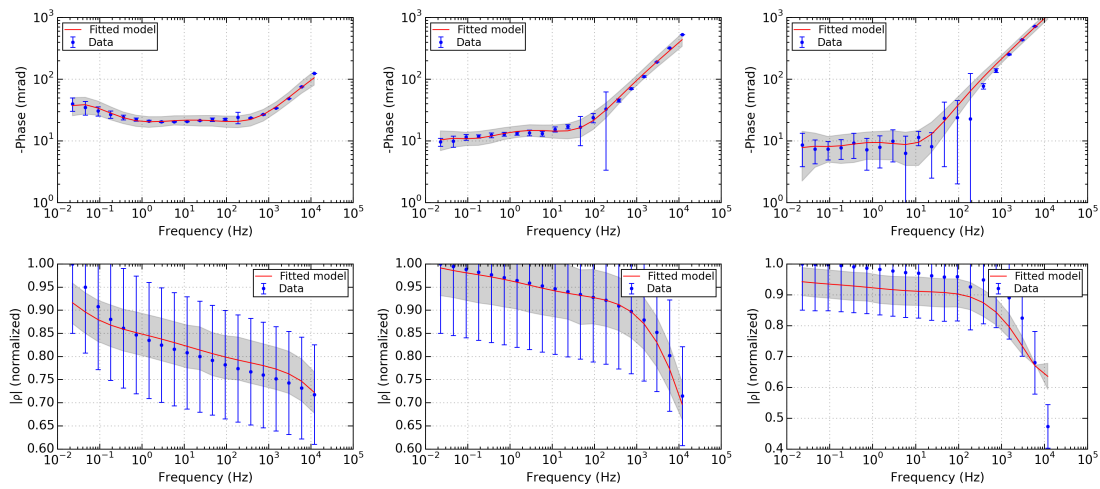
De gauche à droite : NC_056, NC_057, NC_058



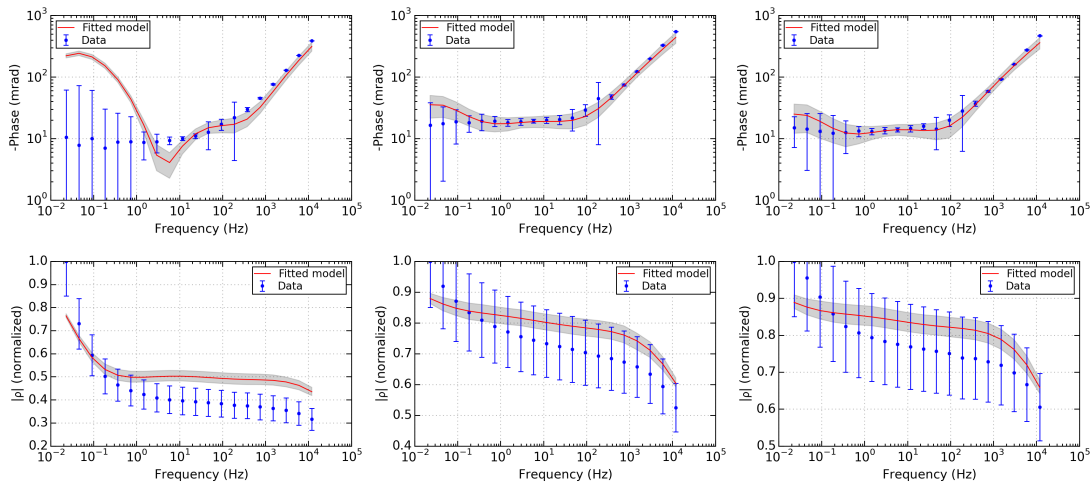
De gauche à droite : NC_059, NC_060, NC_061



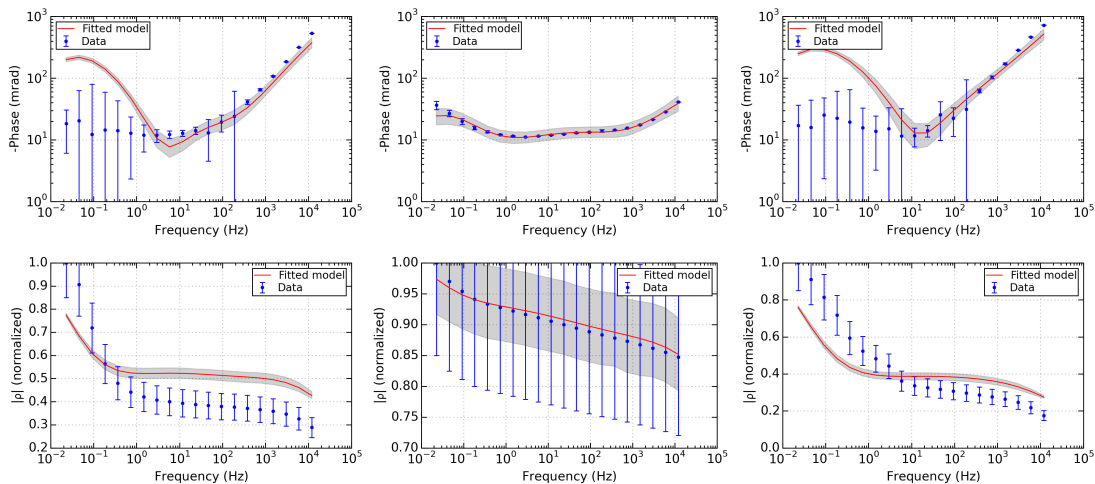
De gauche à droite : NC_062, NC_063, NC_064



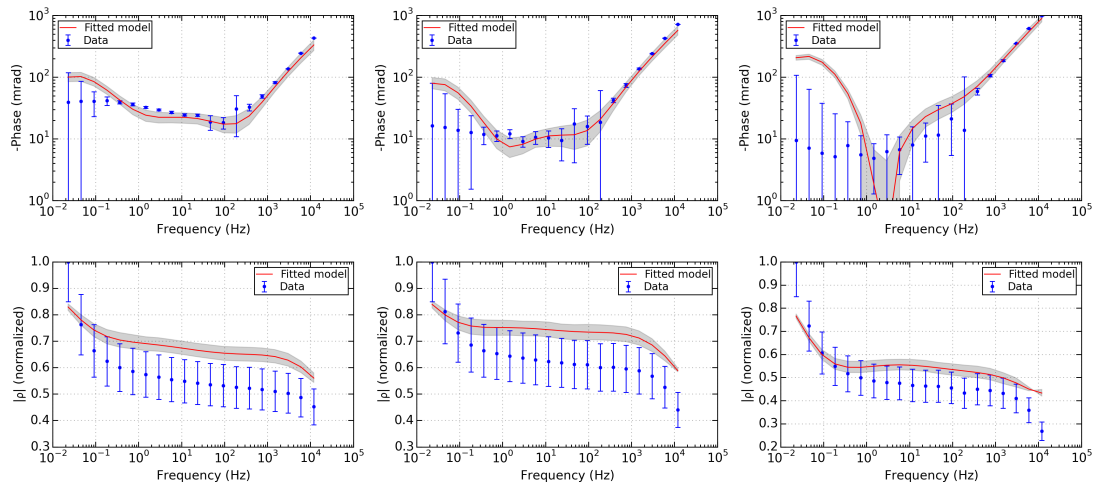
De gauche à droite : NC_065, NC_066, NC_067



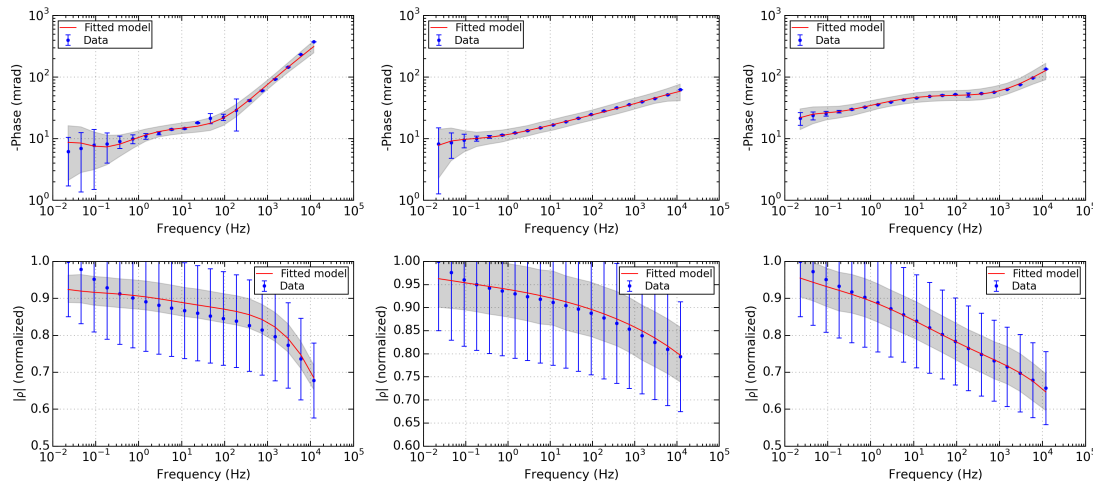
De gauche à droite : NC_068, NC_069, NC_070



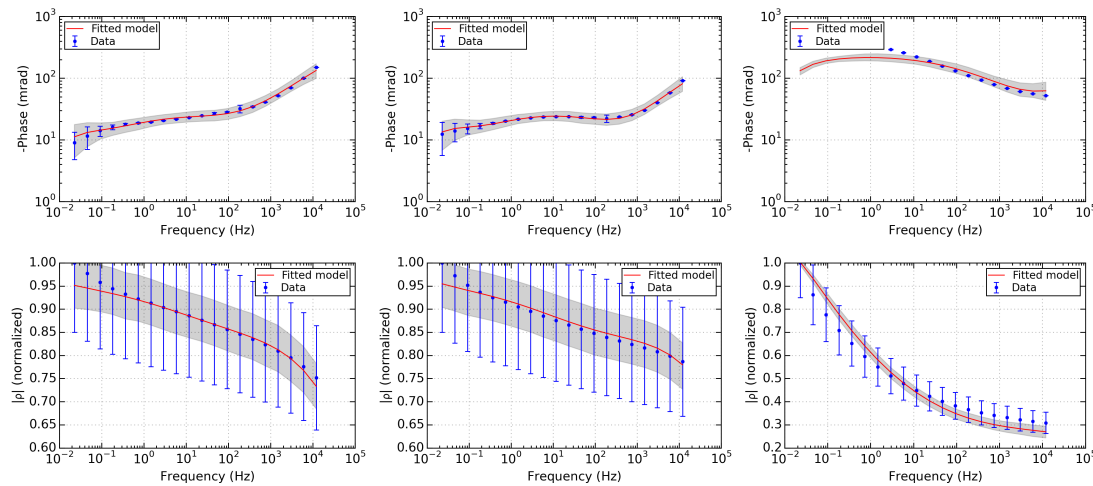
De gauche à droite : NC_071, NC_072, NC_073



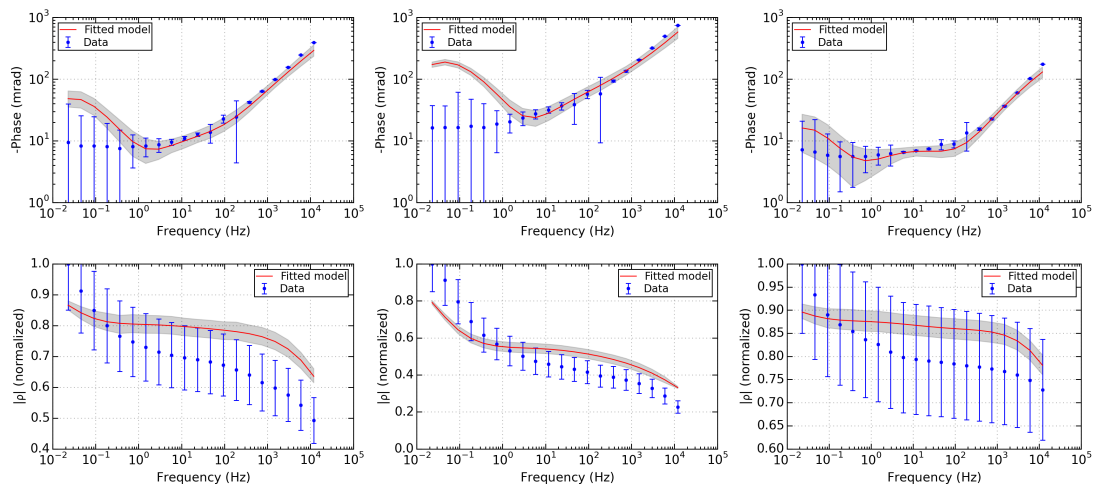
De gauche à droite : NC_074, NC_075, NC_076



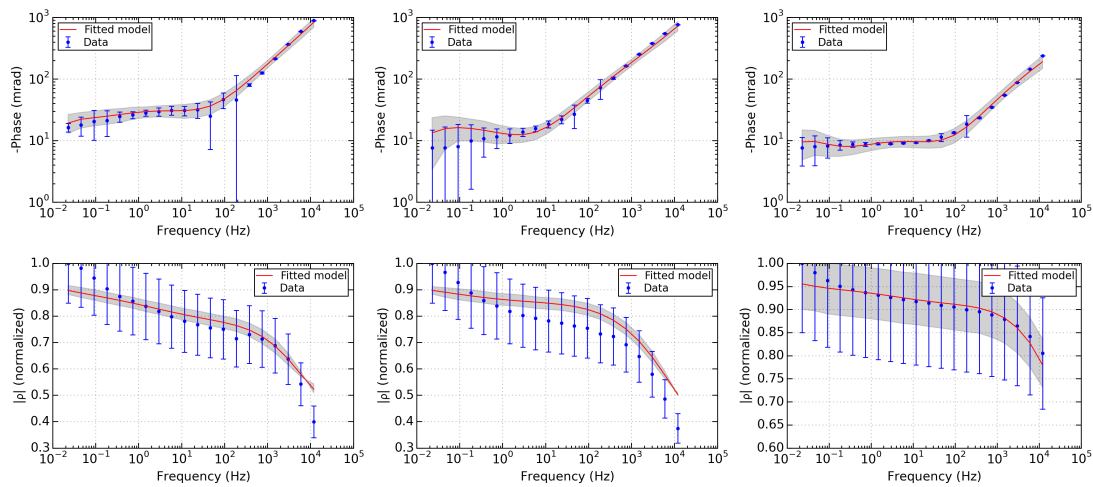
De gauche à droite : NC_077, NC_078, NC_079



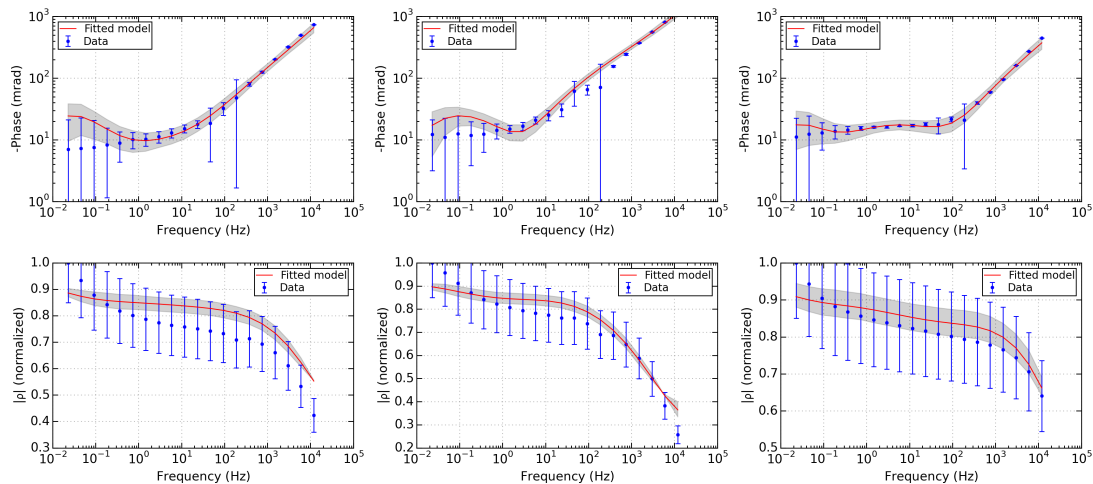
De gauche à droite : NC_080, NC_081, NC_082



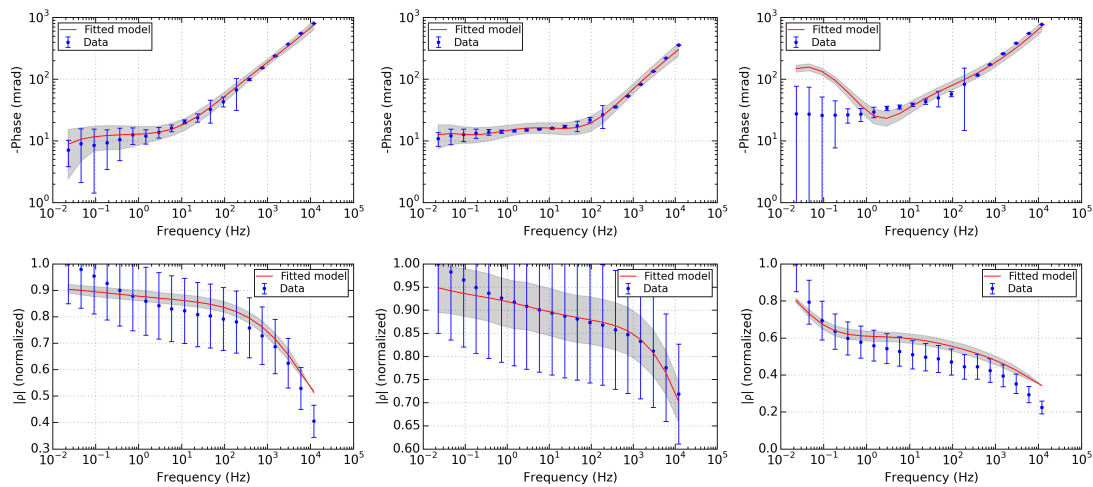
De gauche à droite : NC_083, NC_084, NC_085



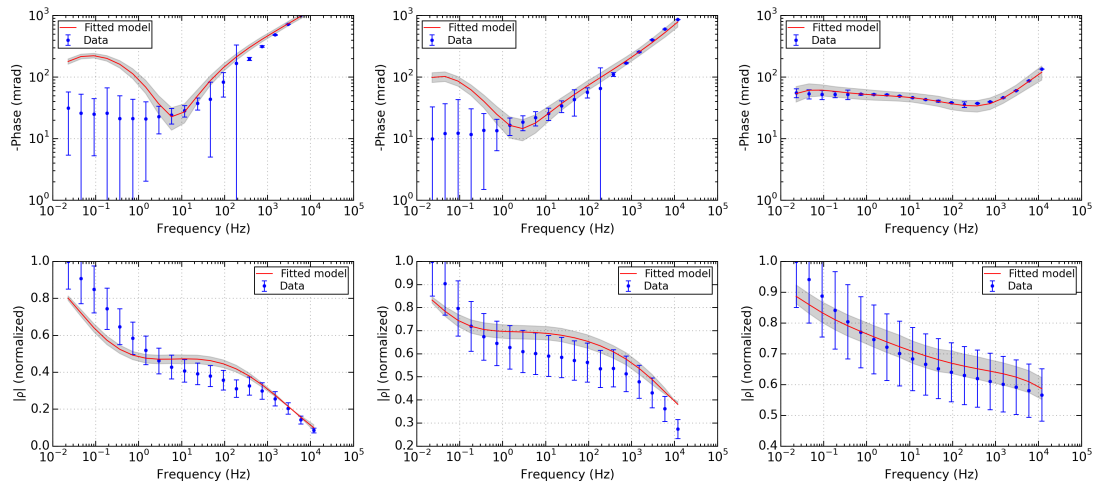
De gauche à droite : NC_086, NC_087, NC_088



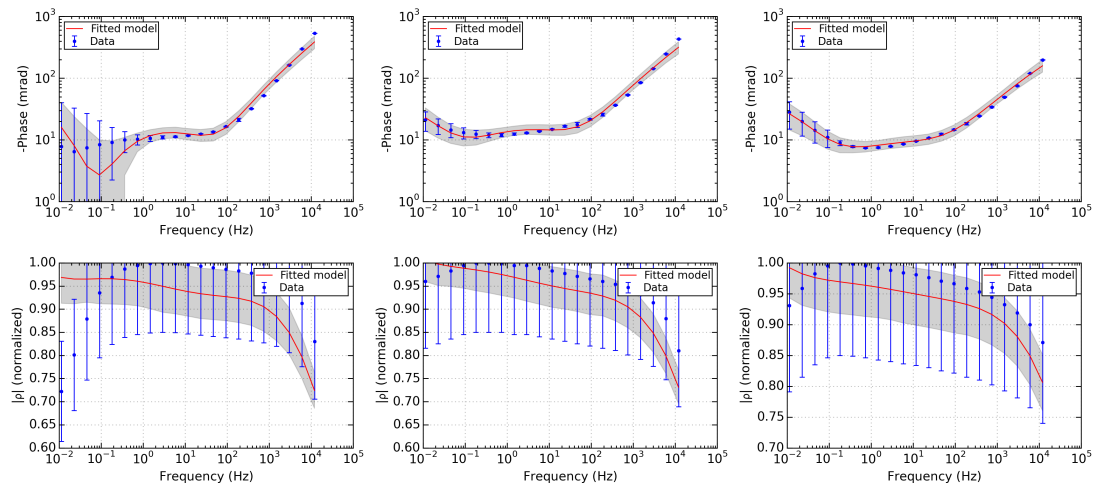
De gauche à droite : NC_089, NC_090, NC_091



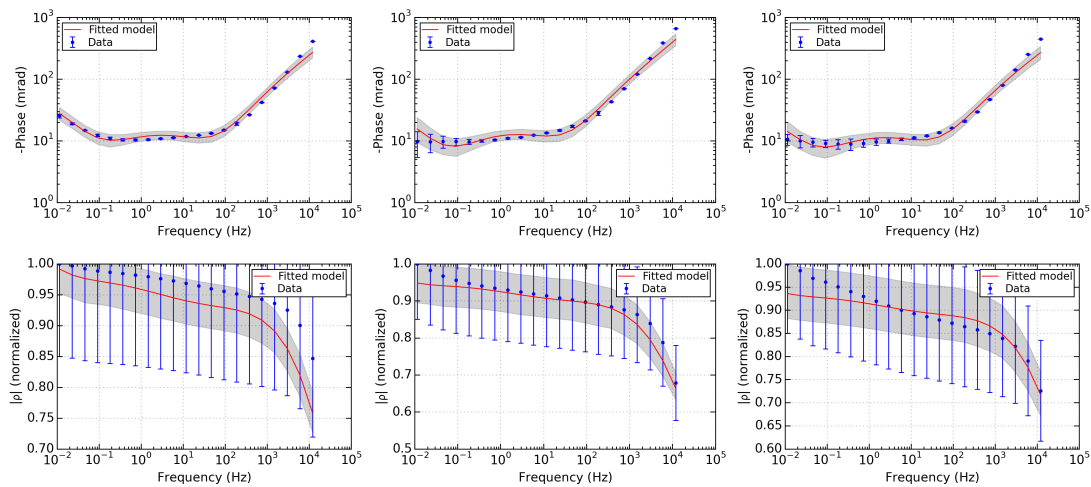
De gauche à droite : NC_092, NC_093, NC_094



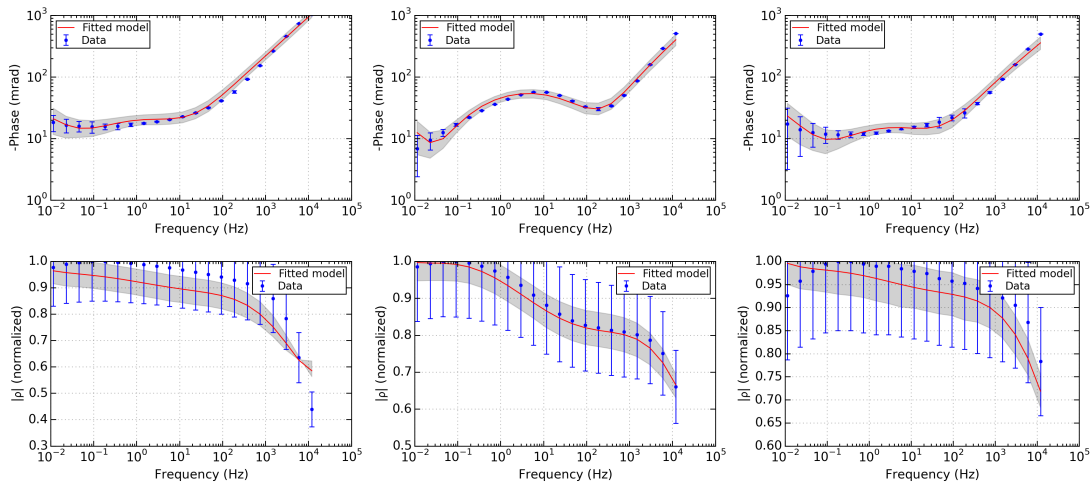
De gauche à droite : NC_095, NC_096, NC_097



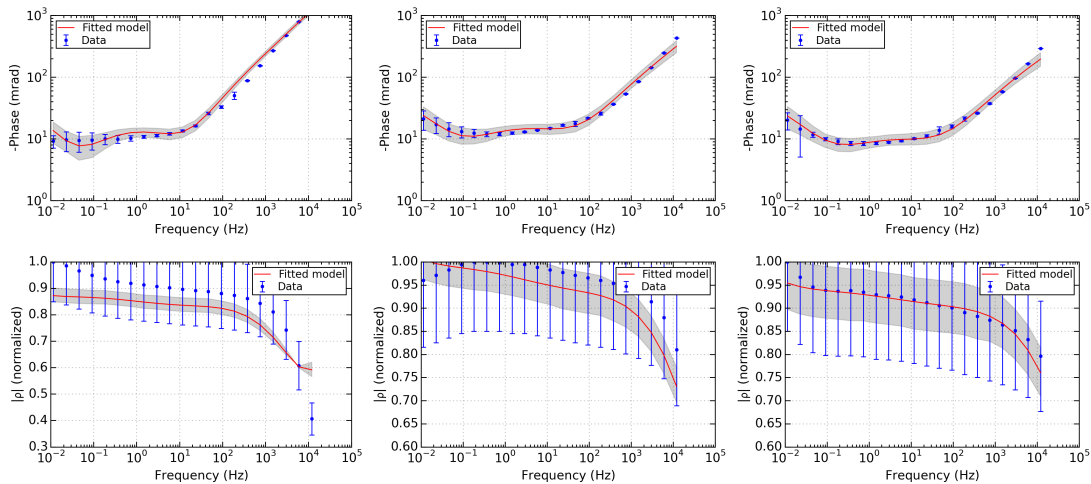
De gauche à droite : 2238654, 2238683_2P, 2238689_2P



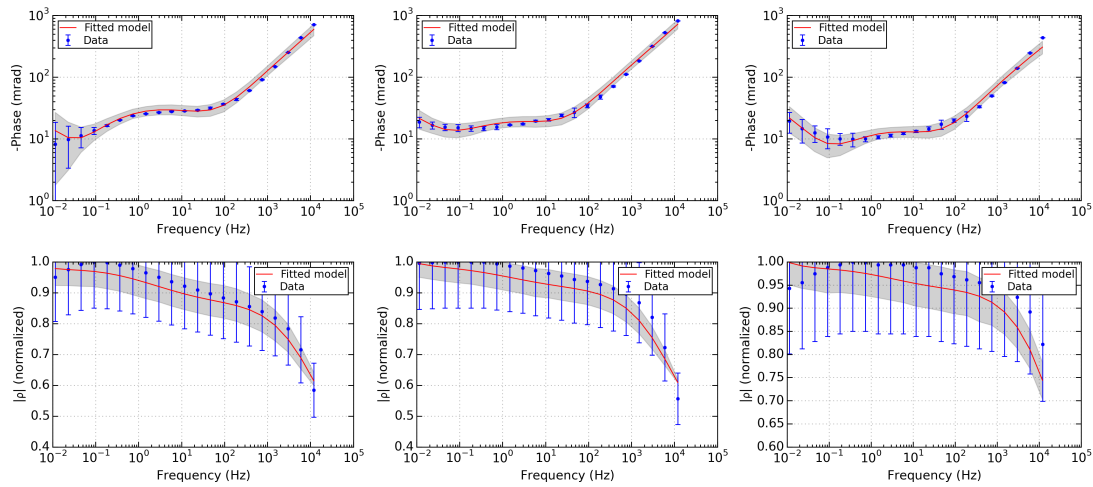
De gauche à droite : 2238692, 2238697_Y, 2238697_Z



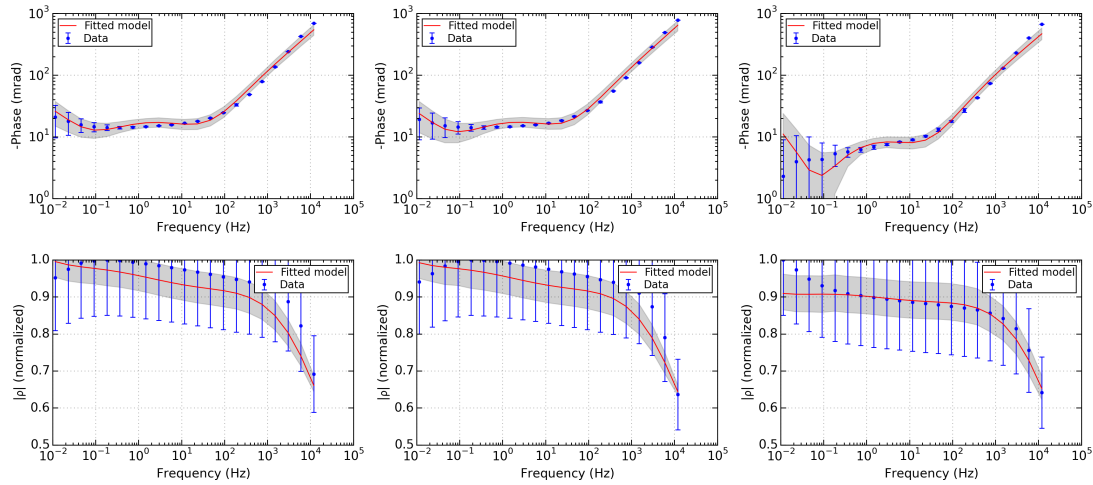
De gauche à droite : 2238703_2P, 2238703_4P, 2238704_2P



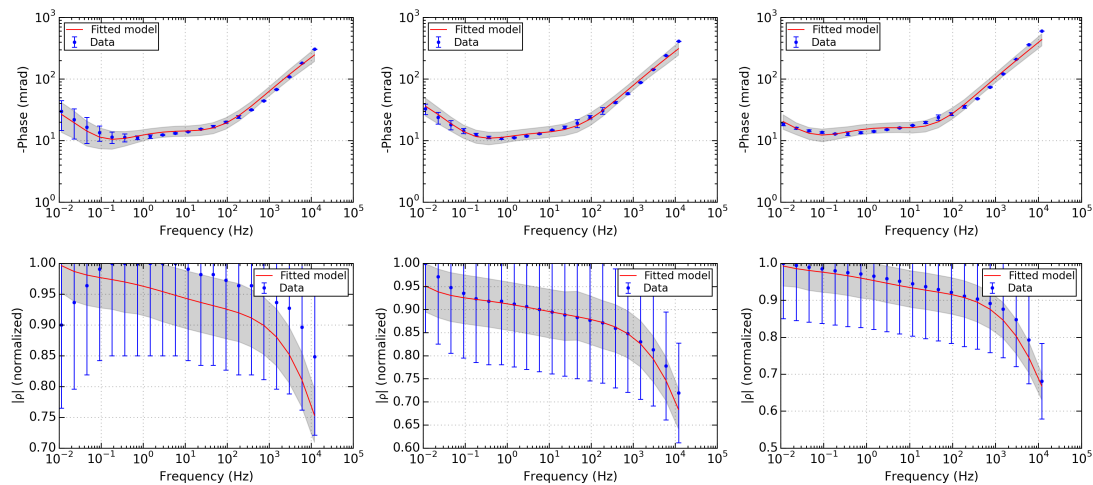
De gauche à droite : 2238705_4P, 2238706_2P, 2238708_2P



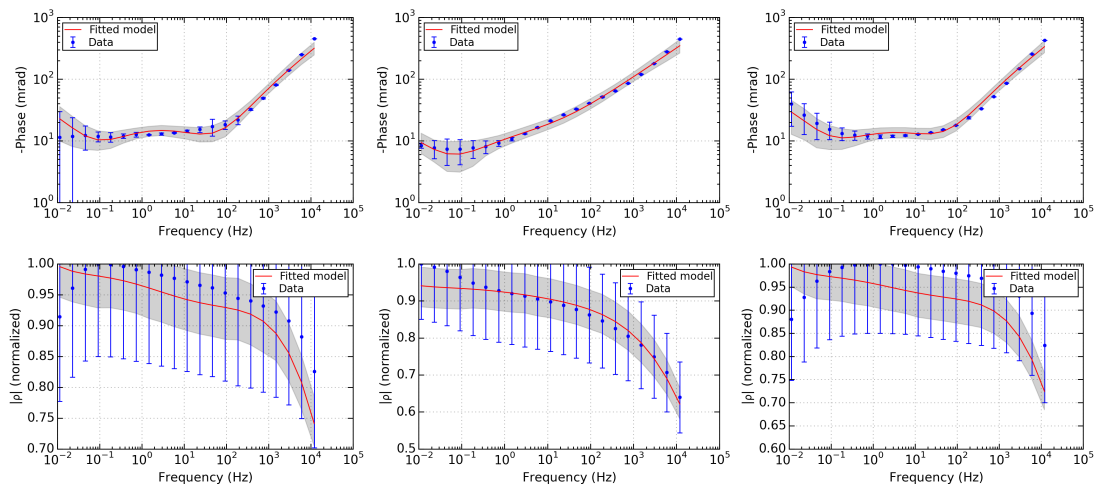
De gauche à droite : 2238709, 2238710, 2238713



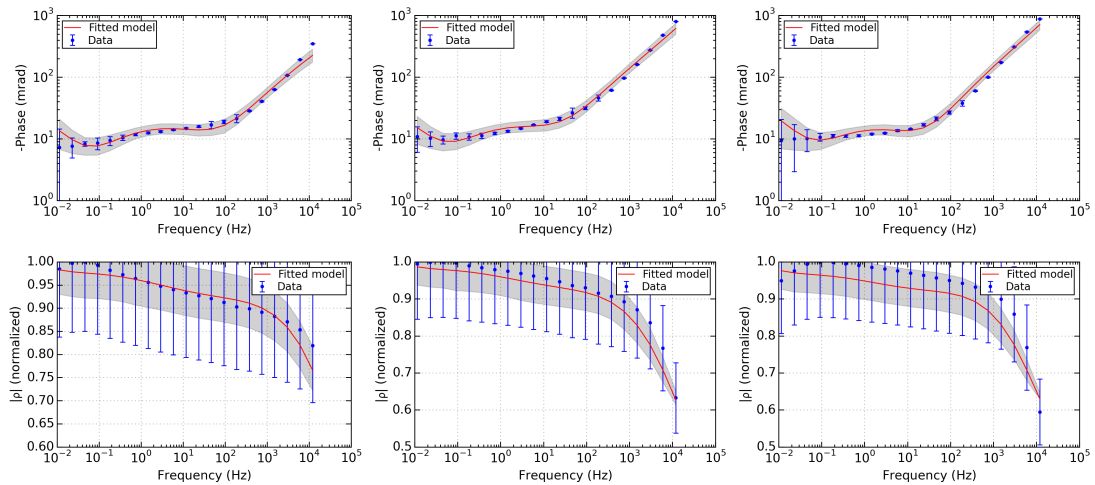
De gauche à droite : 2238728, 2238731, 2238746



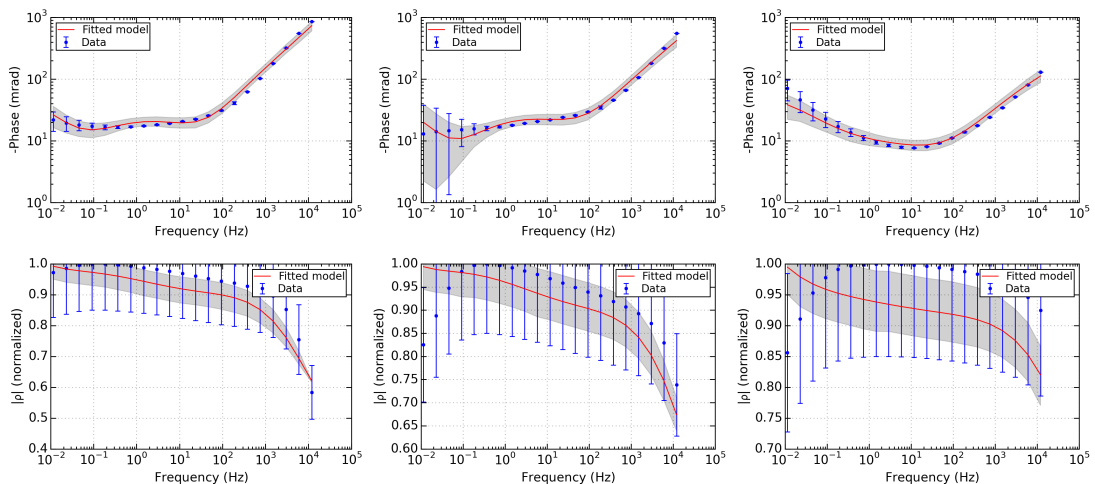
De gauche à droite : 2238749, 2238751, 2238754



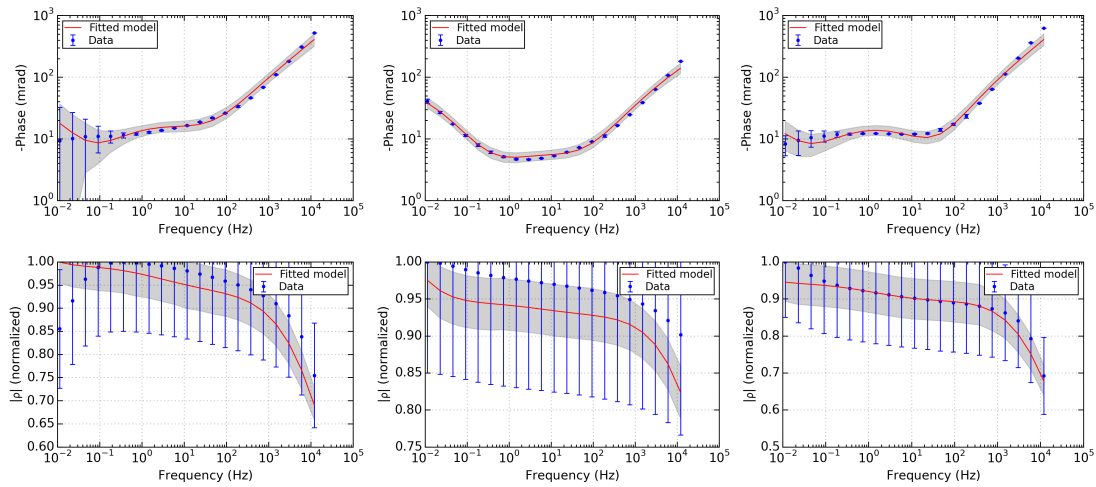
De gauche à droite : 2238755, 2238756, 2238759



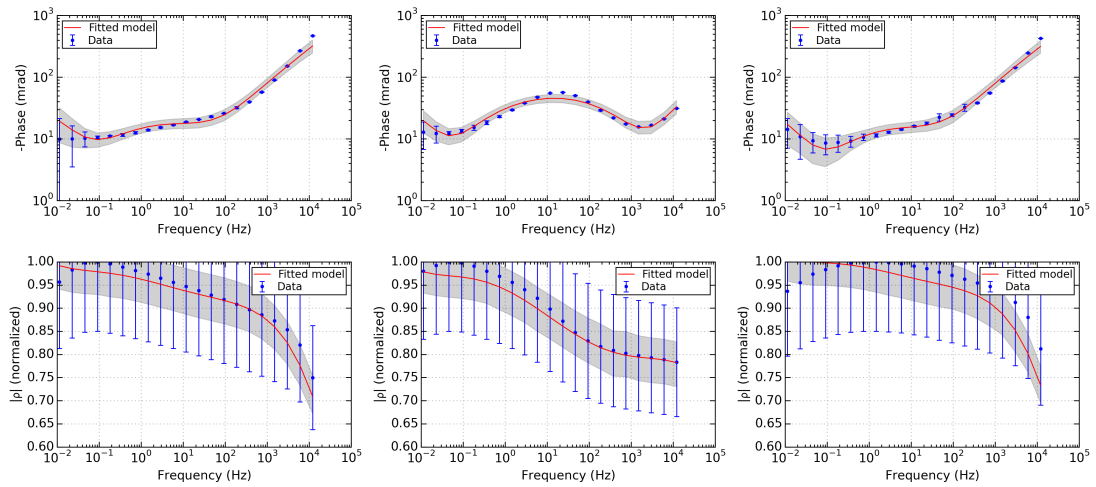
De gauche à droite : 2238761, 2238766, 2238769



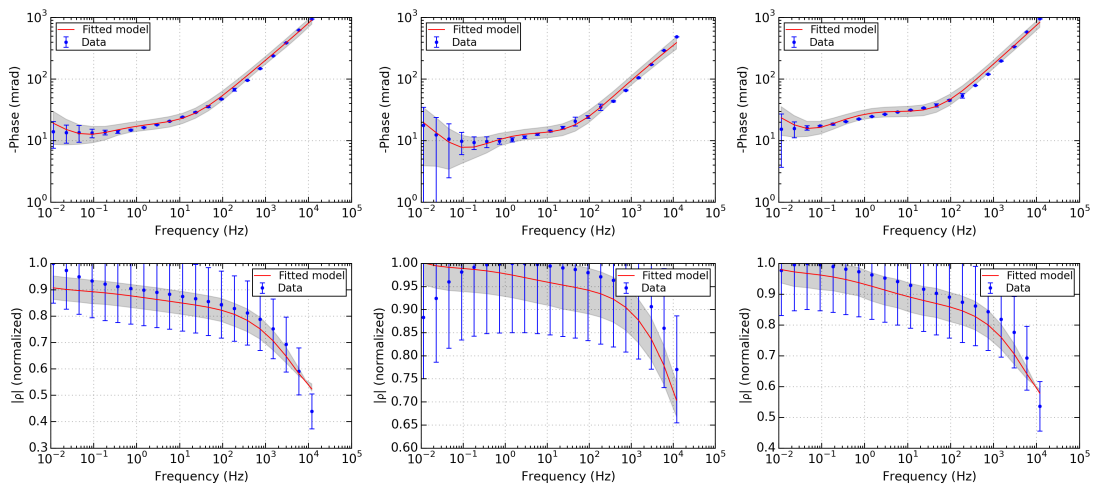
De gauche à droite : 2238785, 2238798, 2238802



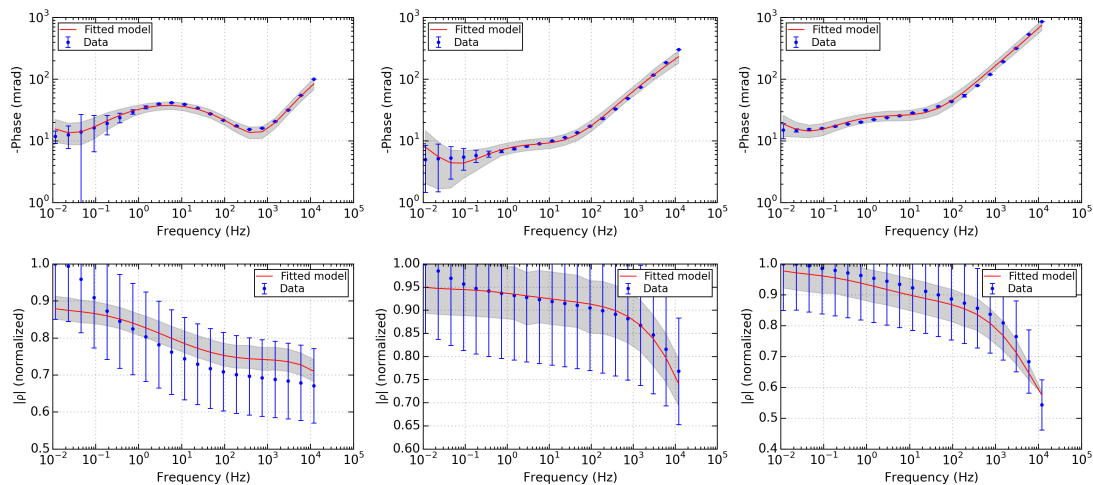
De gauche à droite : 2238804, 2238807, 2238808



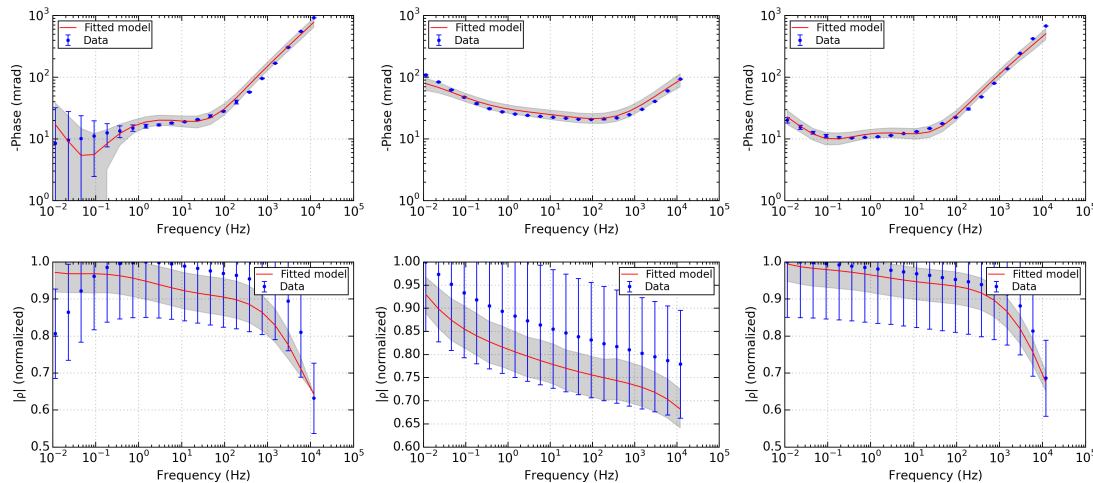
De gauche à droite : 2238818, 2238819, 2238823



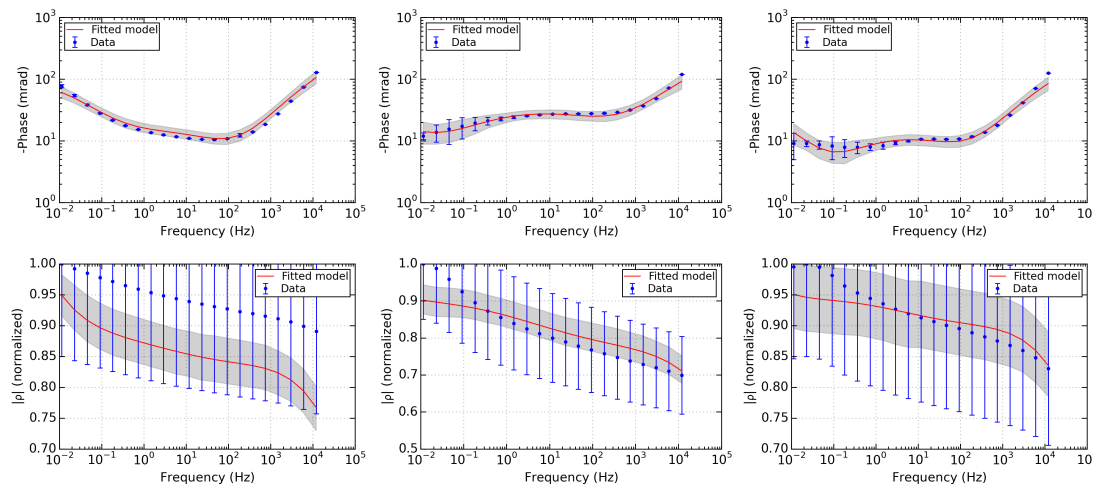
De gauche à droite : 2238824, 2238826, 2238828



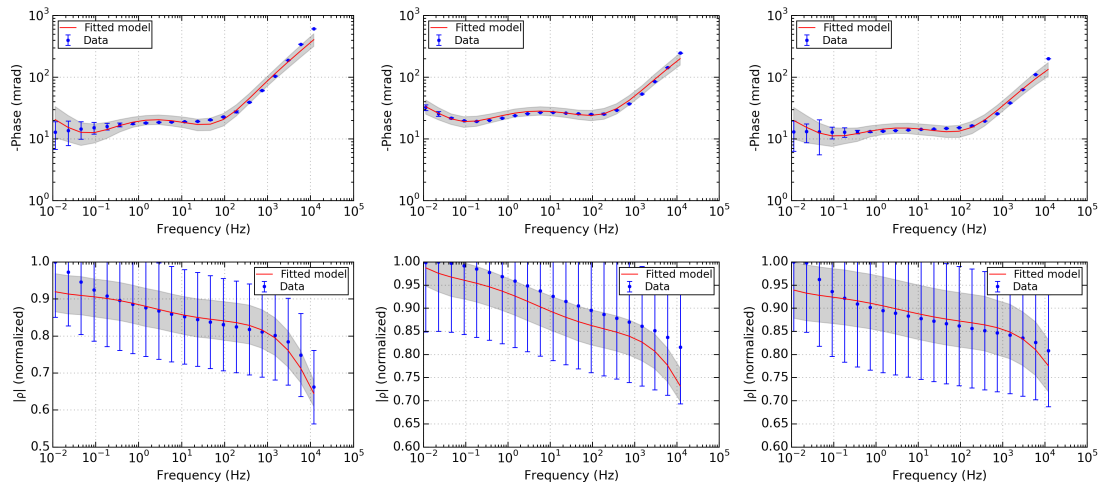
De gauche à droite : 2238844, 2238848, 2238851



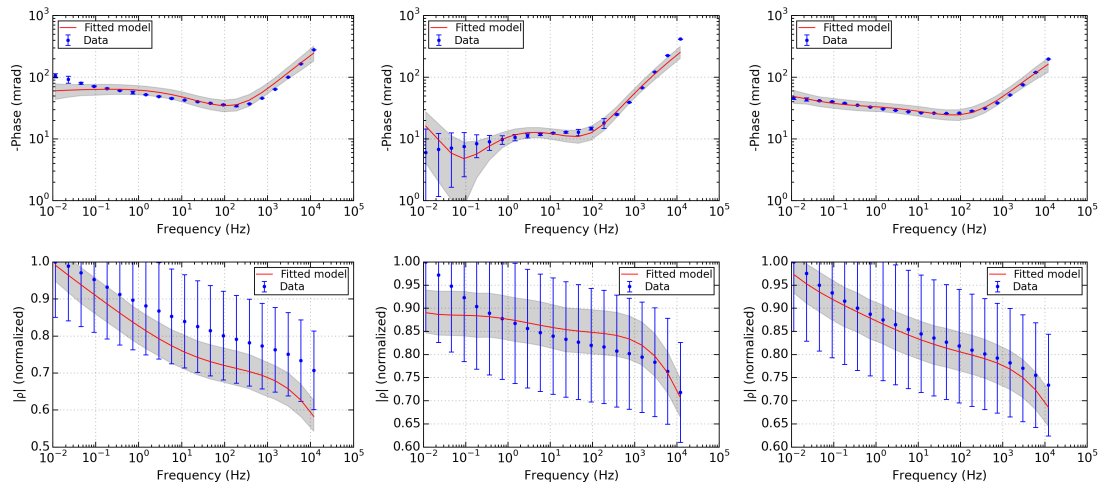
De gauche à droite : 2238854, 2238855, 2238858



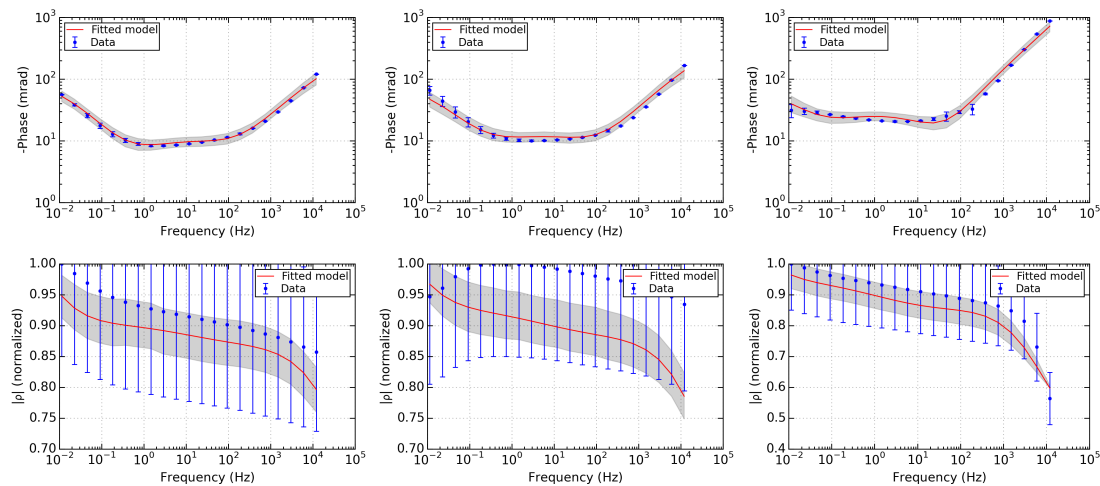
De gauche à droite : 2238859, 2238861, 2238863



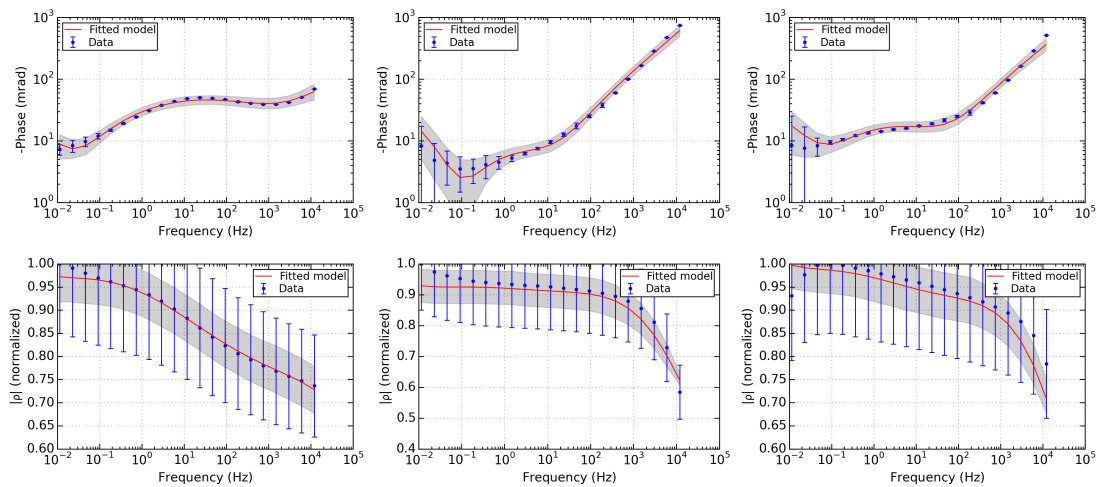
De gauche à droite : 2238865, 2238866, 2238867



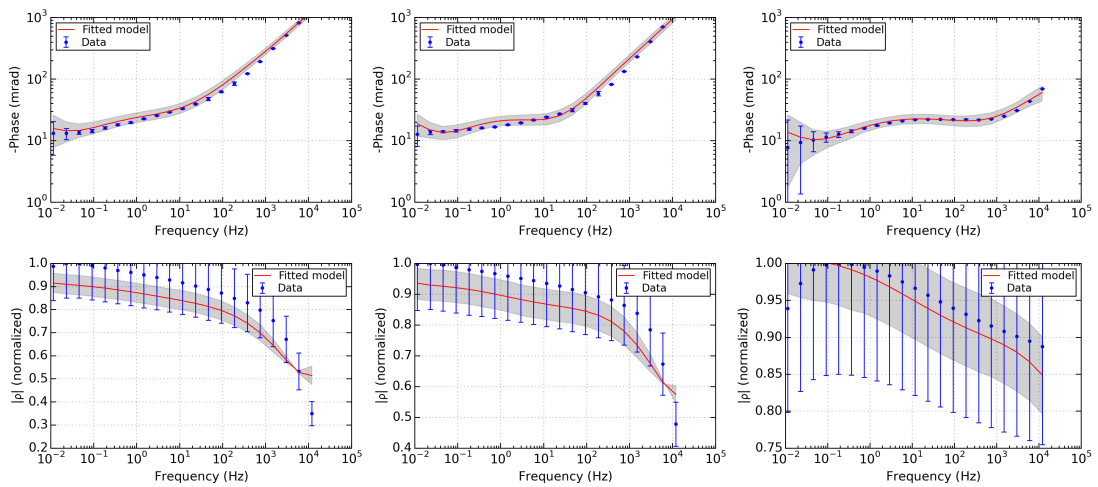
De gauche à droite : 2238869, 2238870, 2238872_4P



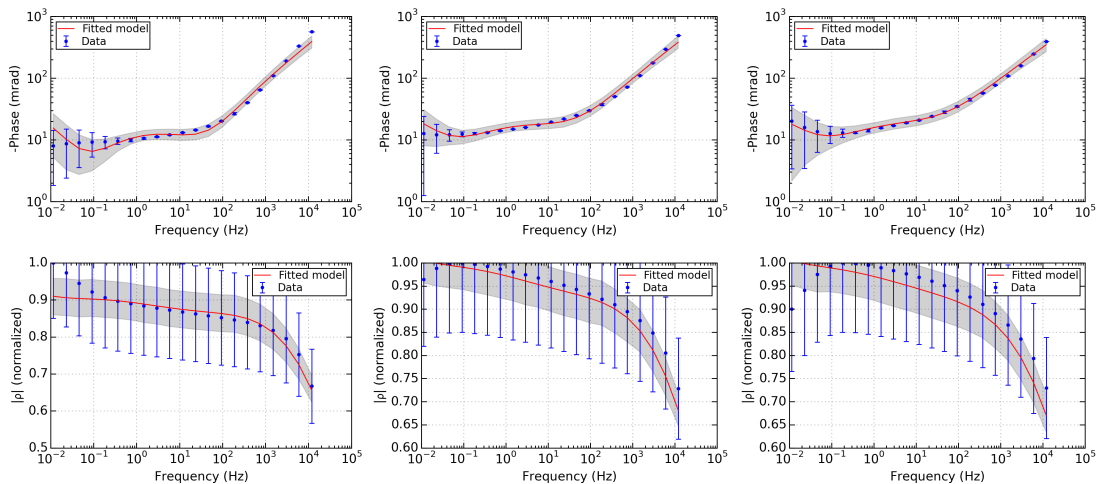
De gauche à droite : 2238872_2P, 2238873, 2238874



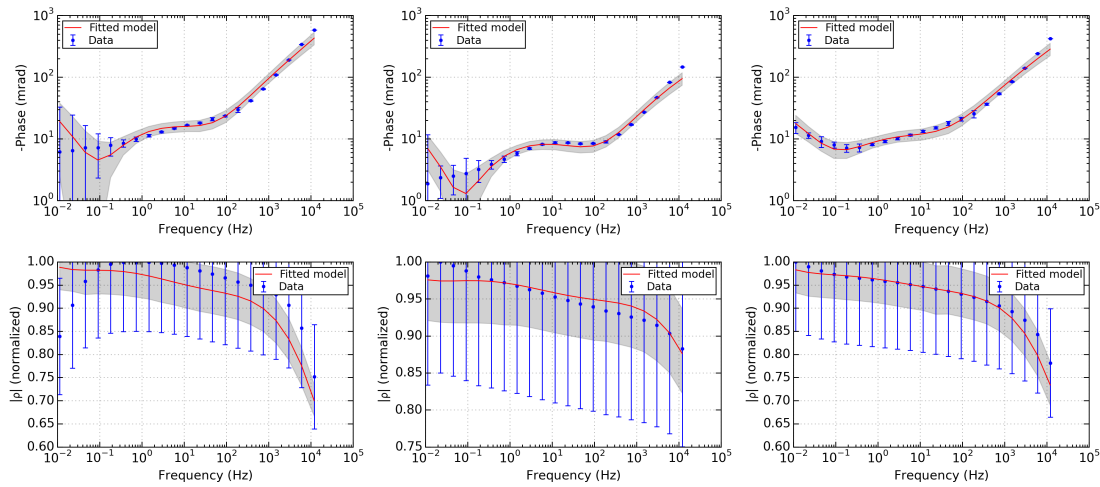
De gauche à droite : 2238875, 2238884, 2238886



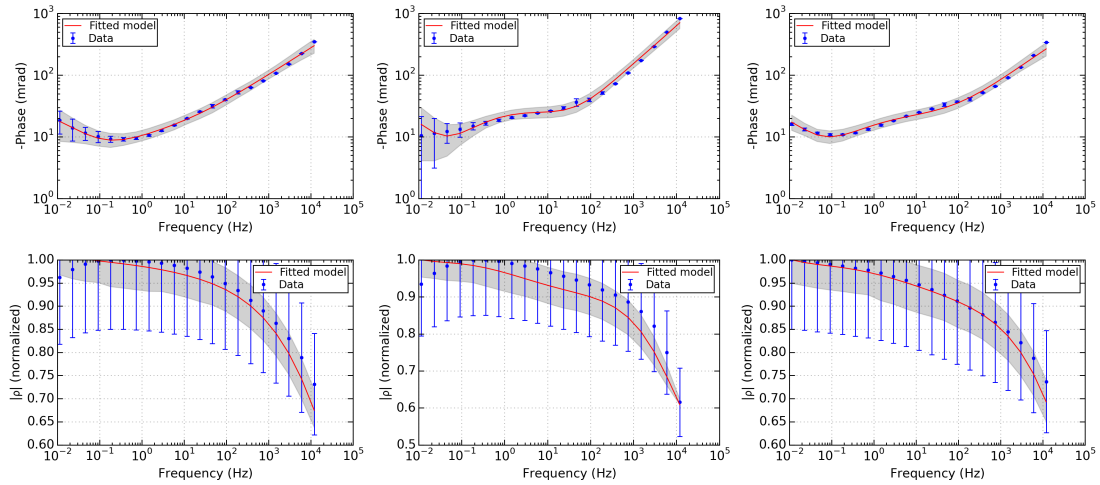
De gauche à droite : 2238887, 2238889, 2238905



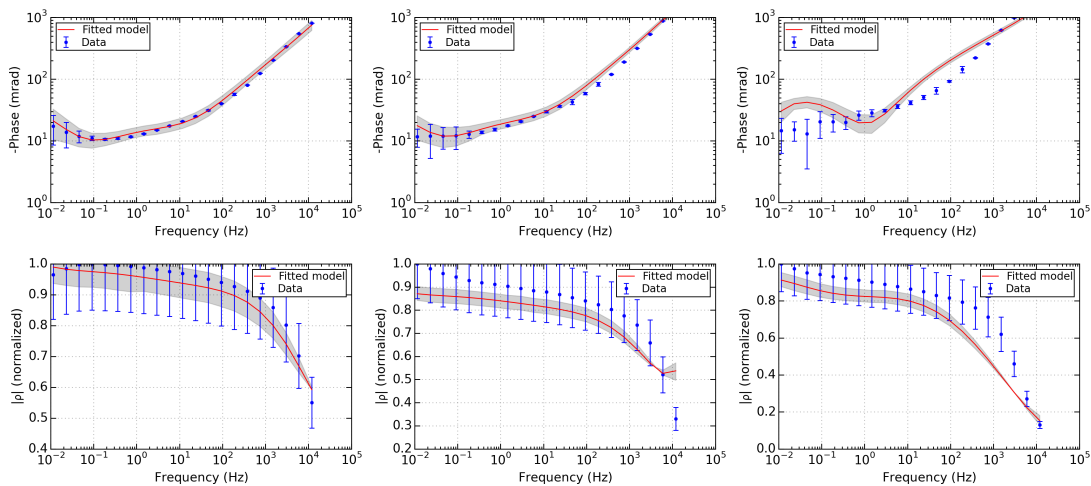
De gauche à droite : 2238908, 2238910, 2238912



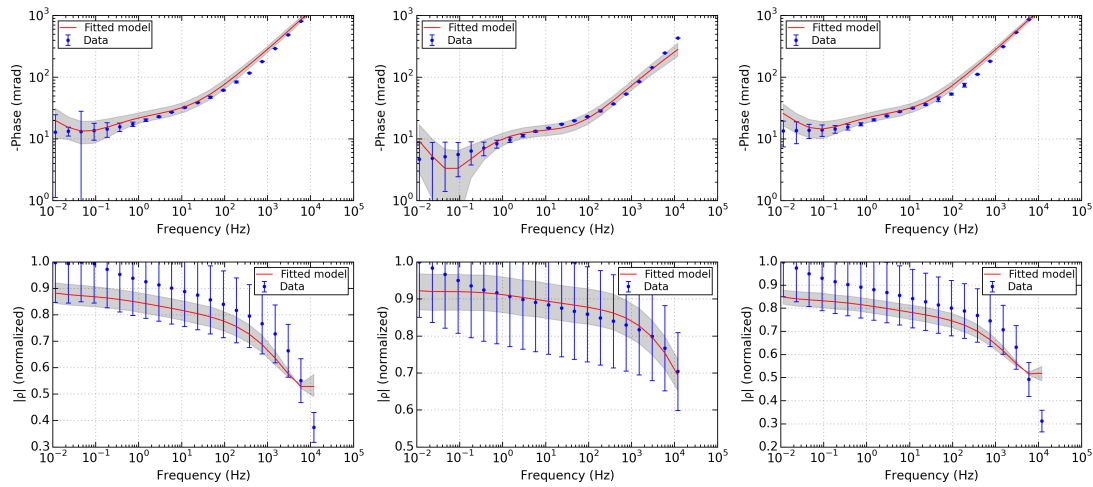
De gauche à droite : 2238913, 2238918, 2238921



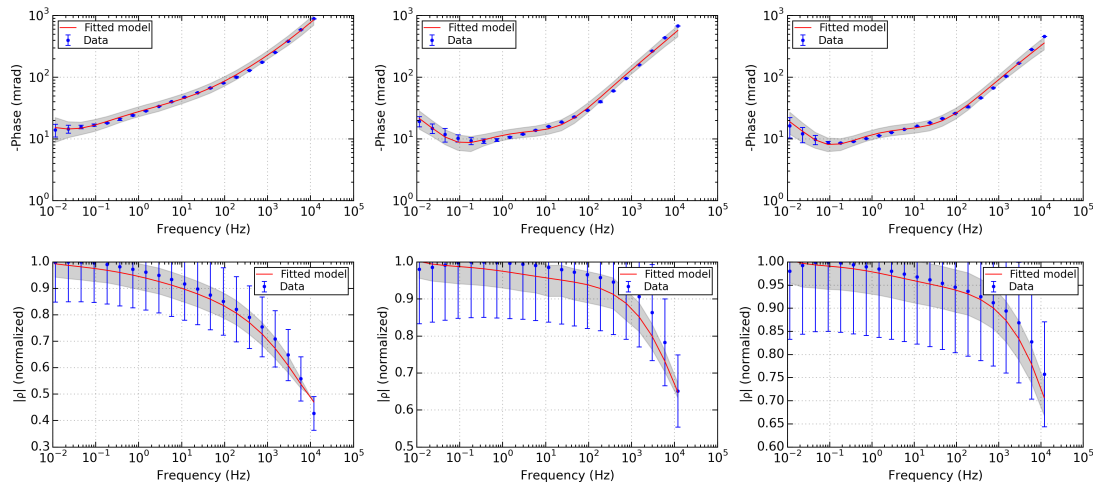
De gauche à droite : 2238929, 2238933, 2238934



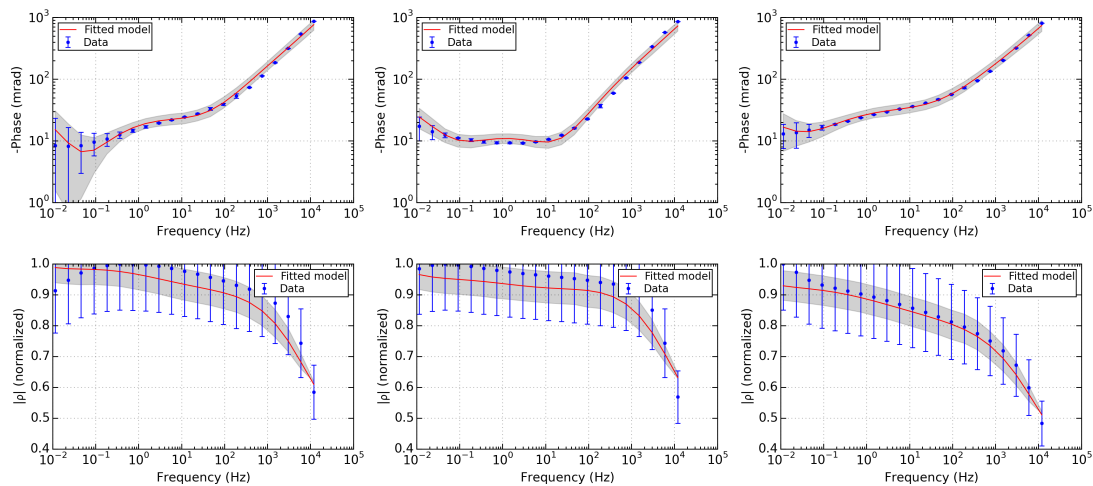
De gauche à droite : KB_002, KB_008, KB_015



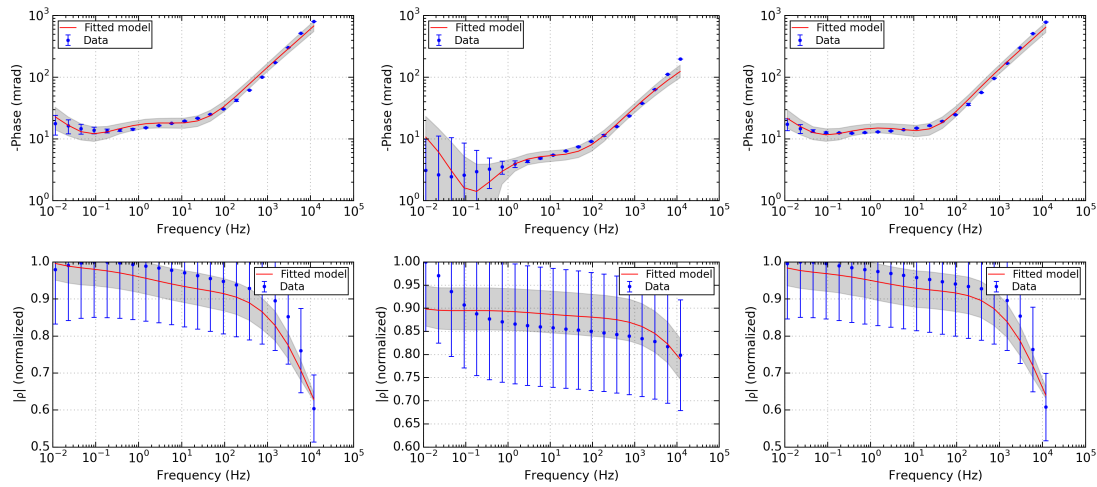
De gauche à droite : KB_022, KB_030, KB_032A



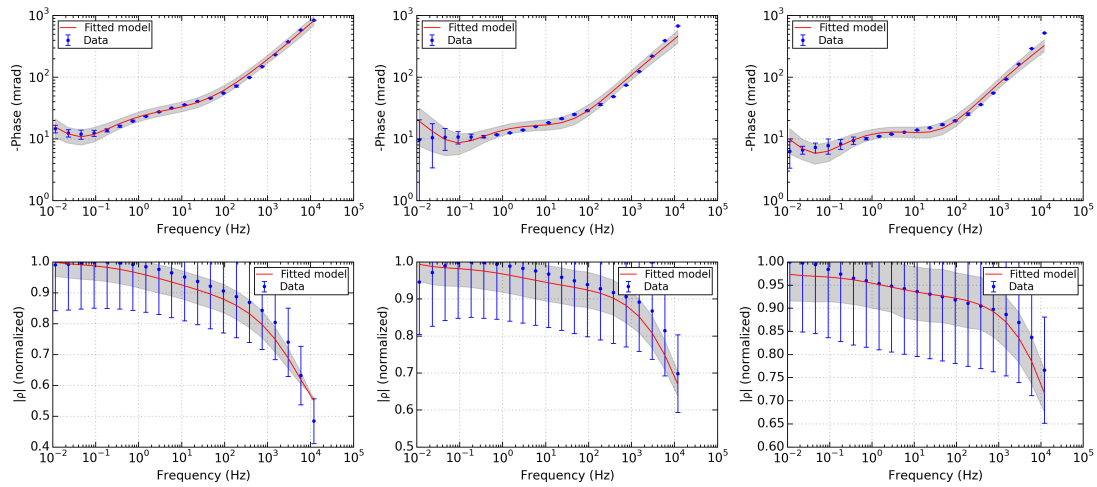
De gauche à droite : KB_033, KB_041, KB_047



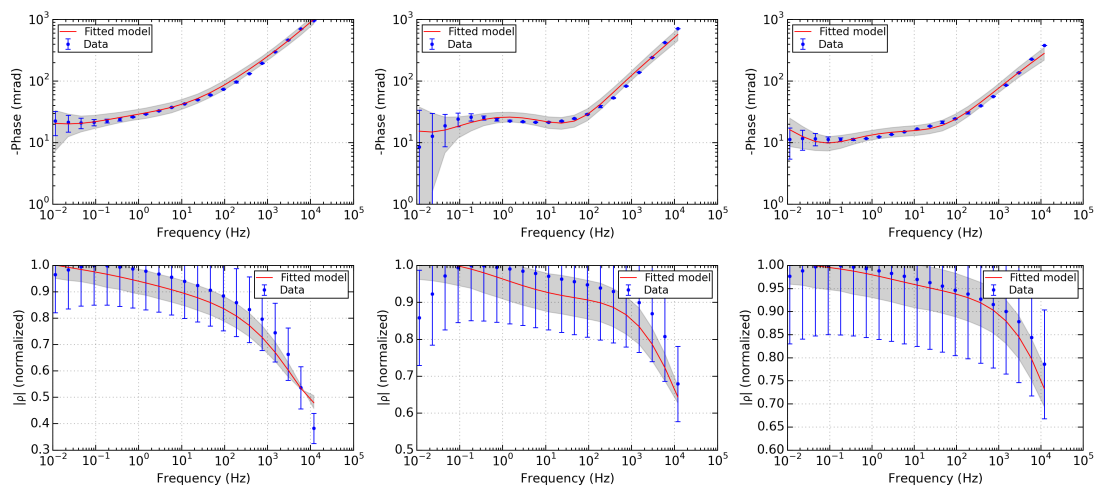
De gauche à droite : KB_048, KB_051, KB_053



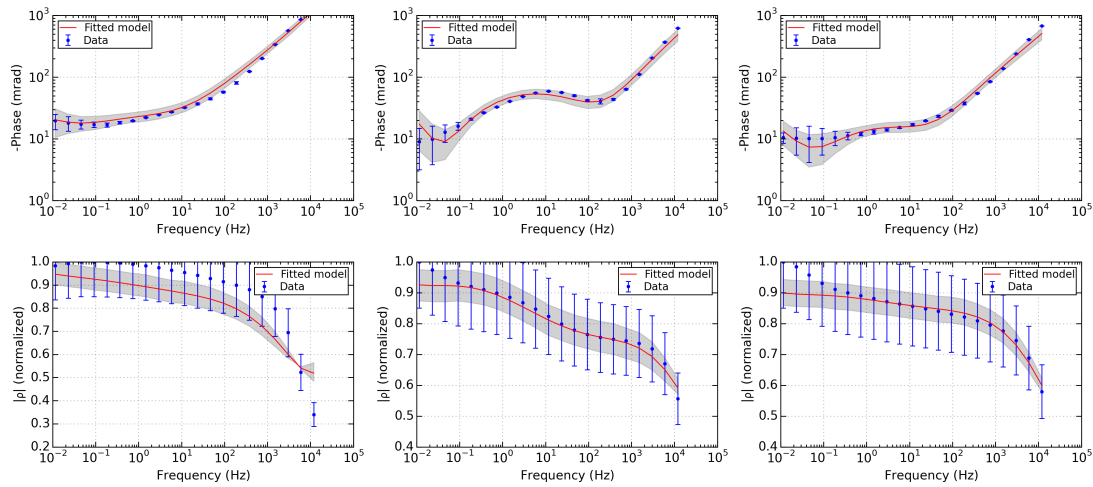
De gauche à droite : KB_056, KB_060, KB_061



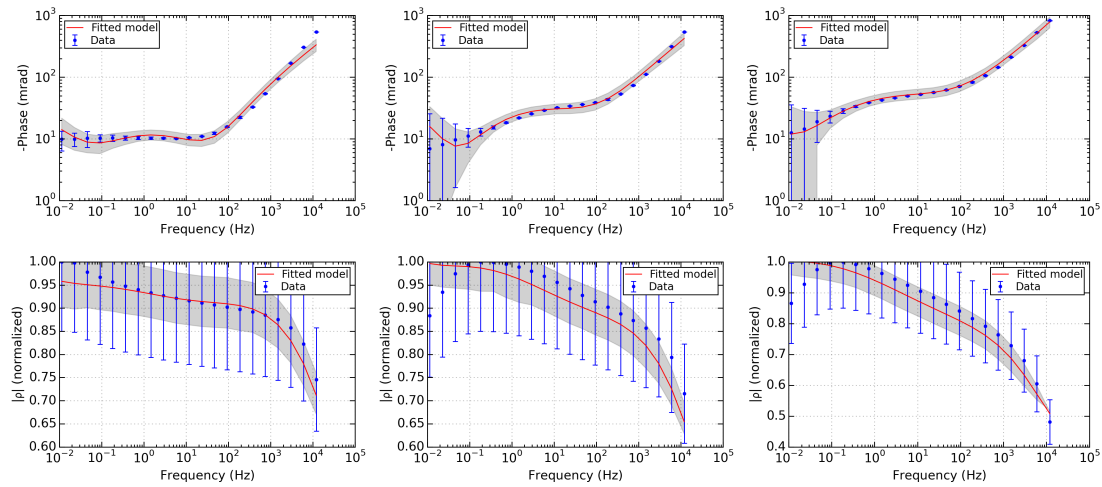
De gauche à droite : KB_066, KB_070, KB_072



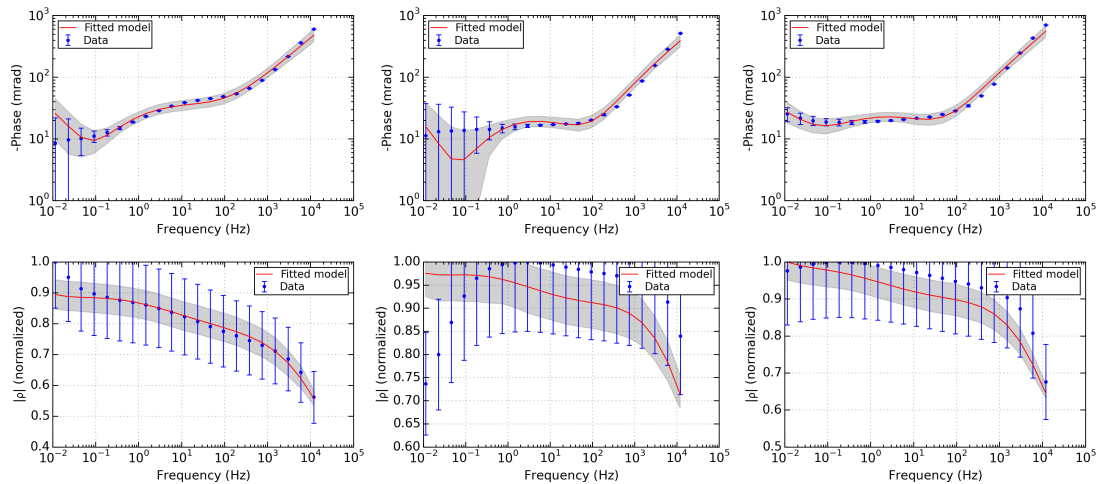
De gauche à droite : KB_073, KB_077, KB_085



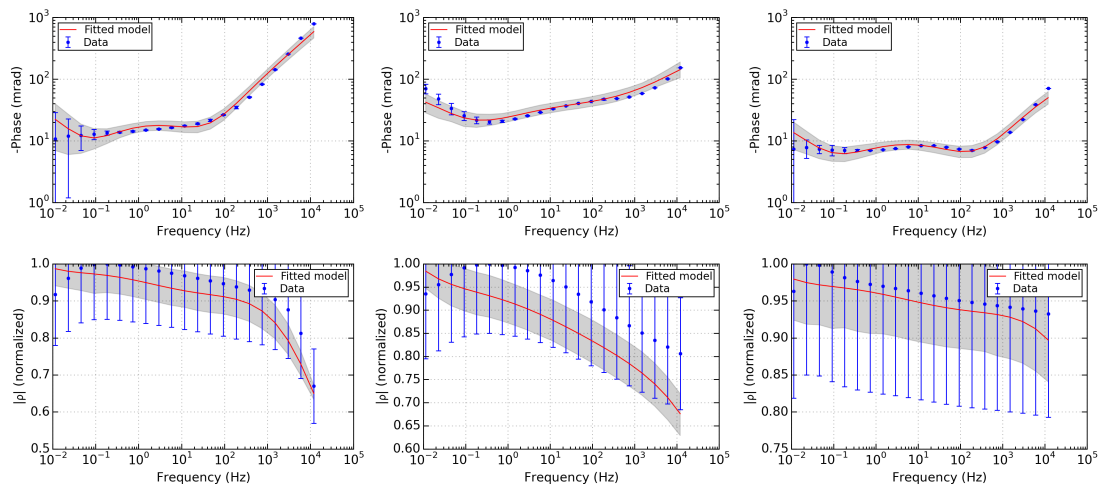
De gauche à droite : KB_092, KB_094, KB_096



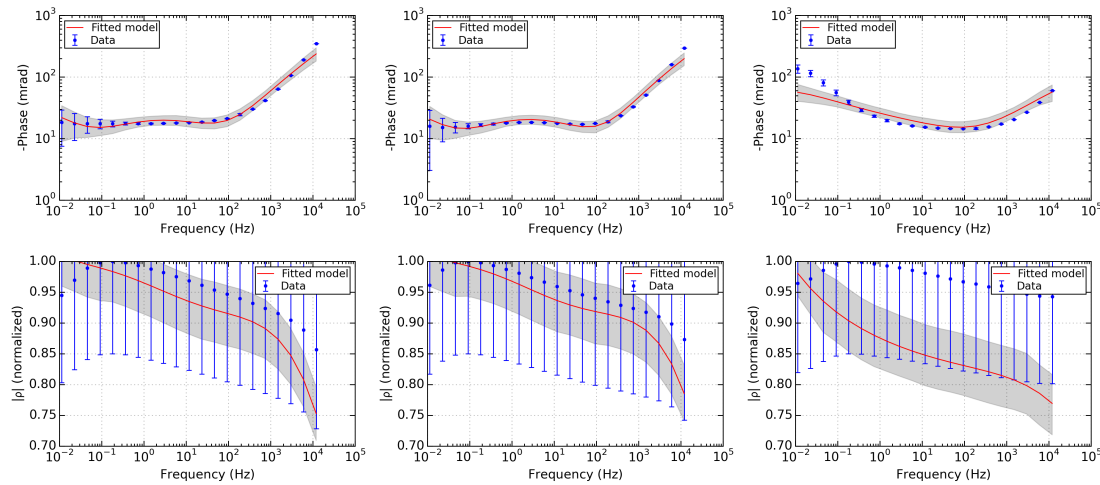
De gauche à droite : KB_102, 2325351, 2325353



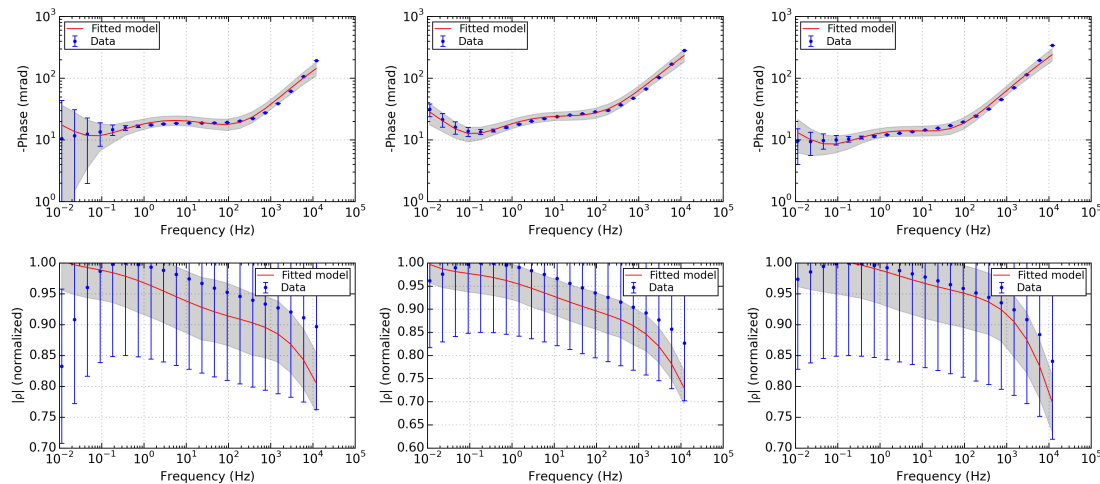
De gauche à droite : 2325354, 2325355, 2325356



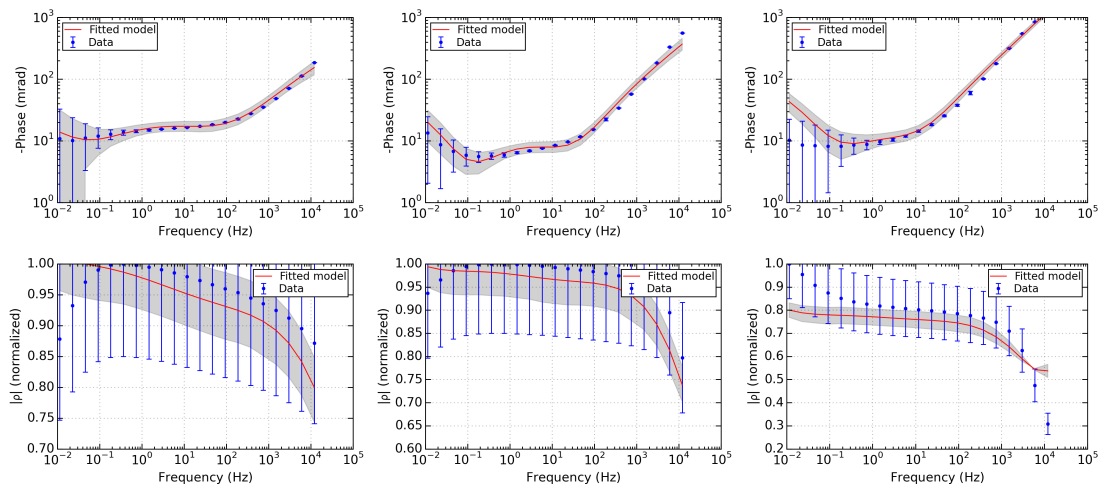
De gauche à droite : 2325357, 2325358, 2325359



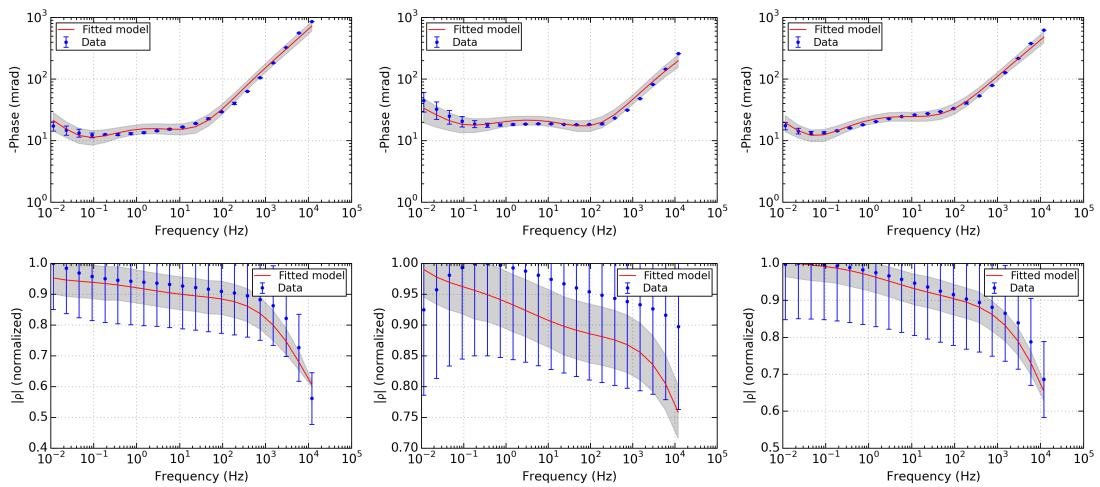
De gauche à droite : 2325360, 2325361, 2325362



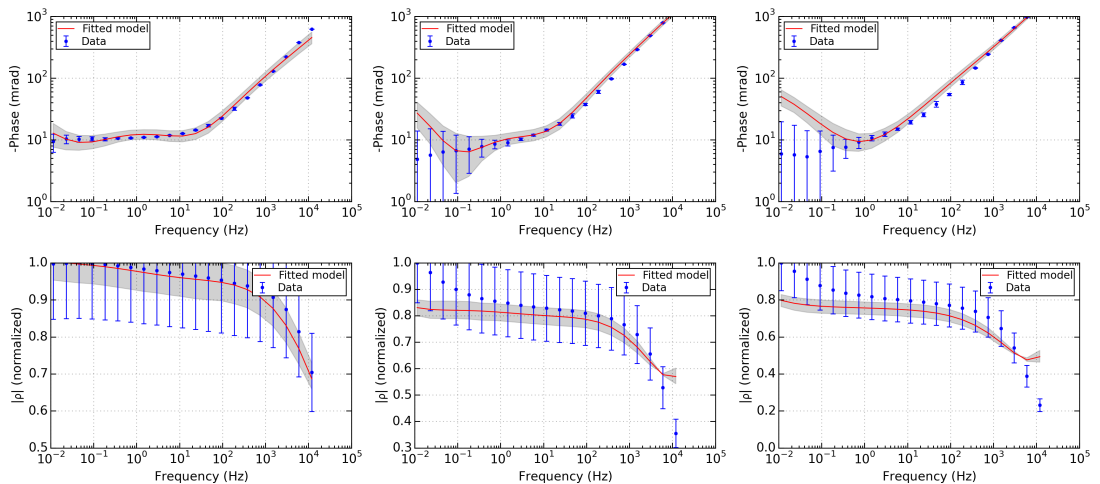
De gauche à droite : 2325363, 2325364, 2325366



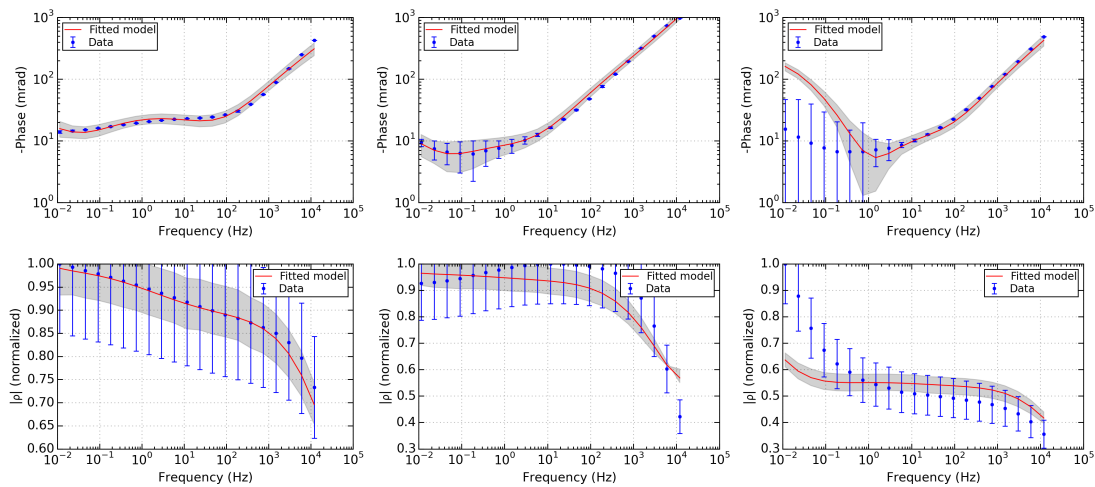
De gauche à droite : 2325367, 2325368, 2325369



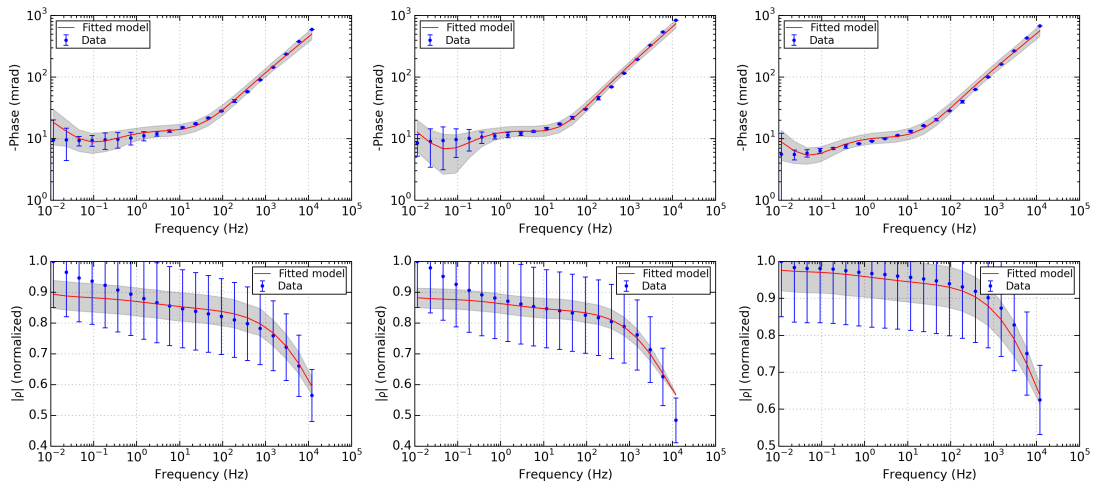
De gauche à droite : 2325370, 2325371, 2325373



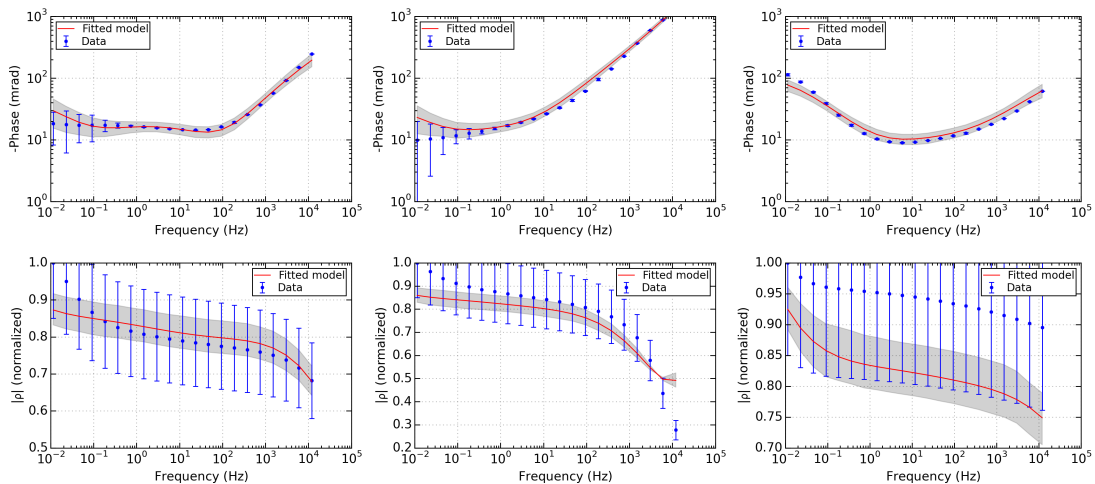
De gauche à droite : 2325374, 2325375, 2325376



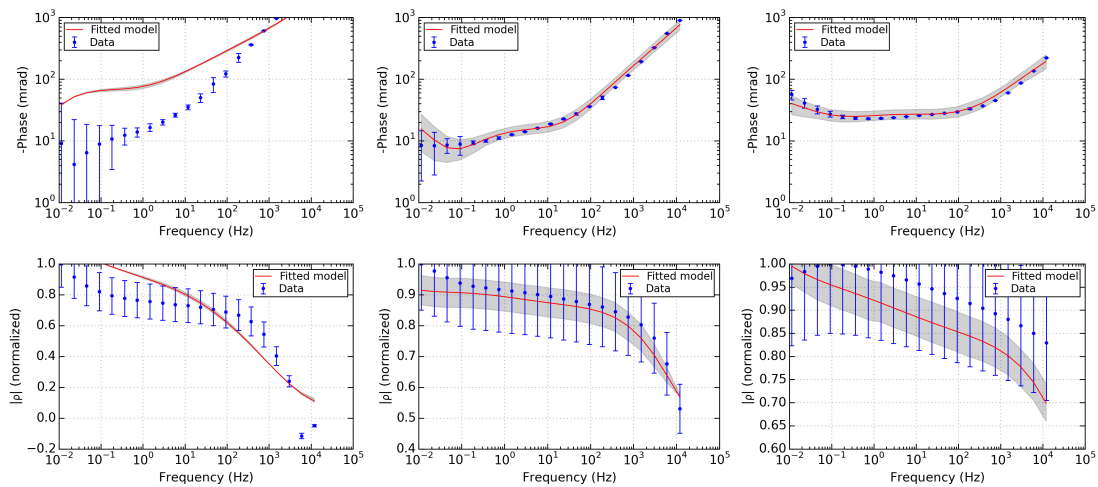
De gauche à droite : 2325377, 2325378, 2325379



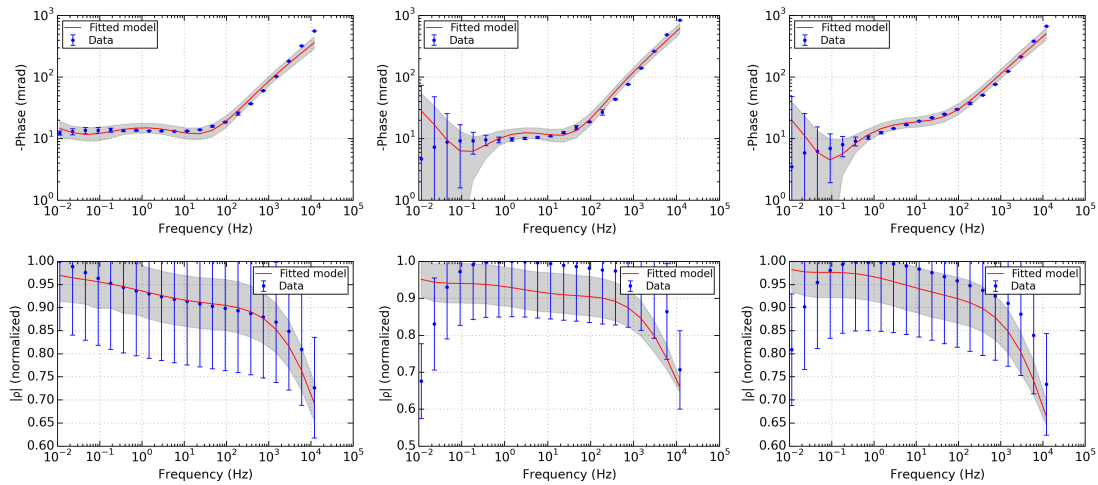
De gauche à droite : 2325380, 2325381, 2325382



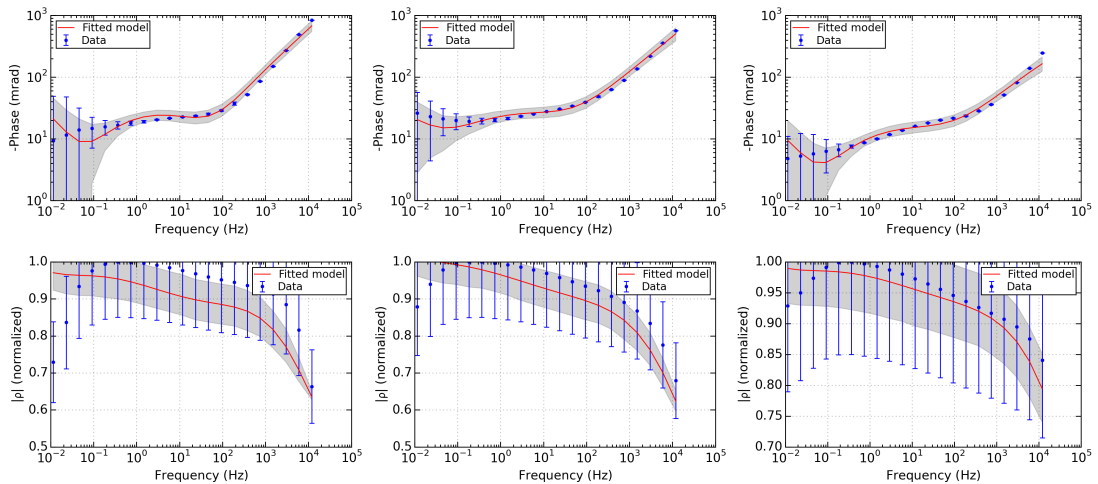
De gauche à droite : 2325383, 2325385, 2325386



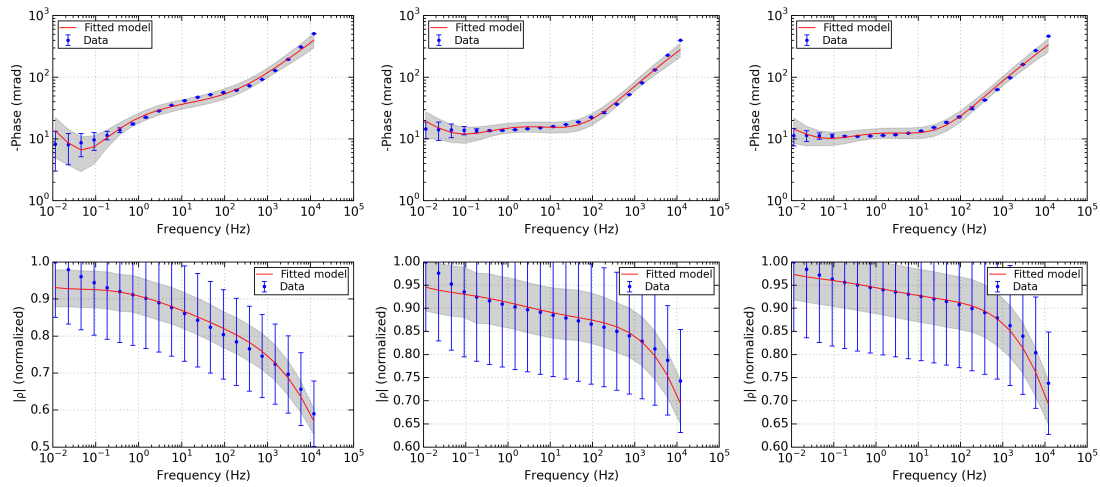
De gauche à droite : 2325387, 2325388, 2325389



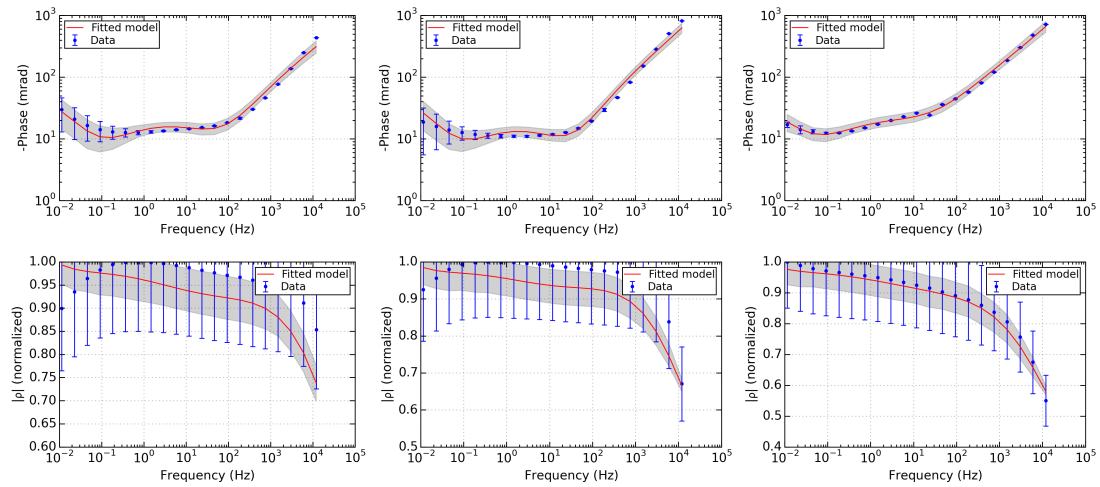
De gauche à droite : 2325390, 2325396, 2325398



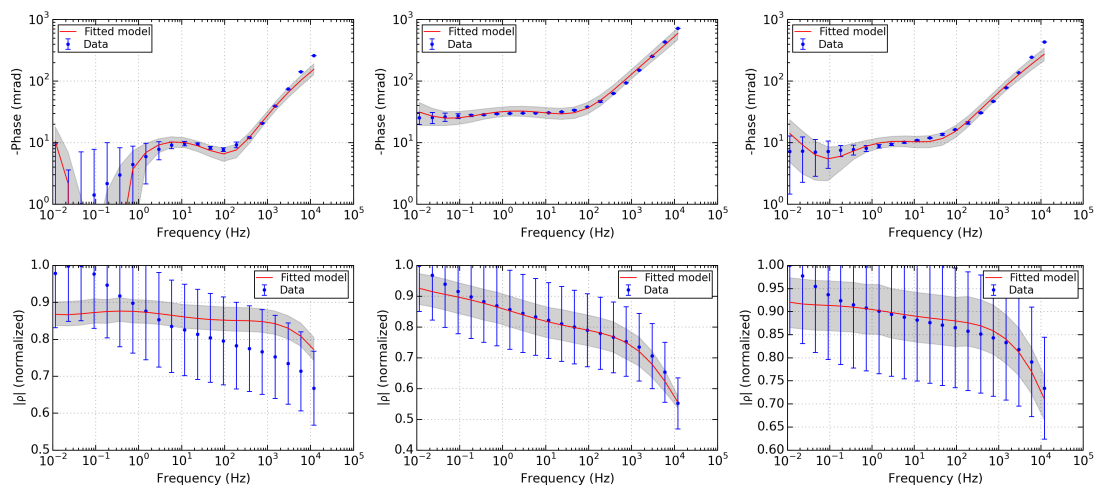
De gauche à droite : 2325399, 2325400, 2325402



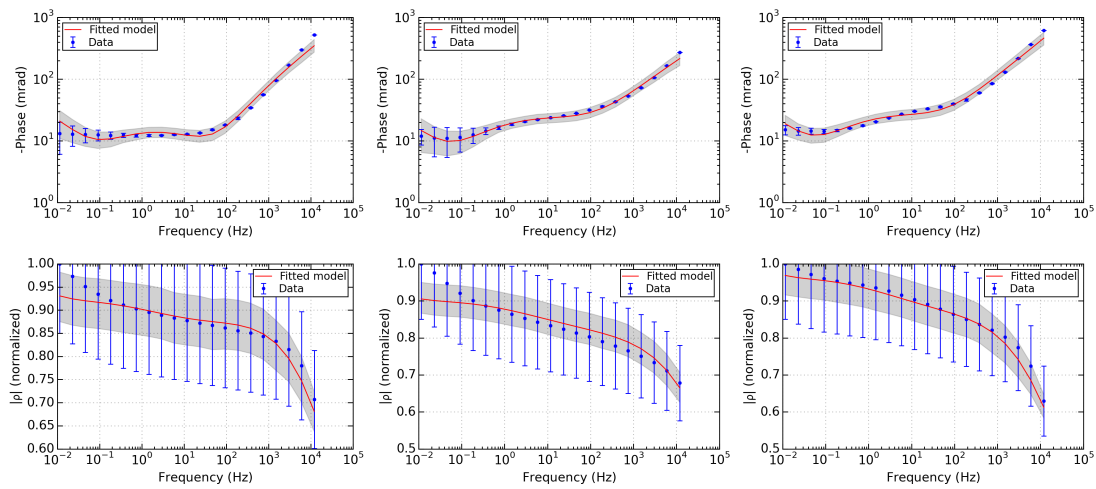
De gauche à droite : 2325403, 2325404, 2325405



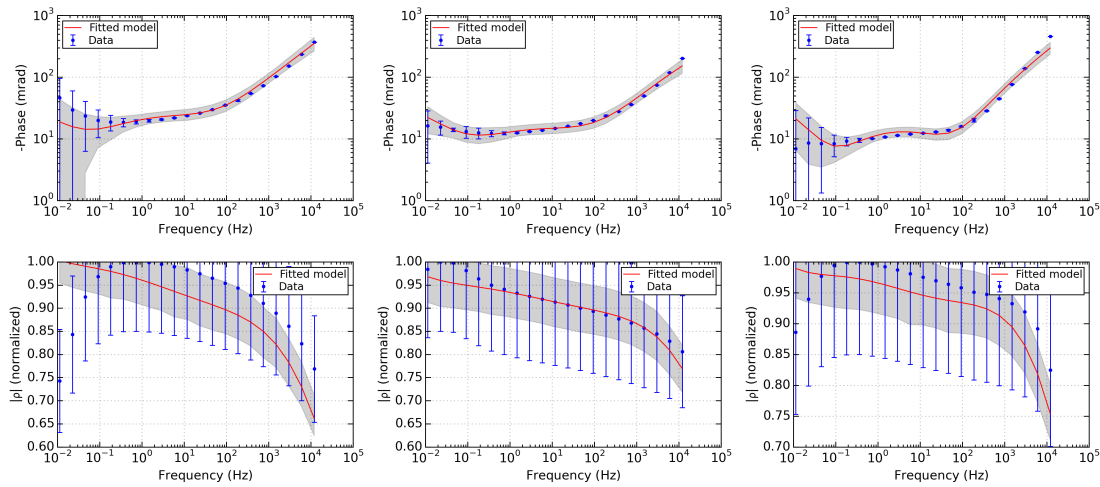
De gauche à droite : 2325406, 2325407, 2325408



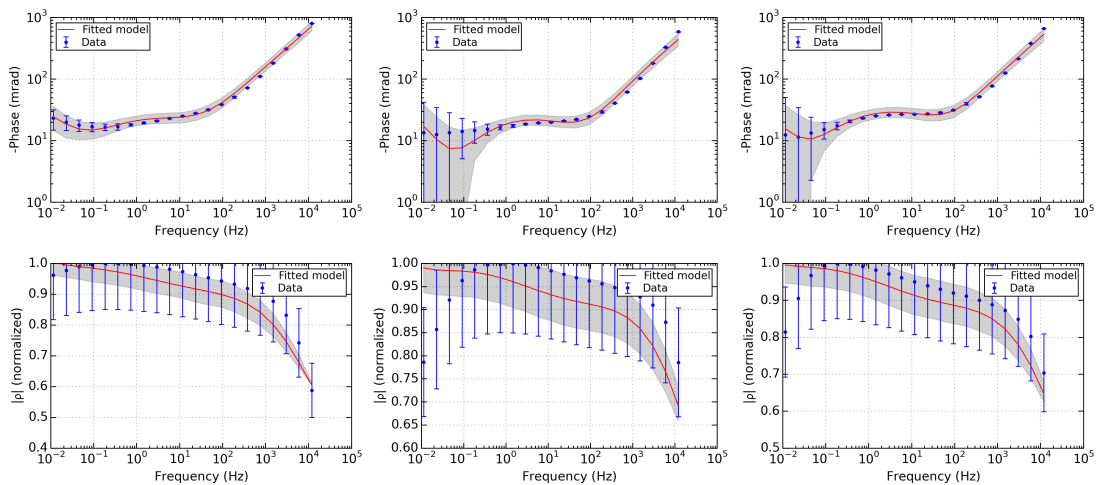
De gauche à droite : 2325409, 2325410, 2325411



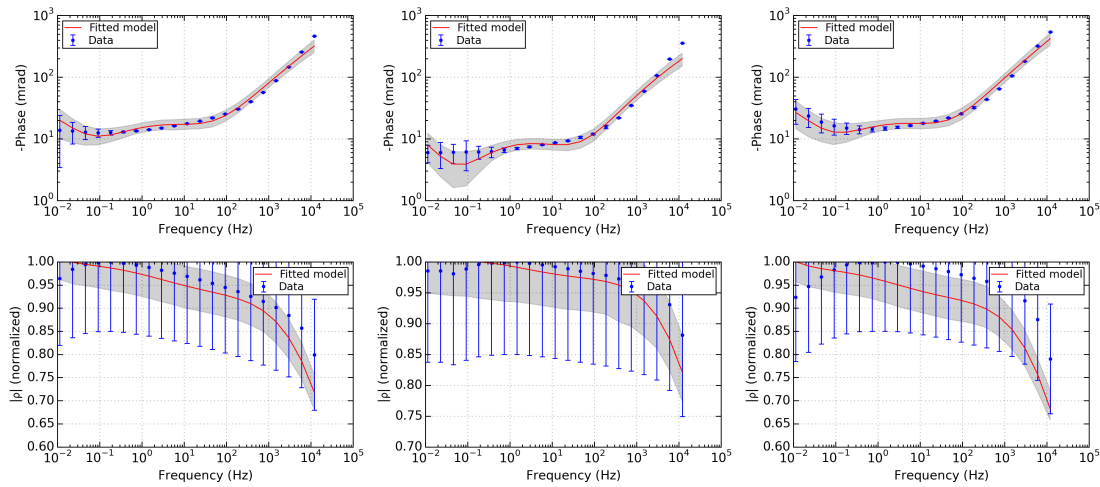
De gauche à droite : 2325412, 2325414, 2325416



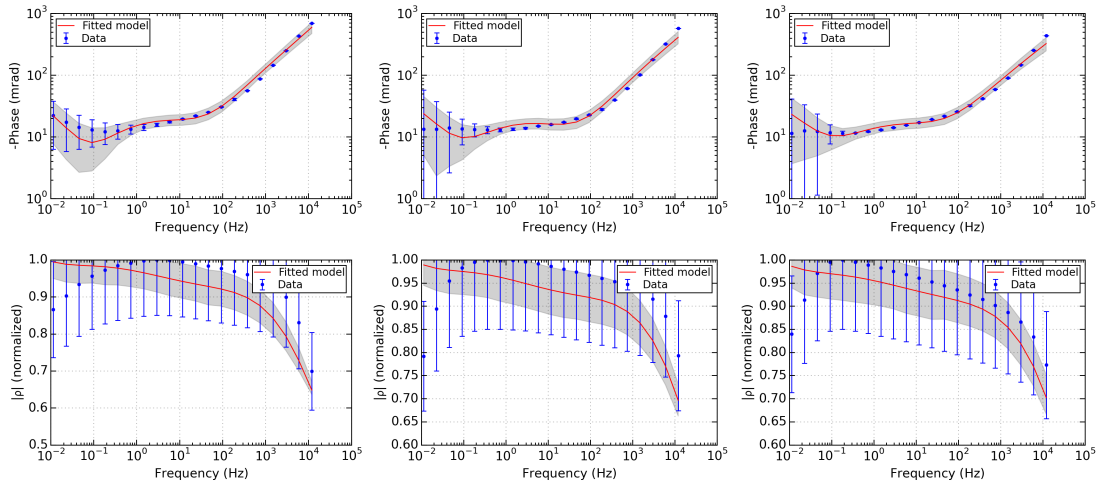
De gauche à droite : 2325417, 2325418, 2325420



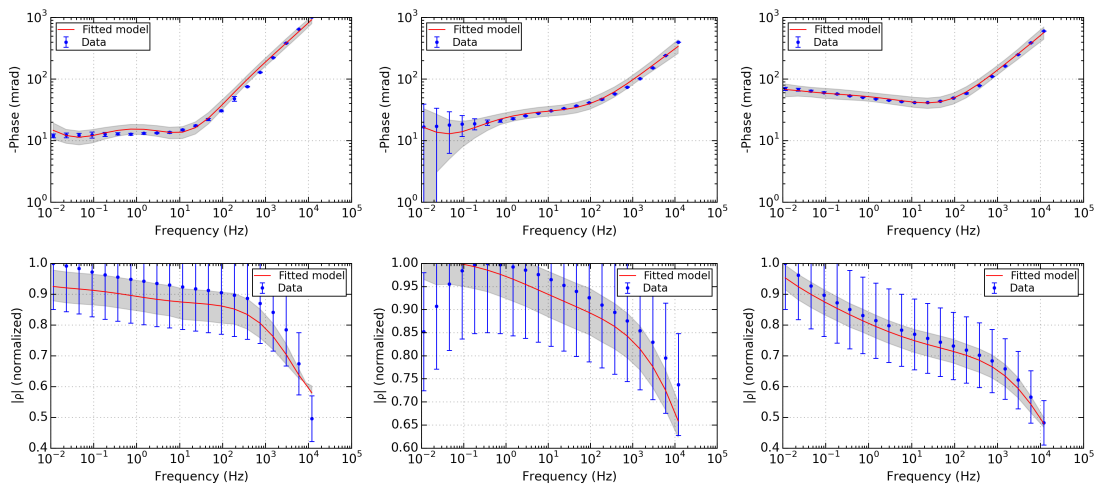
De gauche à droite : 2325421, 2325422, 2325423



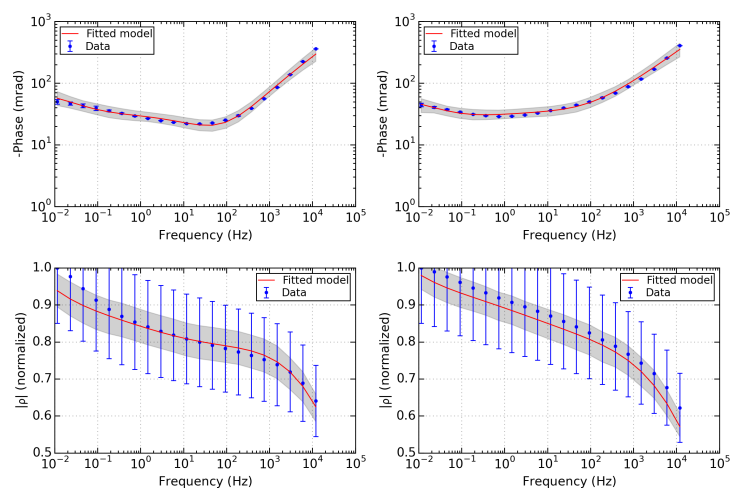
De gauche à droite : 2325424, 2325427, 2325428



De gauche à droite : 2325430, 2325431, 2325433

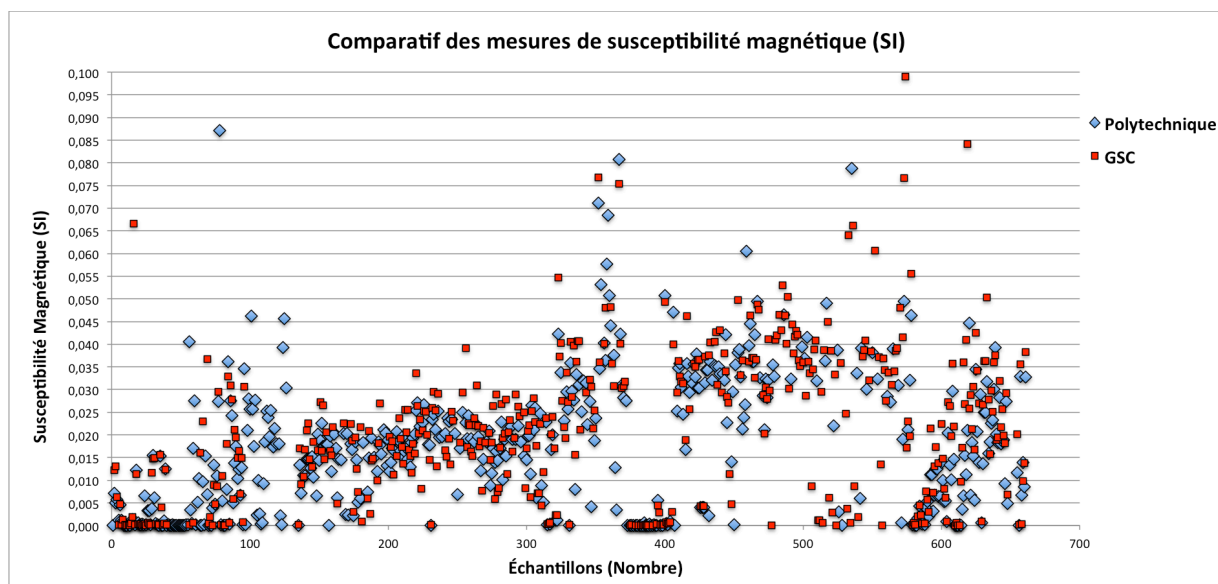


De gauche à droite : 2325434, 2247746, 2247747

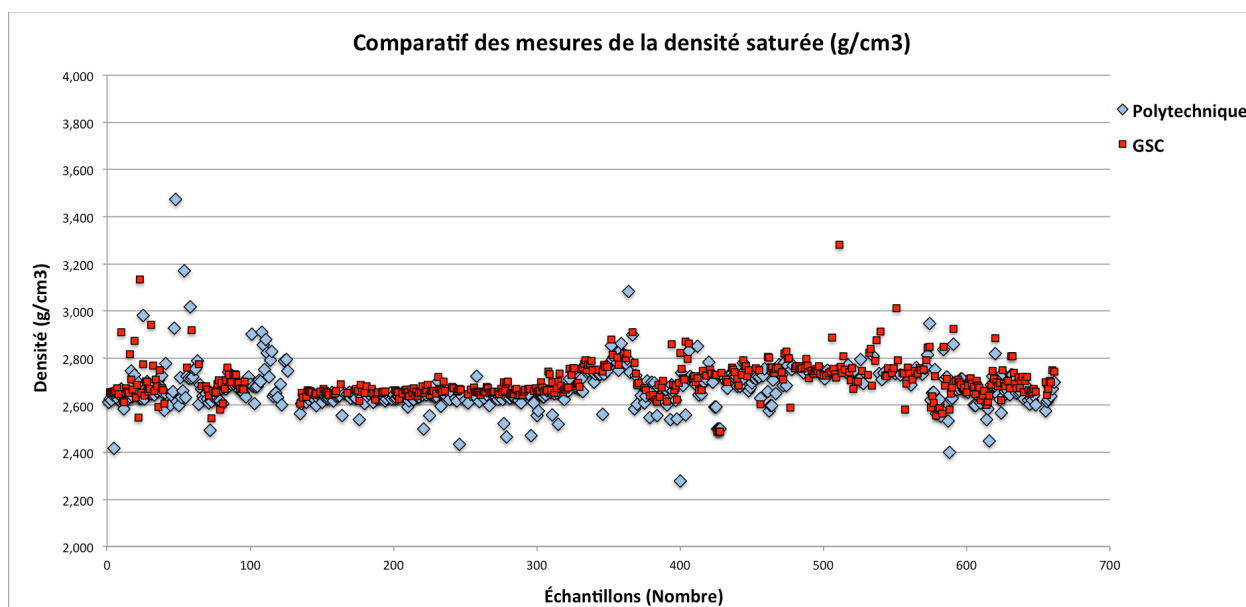


De gauche à droite : 2247748, 2247750

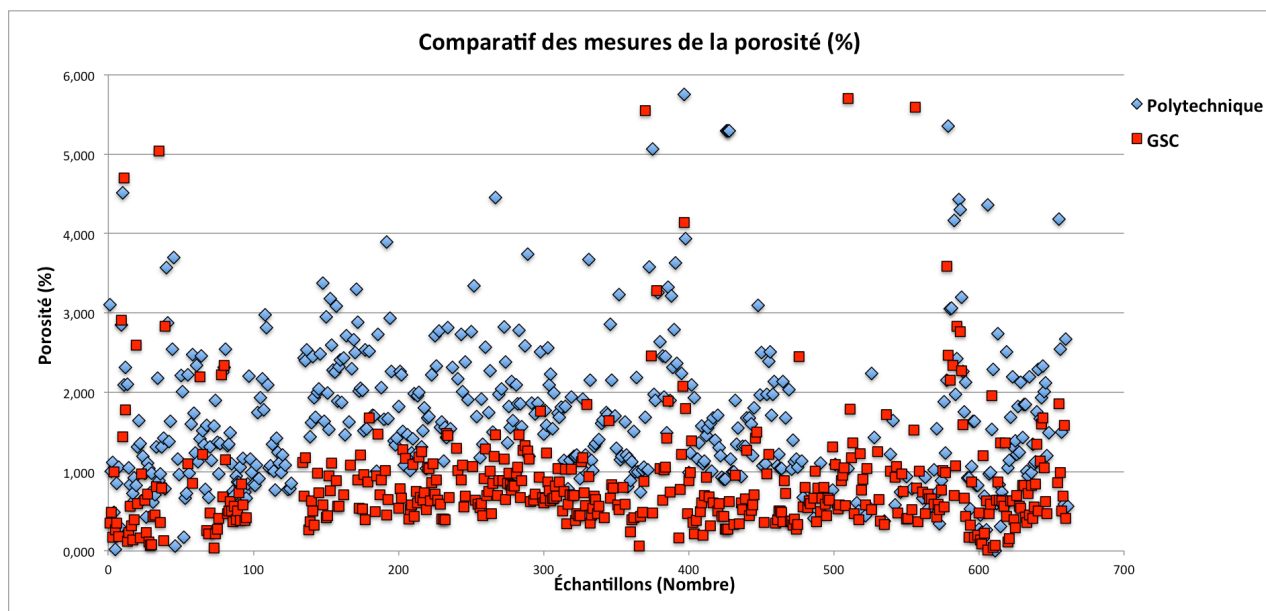
ANNEXE K – GRAPHIQUES COMPARATIF ENTRE LABORATOIRES



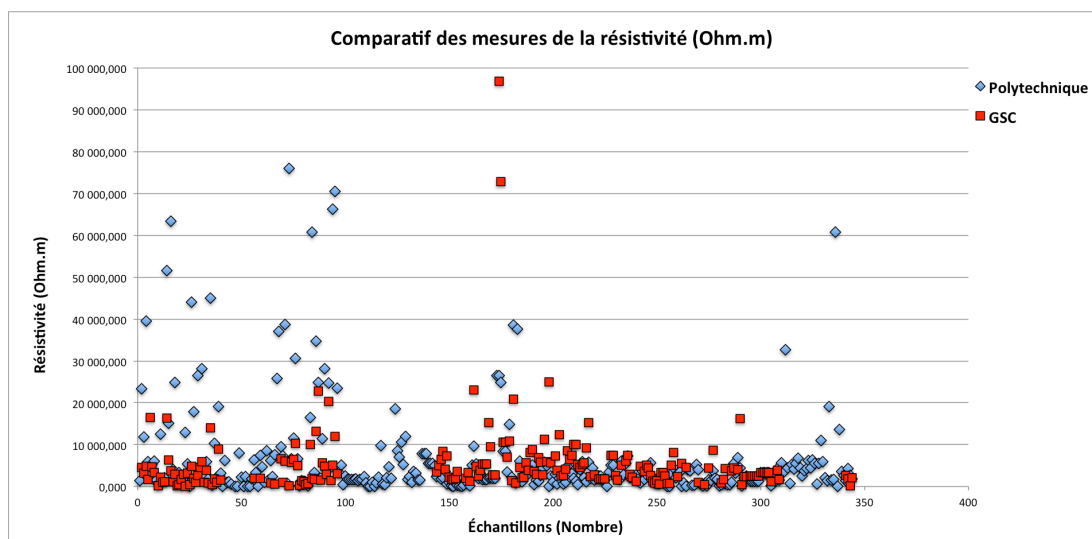
Comparaison des mesures de susceptibilité magnétique des laboratoires (GSC vs Polytechnique)



Comparaison des mesures de densité des laboratoires du GSC et Polytechnique.



Comparaison des mesures de porosité des laboratoires du GSC et Polytechnique.



Comparaison des mesures des résistivités des laboratoires du GSC et Polytechnique.