

Titre:	Modélisation 3D et interprétation géologique du flanc nord du camp minier de Matagami par intégration de données et inversions géophysiques
Title:	
Auteur:	Thibaut Astic
Author:	
Date:	2011
Type:	Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis
Référence:	Astic, T. (2011). Modélisation 3D et interprétation géologique du flanc nord du camp minier de Matagami par intégration de données et inversions géophysiques [Master's thesis, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie. https://publications.polymtl.ca/750/
Citation:	

Document en libre accès dans PolyPublie

Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/750/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Michel C. Chouteau
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

MODÉLISATION 3D ET INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DU FLANC
NORD DU CAMP MINIER DE MATAGAMI PAR INTÉGRATION DE
DONNÉES ET INVERSIONS GÉOPHYSIQUES

THIBAUT ASTIC

DÉPARTEMENT DES GÉNIES 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)
DÉCEMBRE 2011

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

MODÉLISATION 3D ET INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DU FLANC NORD DU CAMP
MINIER DE MATAGAMI PAR INTÉGRATION DE DONNÉES ET INVERSIONS
GÉOPHYSIQUES

Présenté par : ASTIC Thibaut

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise 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, directeur de recherche

M. KEATING Pierre, Ph.D, membre

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont à mon directeur de recherche Michel Chouteau pour son suivi et sa disponibilité et ce même au plus fort de son emploi du temps ainsi qu'à Isabelle d'Amours, géophysicienne au MRNF, pour toute l'aide précieuse qu'elle m'a apportée. Je remercie également Pierre Pilote, géologue et métallogéniste au MRNF, avec qui j'ai pu travailler et beaucoup apprendre durant la campagne de terrain 2010 et même après. Je tiens aussi à saluer toute l'équipe d'exploration de Xstrata Zinc Mine Matagami, en particulier Michel Allard et Michel Dessureault, respectivement géophysicien et géologue, pour m'avoir donné accès à leurs équipements et données. Enfin, je remercie grandement Abderrezak Bouchedda, post-doctorant à l'École Polytechnique, pour les avis et conseils qu'il a pu m'apporter au cours de mes travaux.

RÉSUMÉ

Le camp minier de Matagami se compose essentiellement de roches ignées archéennes de composition felsique à mafique métamorphisées au faciès schiste vert. Le camp est caractérisé par une structure de chevauchement régionale de différentes écailles tectoniques kilométriques liée à la collision avec l'Opatica. Les unités du flanc nord (32F13 Sud-Est) se composent de différentes écailles qui ont été verticalisées sous l'effet de la collision. Le camp de Matagami est connu pour ses gisements polymétalliques, majoritairement cuivre et zinc, de type Sulfures Massifs Volcanogènes.

Un modèle 3D a été construit par l'intégration de données géoscientifiques géoréférencées, aussi bien géophysiques que géologiques et géochimiques, provenant des différents travaux du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, de la Commission Géologique du Canada et de l'industrie. Des inversions non contraintes et contraintes des données gravimétriques et magnétiques ont été réalisées pour valider ou compléter les interprétations de l'architecture du flanc nord et mettre en évidence de possibles secteurs intéressants pour l'exploration minière. Les différentes unités sont reconnues au sein des inversions par leurs traces en surface et à travers une étude statistique de leurs densités et susceptibilités magnétiques.

Les résultats des inversions confirment les géométries des unités en surface ainsi que leur orientation subverticale. Les inversions gravimétriques indiquent que les unités visibles en surface du flanc nord se prolongent très profondément sur plusieurs kilomètres. La phase pyroxénitique du Complexe de la Rivière Bell présente un pendage subvertical vers le sud. Le pluton d'Olga ne présente pas de rétrécissement notable de sa géométrie à l'exception de son extrémité ouest qui apparaît comme une apophyse. Une importante masse inconnue, pouvant correspondre à une intrusion mafique synvolcanique non affleurante, apparaît au sein des volcanites de la rivière Allard. L'association d'un fort magnétisme aux alentours d'un gisement en enclave dans le complexe gabbroïque de Radiore constitue un possible vecteur d'exploration pour l'industrie minière dans un contexte où les vecteurs géologiques sont peu nombreux.

ABSTRACT

The Matagami mining camp consists mostly of Archean felsic to mafic igneous rocks, metamorphosed to greenschist facies. This camp is characterized by a regional overlapping of several kilometers thick tectonic chips related to the collision with the Opatica. The units of the northern flank (32F13 South-East) consist in different chips that were verticalized as a result of this collision. The Matagami camp is well known for its polymetallic, mostly copper and zinc, VMS deposits.

A 3D Common Earth Model was built by integrating georeferenced geophysical, geological and geochemical data from the ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, the Canada Geological Survey and the industry. The aim of this project is to achieve unconstrained and constrained inversions of gravity and magnetic data in order to validate or complete interpretations of the architecture of the northern flank and also to highlight potential areas of interest for a mineral exploration. The inversions allow to distinguish the different units due to their traces on the surface and through a statistical analysis of their densities and magnetic susceptibilities.

The results of the inversions confirm the surface geometry and the vertical orientation of the units. The gravity inversions indicate that units visible on the surface of the northern flank extend vertically over several kilometers deep. The pyroxenitic phase of Bell River Complex has a subvertical dip to the south. The Olga pluton shows no significant narrowing of its geometry, with the exception of the west end, which appears to be an apophysis. A major unknown mass, which may correspond to a synvolcanic mafic intrusion that does not outcrop, appears in the volcanics of the Allard River. Radiore sector is of particular interest for mineral exploration with the potential presence of massive sulphides in enclaves.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ.....	IV
ABSTRACT.....	V
TABLE DES MATIÈRES	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	XI
LISTE DES FIGURES.....	XII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XV
LISTE DES ANNEXES	XVI
CHAPITRE 1 INTRODUCTION ET REVUE DE LITTÉRATURE	1
1.1 Introduction	1
1.2 Localisation	4
1.3 Cadre du projet.....	4
1.4 Problématique et enjeux	5
1.5 Cadre géologique.....	6
1.5.1 Géologie générale de Matagami.....	6
1.5.2 Géologie du Flanc nord (feuillet 32F13 Sud-Est)	11
1.6 Travaux précédents sur les propriétés physiques des roches	14
1.7 Travaux précédents de géophysiques	14
1.8 Aperçu de l'inversion	15
1.9 Apport de ce projet.....	16
CHAPITRE 2 MÉTHODOLOGIE ET TRAVAUX PRÉLIMAIRES.....	19
2.1 Méthodologie	19
2.1.1 Pertinence des méthodes géophysiques choisies.....	19

2.1.2 Inventaire des données disponibles	19
2.1.3 Choix de la zone d'intérêt	21
2.1.4 Adaptation des données aux problématiques	21
2.1.5 Intégration des données	21
2.1.6 Choix des paramètres et inversions	22
2.2 Choix des logiciels	22
2.3 Description des paramètres d'inversion disponibles:.....	22
2.3.1 Pondération en profondeur (<i>Depth Weighting</i>) :	23
2.3.2 La fonction objectif	24
2.3.3 Modèle initial	25
2.3.4 Modèle de référence	26
2.3.5 Paramètres de lissages directionnels (<i>Length Scale</i>) :	26
2.3.6 Paramètre de régularisation de la fonction objectif (<i>Tradeoff parameter</i>):	26
2.3.7 Paramètres de pondération locaux ou paramètres de (<i>Smallness</i>):	27
2.3.8 Quelques remarques supplémentaires	27
CHAPITRE 3 TRAITEMENTS DES DONNÉES ET PRÉPARATION DES INVERSIONS.	29
3.1 Levé gravimétrique de la CGC.....	29
3.1.1 Traitement	29
3.1.2 Analyse qualitative.....	32
3.2 Levé magnétique de la CGC	33
3.2.1 Traitement du levé.....	33
3.2.2 Analyse qualitative.....	35
3.3 Nomenclature des analyses des propriétés physiques	35
3.3.1 Nomenclature des échantillons.....	35

3.3.2 Nomenclature des analyses statistiques.....	36
3.4 Analyse de la densité des lithologies.....	37
3.4.1 Méthode de mesure et erreur associée.....	37
3.4.2 Inventaire, positions, carte des échantillons, erreurs relatives	38
3.4.3 Comparaison NORMAT/Archimède	39
3.4.4 Résultats : distribution par lithologie	41
3.4.5 Cas des roches effusives mafiques	42
3.4.6 Tableau des résultats et comparatifs de l'analyse statistique :	44
3.4.7 Discussion	46
3.4.8 Conclusion sur la densité.....	46
3.5 Analyse des susceptibilités magnétiques des lithologies	47
3.5.1 Susceptibilité vraie et susceptibilité apparente.....	47
3.5.2 Inventaire, positions, carte des mesures sur échantillon et sur le terrain :	48
3.5.3 Comparaison mesure sur échantillon/in situ	49
3.5.4 Distribution par lithologie	50
3.5.5 Discussion et conclusion sur la susceptibilité magnétique.....	53
3.6 Diagramme croisé densité, susceptibilité et lithologie.....	54
3.7 Conclusion.....	55
3.8 Remarque sur l'altération	56
CHAPITRE 4 CHOIX DU MODÈLE, DES PARAMÈTRES D'INVERSIONS ET DES CONTRAINTES	57
4.1 Construction du modèle	57
4.1.1 Extension géographique	57
4.1.2 Taille des cellules	57
4.1.3 Détermination de la taille de la zone tampon (<i>padding</i>)	57

4.2 Choix des paramètres de départ	58
4.2.1 Choix des paramètres de pondération en profondeur (<i>Depth Weigthing</i>)	58
4.2.2 Choix des paramètres de lissage directionnelles (<i>Length scale</i>)	60
4.2.3 Modèle initial et modèle de référence	60
4.2.4 Paramètre de pondération de la fonction objectif (<i>Tradeoff parameter</i>)	61
4.3 Construction des contraintes	62
4.3.1 Modèle géologique initial.....	62
4.3.2 Contrainte géologique	66
4.3.3 Contraintes de valeurs frontières	66
CHAPITRE 5 RÉSULTATS DES INVERSIONS	69
5.1 Inversion non contrainte.....	69
5.1.1 Gravimétrie.....	69
5.1.2 Magnétométrie	72
5.2 Inversion contrainte.....	75
5.2.1 Gravimétrie.....	75
5.2.2 Magnétométrie	78
5.2.3 Effets des contraintes	80
5.3 Précision sur l'anomalie positive, au nord du platon Olga, dans les volcanites de la rivière Allard	81
5.3.1 Analyse de profils.....	81
5.3.2 Modélisation directe en 2D½	84
5.3.3 Inversions	85
5.3.4 Apport des données magnétiques	87
5.4 Précisions sur le secteur de Radiore	88
5.5 Profondeur d'investigation	90

5.5.1	Évaluation de la profondeur d'investigation de la gravimétrie	90
5.5.2	Évaluation de la profondeur d'investigation en magnétométrie	91
CHAPITRE 6	DISCUSSION ET CONCLUSION	95
6.1	Réponse aux problématiques structurales et minières.....	95
6.2	Ambigüités et incertitudes.....	96
6.3	Discussion sur le choix de la régionale	97
6.4	Effet du mort terrain	97
6.5	Effet de la topographie	99
6.6	Effets de l'élargissement des données et influence de la zone tampon.....	100
6.7	Conclusion.....	101
6.8	Possibilités et Travaux futurs	102
RÉFÉRENCES		104
ANNEXES		110

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Tableau des productions des différentes mines du camp (Source: Xstrata Zinc Canada, Donner Metals).....	10
Tableau 3.1: Nomenclature des familles lithologiques	36
Tableau 3.2: Résultats de l'analyse statistique de la densité des lithologies	44
Tableau 3.3: Tableau comparatif avec d'autres travaux disponibles	45
Tableau 3.4: Tableau de l'analyse de la susceptibilité magnétique	52
Tableau 4.1: Paramètres d'inversion retenues pour les modèles interprétés	62
Tableau 4.2 : Tableau récapitulatif des contraintes sur les propriétés physiques des régions	65
Tableau 5.1 : Convergence et temps de calcul des inversions gravimétriques.....	80
Tableau 5.2: Convergence et temps de calcul des inversions magnétiques	80
Tableau 5.3: convergence et temps de calcul des inversions gravimétriques pour l'anomalie des volcanites de la Rivière Allard	86
Tableau 5.4: Tableau des valeurs de susceptibilité magnétique du modèle synthétique	93
Tableau 5.5: Convergence et temps de calcul des inversions magnétiques de la réponse du modèle synthétique	93

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Localisation géographique de la ville de Matagami (point rouge) (source: Google Maps, pris le 24/10/11).....	4
Figure 1.2: Carte de la sous-province de l'Abitibi et du Pontiac et localisation (cadre pointillé) de la zone d'étude (modifiée de Simard et al.,1990 et Hocq, 1990).....	6
Figure 1.3: Carte géologique du camp minier de Matagami (modifiée de Xstrata Zinc Canada et Donner Metals, mis jour avec les interprétations de P. Pilote (Pilote, Debreil, Williamson, Rabeau, & Lacoste, 2011)))	7
Figure 1.4: Carte géologique du feuillet 32F13 (Source: MRNF; Pilote, 2010).....	11
Figure 1.5 : Carte géologique au 1 :20000 ^e du secteur d'étude (selon Pilote, 2010)	12
Figure 3.1 : Variogramme isotrope des données (en noir) et variogramme sphérique synthétique (en rouge) en fonction de la distance (en mètres)	30
Figure 3.2: Grille de l'anomalie de Bouguer résiduelle dans la zone d'intérêt après traitements (lignes fines noires: lignes de niveaux; ligne épaisse noire: route principale et limite du feuillet; en triangle noir : emplacements des stations)	31
Figure 3.3: Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer dans la zone d'intérêt (prolongement vers le haut de 300 m pour lisser)	31
Figure 3.4 : Grille du champ magnétique résiduel dans la zone d'intérêt après traitements (lignes fines noires: lignes de niveaux; lignes épaisses noires: route principale et limite du feuillet)	34
Figure 3.5: Carte du gradient magnétique vertical dans la zone d'intérêt	34
Figure 3.6 : Schéma explicatif des analyses type <i>boxplot</i> (modifié de l'aide de Statistica 10).....	36
Figure 3.7 : Système de mesure de densité de Xstrata Zinc mine Matagami.....	37
Figure 3.8: Carte des densités mesurées des échantillons de terrain (cadre bleu : zone d'intérêt) et emplacements des forages sélectionnés pour les mesures de densité (cercle blanc).....	39
Figure 3.9: Comparaison des mesures de densité obtenues avec celles calculées par la méthode NORMAT.....	40

Figure 3.10: Distribution des densités en fonction de la lithologie (flèche: tendance attendue; légende au tableau 3.1).....	41
Figure 3.11: Distribution des densités des basaltes (trait pointillé : séparation entre les deux distributions normales; courbe)	42
Figure 3.12: Carte des densités des basaltes (en bleu : basaltes de densité inférieure à 2,9 g/cm ³ , limités à un secteur mis en évidence par l'ellipse bleue; en rouge : basaltes de densité supérieure à 2,9 g/cm ³).	43
Figure 3.13 : Carte du champ magnétique et des mesures de susceptibilité magnétique (cadre noir : limite du feuillet 32F13; cadre bleu : zone d'intérêt)	48
Figure 3.14: Distribution des susceptibilités magnétiques des échantillons en fonction de la lithologie (échelle log; flèche: tendance qualitative attendue; légende au tableau 3.1)	50
Figure 3.15 : Distribution des mesures de susceptibilité in situ en fonction de la lithologie (échelle log; flèche: tendance qualitative attendue; légende au tableau 3.1)	50
Figure 3.16: Diagramme croisé des densités et des susceptibilités magnétiques (légende au tableau 3.1; ellipse violette : famille d'intrusions felsiques magnétiques; ellipse verte : différentes familles de volcanites mafiques)	54
Figure 4.1: Profil nord-sud présentant (de gauche à droite), l'extension verticale du platon Olga, du dyke gabbroïque, et des différentes phase à du complexe de la Rivière Bell avec $\beta=2,5$ (image a) et $\beta=1$ (image b)	59
Figure 4.2: Voxet des régions géologiques définies à l'aide des gradients gravimétriques et magnétiques (échelle verticale de 1; lignes noires : contacts géologiques; lignes rouges : failles).....	63
Figure 4.3: Modélisation de la réponse gravimétrique a priori du modèle initial et comparaison avec les données gravimétriques	64
Figure 5.1 : Résultat de l'inversion gravimétrique non contrainte. a) Coupe horizontale à 750m de profondeur sous la surface de l'inversion non contrainte des données de gravité (en noir : contours géologiques; en rouge : failles) b) Profil (vue du sud) du platon Olga. c) Profil (vue de l'ouest) du CRB.....	71

Figure 5.2: Résultat de l'inversion magnétique non contrainte. a) Coupe horizontale à 750m de profondeur sous la surface (en noir : contours géologiques; en rouge : failles) b) Profil (vue de l'ouest) du CRB et des dykes gabbroïques.....	74
Figure 5.4: Voxet de la zone de modélisation (échelle verticale de 0.5) avec surfaces d'isodensité permettant de retrouver certaines lithologies majeures. En violet: Pluton de Olga; en marron: phase pyroxénitique du CRB; en vert : structure inconnue (unités en mètres)	77
Figure 5.5: Résultat de l'inversion contrainte. a) Coupe horizontale à 750m de profondeur (en noir : contours géologiques; en rouge : failles). b) Profil (vue de l'ouest) du CRB et des dykes gabbroïques.	79
Figure 5.6: Profils gravimétriques (interpolés) de l'anomalie au nord du pluton Olga (en noir : points de mesures)	83
Figure 5.7 : Modélisation en 2D ½ du profil 1 (en noir les points de données).....	84
Figure 5.8 : Modélisation en 2D ½ du profil 2 (en noir les points de données).....	85
Figure 5.9: Profil (vue du sud à Y= 5519850m) de l'anomalie gravimétrique. a) Inversion non contrainte. b) Inversion contrainte	86
Figure 5.10: Inversion dans le secteur de Radiore. a) Localisation géographique (cadre noir). b) Coupe de l'inversion dans le secteur de Radiore à 250m (noir: contours géologiques; rouge: failles; ellipses : positions des fortes anomalies magnétiques; point blanc : mine Radiore 2)	89
Figure 5.11: Étude de la profondeur d'investigation de la magnétométrie. a) Modèle synthétique 3D de susceptibilité (échelle verticale de 0,5). b) Profil (vue de l'ouest) du modèle. c) Profil retrouvé en inversion contrainte avec interfaces et limite de susceptibilité à 0,2 SI.....	94
Figure 6.1: Épaisseur de mort-terrain de la zone estimée à partir des forages et des affleurements (Δ : emplacement des forages et des affleurements)	99

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

CRB	Complexe ignée de la Rivière Bell
CGC	Commission Géologique du Canada
I1	intrusion felsique
I2	intrusion intermédiaire
I3	intrusion mafique
I4	intrusion ultramafique
INRS-ETE	Institut Nationale de Recherche Scientifique – Eau, Terre, Environnement
LAMROC	laboratoire mobile de caractérisation physique, minéralogique et chimique des roches
MRNF(Q)	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec
NORMAT	Normative Minerals and Alteration (Piché & Jebrak 2004)
RMS	<i>Root Mean Square</i> (moyenne quadratique)
SMV	Sulfures Massifs Volcanogènes
T1	tuf felsique
T2	tuf intermédiaire
T3	tuf mafique
UBC-GIF	University of British-Columbia – Geophysical Inversion Facility (Université de Colombie-Britannique – Laboratoire d’Inversion Géophysique)
UQAC	Université du Québec à Chicoutimi
V1	volcanite felsique
V2	volcanite intermédiaire
V3	volcanite mafique
VRA	Volcanites de la Rivière Allard

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS DE TERRAIN.....	110
ANNEXE 2: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS DE FORAGES.....	123
ANNEXE 3: DENSITÉS NORMAT, AU STANDARD DES FACIÈS SCHISTES VERTS À 400°C, CALCULÉES À PARTIR DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	126
ANNEXE 4: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE APPARENTE SUR LES ÉCHANTILLONS DE TERRAIN	131
ANNEXE 5: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE IN SITU	143
ANNEXE 6: MODE DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS POUR LA DENSITÉ	147
ANNEXE 7: FACTEUR DE CORRECTION POUR LA TEMPÉRATURE POUR LES MESURES DE DENSITÉ	148
ANNEXES 8 : DISTRIBUTIONS DES DIFFÉRENTES LITHOLOGIES	149
ANNEXE 9A: CHOIX DES PARAMÈTRES DE <i>DEPTH WEIGHTING</i> (GRAVITÉ)	154
ANNEXE 9B: CHOIX DES PARAMÈTRES DE <i>DEPTH WEIGHTING</i> (MAGNÉTISME) ..	158
ANNEXE 10: CHOIX DES PARAMÈTRE DE <i>LENGTH SCALE</i>	160
ANNEXE 11: CHOIX DES PARAMÈTRES POUR LE <i>TRADEOFF PARAMETER</i>	162
ANNEXE 12: INVERSION MAGNÉTIQUE AVEC DONNÉES MAGNÉTIQUES AU-DESSUS DE LA ZONE TAMPON	165
ANNEXE 13: RÉSULTAT DE L'INVERSION DANS LE SECTEUR DE RADIOPÉTROLAGE	166

CHAPITRE 1 INTRODUCTION ET REVUE DE LITTÉRATURE

1.1 Introduction

Dans un contexte où la plupart des gisements de surface du Québec ont été exploité et où les projets miniers d'importance impliquent des teneurs en métaux de plus en plus faibles, il devient crucial, afin de cibler de futurs zones potentielles, de mieux comprendre l'architecture en trois dimensions et la genèse des sites miniers, notamment si ceux-ci sont des sites matures comme c'est le cas du camp minier de Matagami. Exploité depuis plus de 50 ans, ce camp n'a sans doute pas encore livré toutes ses richesses comme le prouvent les récentes découvertes des gisements de Persévérance et de Bracemac - McLeod. Cependant dans un camp aussi bien connu, de nouvelles découvertes demandent des analyses et des interprétations de plus en plus poussées pour lesquelles les informations de surface ne suffisent pas. Si les forages permettent d'avoir une information ponctuelle extrêmement précise, la géophysique permet une vision plus large avec une couverture importante, une résolution fine et la possibilité de détecter des cibles potentielles. L'histoire du camp de Matagami en est d'ailleurs un parfait exemple dès ces débuts puisque le premier gisement, Mattagami Lake, a été découvert grâce à une anomalie conductrice repérée sur des levés électromagnétiques aéroportés.

Les techniques actuelles et les avancées récentes dans le domaine des hautes technologies permettent de générer des modèles 3D quantitatifs des propriétés physiques du sous-sol à partir des données géophysiques, tout en tenant compte d'informations très diverses. C'est ce que l'on appelle une inversion. Ces inversions, si elles sont correctement effectuées, contraintes de façon réaliste pour inclure divers types d'informations et raisonnablement interprétées, permettent de retrouver des distributions des propriétés du sous-sol proches de la réalité. Elles sont et seront à n'en pas douter d'une grande importance dans l'exploration minière, pétrolière et des aquifères et seront appelées à se généraliser. Elles peuvent ainsi permettre, plus que la seule mise en évidence d'anomalies, de tester la validité d'un modèle géologique, de définir les extensions de certains corps géologiques majeurs, de limiter la gamme de profondeurs des cibles... Cependant les inversions sont un outil délicat à manier notamment dû au fait que pour un même jeu de données géophysiques, une infinité de distributions des propriétés physiques du sous-sol peut convenir. Il appartient alors au géophysicien de choisir les paramètres d'inversion et de contraindre son

modèle de la manière la plus réaliste possible afin d'obtenir le modèle le plus probable, à défaut du modèle vrai.

Ce projet de maîtrise se propose ainsi de réaliser pour la première fois la modélisation 3D du flanc nord du camp minier de Matagami, le flanc le plus mal connu à ce jour, par inversion géophysique. Il s'inscrit dans le cadre d'un vaste projet pilote interdisciplinaire d'exploration minière du camp de Matagami initié en 2008 par le Ministère des Ressources Naturelles et la Faune du Québec (MRNF), Xstrata Zinc, SOQUEM, Breakwater Resources et Donner Metals en partenariat avec trois universités, l'École Polytechnique de Montréal, l'Institut Nationale de Recherche Supérieur (INRS) et l'Université du Québec À Chicoutimi (UQAC).

Les inversions contraintes des levés magnétiques et gravimétriques ainsi que la réalisation de scénarios géologiques correspondant aux données géophysiques doivent apporter des informations sur l'architecture du camp qui pourront être mises en relation avec les connaissances déjà acquises sur les flancs sud et ouest. La compréhension, la détermination ou la validation des géométries et des extensions des principales unités géologiques par les inversions géophysiques sont des points clés de cette étude. Ces éléments seront importants dans la définition de zones d'exploration pouvant receler des gisements de type Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV) sur le flanc nord. La recherche de piste pour la définition de vecteurs d'exploration géophysique dans certains secteurs est également un sujet d'importance.

Il faut donc pour commencer définir l'état actuel des connaissances géologiques du secteur visé qui constituera le point de départ de cette étude. C'est l'objet du Chapitre 1 de ce mémoire. Par la suite, un inventaire des données et des outils disponibles est effectué et une méthodologie étape par étape est établi afin d'en tirer le plein potentiel. C'est l'objet du chapitre 2.

La méthodologie établie au chapitre 2 prévoit un certain nombre de traitements à apporter aux données afin de les adapter à nos problématiques. En plus d'avoir mis à jour de la carte géologique du flanc nord (feuillet 32F13-SE) (Pilote, 2010) la campagne de terrain 2010 du MRNF a permis une collecte de données concernant les densités et les susceptibilités magnétiques des principales lithologies rencontrées. Ces propriétés ont fait l'objet d'une étude statistique afin de pouvoir les utiliser comme contraintes pour les modélisations et inversions géophysiques et d'aider à reconnaître les différentes unités. Les données gravimétriques utilisées ont été compilées par la Commission Géologique du Canada (CGC) (Jobin, Keating, & Lefebvre,

2009). Les données magnétiques sont issues d'une compilation des levés effectués en Abitibi, aussi bien en Ontario qu'au Québec, fourni également par la CGC. Ces levés ont été traités afin d'être adaptés à l'échelle de notre étude. Ces études et traitements font l'objet du chapitre 3.

Ensuite il faut intégrer les différents types de données pour pouvoir les comparer et les utiliser pour contraindre les inversions. Pour ce faire, un modèle regroupant les données géoscientifiques géoréférencées a été réalisé. L'intégration de ces données permet de contraindre les inversions géophysiques ainsi que de modéliser des réponses géophysiques directes à partir de modèles géologiques a priori construits à partir de ces données. Un modèle géologique initial a été créé à partir des données de terrain et de la carte géologique afin de définir des contraintes locales. Le choix des paramètres d'inversion a fait l'objet d'une étude à partir de l'inversion gravimétrique non contrainte afin de déterminer d'une part les limites des inversions et d'autre part les schémas et structures récurrents qui ne sont pas influencés de façon importante par ce choix. Ces paramètres sont par la suite restés globalement inchangés afin d'observer au mieux l'influence des contraintes locales. La définition du modèle, l'intégration des données, la construction des contraintes et le choix des paramètres d'inversions font l'objet du chapitre 4.

Le résultat des inversions non contraintes ainsi que des inversions contraintes qui ont été jugées les plus probables est interprété au chapitre 5. Ces interprétations permettent d'apporter certains éléments complémentaires à l'architecture géologique et de cibler certains secteurs qui seront étudiés également dans ce chapitre plus en détail.

Les discussions sur les choix qui ont été fait durant cette étude, sur la validité des résultats, sur les incertitudes qui demeurent ainsi que les conclusions sont l'objet du chapitre 6.

1.2 Localisation

La ville de Matagami est située dans la région administrative du Nord-du-Québec, à environ 200 km au nord de la ville de Rouyn-Noranda (figure 1.1). Elle fut fondée dans le milieu des années 1950 avec le développement de l'industrie minière et forestière.

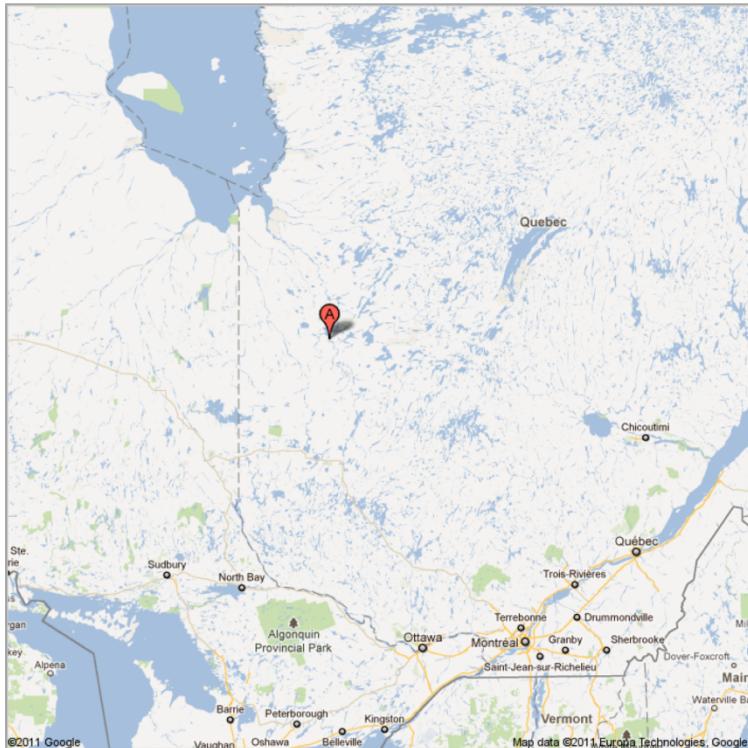


Figure 1.1: Localisation géographique de la ville de Matagami (point rouge) (source: Google Maps, pris le 24/10/11)

1.3 Cadre du projet

Ce travail s'inscrit dans le projet Matagami mené depuis 2008 principalement par le MRNF, Xstrata Zinc, SOQUEM, Breakwater Resources, Donner Metals, l'École Polytechnique de Montréal, L'Institut National de Recherche Scientifique (INRS) et l'Université du Québec À Chicoutimi (UQÀC). L'objectif ultime de ce grand projet d'exploration est de développer et d'utiliser divers outils géologiques, géochimiques et géophysiques afin de mieux comprendre l'architecture et l'origine des formations du camp et ainsi cibler de nouvelles zones potentielles pour l'exploration. Ainsi, en partenariat avec les différents organismes, compagnies et universités, trois doctorants travaillent dans le cadre de ce projet respectivement sur l'architecture

des unités géologiques (Debreil, Ross, McNicol, Roy, & Mercier-Langevin, 2010), sur la géochimie de la tuffite clé (Genna, Gaboury, & Roy, 2011) et sur le développement de nouveaux concepts et de nouveaux outils d'interprétation en géophysique (Astin, 2010b; Shamsipour, Marcotte, Chouteau, & Keating, 2010), ainsi qu'un étudiant à la maîtrise dont le présent rapport constitue le mémoire de maîtrise. Les travaux du MRNF portent quant à eux principalement sur la géochimie (Pilote, 2010; Rabeau & Pilote, 2010) et la cartographie du camp au 1:20,000e (Hammouche, Roy, & Boszczuk, 2008; Pilote, 2010; Rheaume, 2009). Également, un modèle pilote d'un laboratoire mobile de caractérisation physique, minéralogique et chimique des roches (LAMROC), conçu par l'INRS-ETE, est actuellement à l'essai à la carothèque de Xstrata Zinc (P.-S. Ross, Bourke, & Fresia, 2011; P.-S. Ross, Bourke, Fresia, & Debreil, 2011). Sans aucun doute ce type d'analyse pourra être d'une grande aide lors des prochains travaux géophysiques.

L'objectif de ce projet est de répondre à deux grandes problématiques. La première, fondée sur la comparaison des données géophysiques aux données géologiques disponibles, est de valider, affiner ou invalider les conceptions actuelles sur l'architecture géologique du flanc nord. La seconde problématique est de cibler, s'il y a lieu, des zones potentielles pour l'exploration minière. Pour cela un modèle 3D contraint à partir des données recueillies a été créé. La principale qualité et originalité de ce projet est ainsi, outre de créer le premier modèle 3D de cette région, d'intégrer différents types de données, résultats et critères.

1.4 Problématique et enjeux

En 2011, la mine Persévérence est la seule en exploitation et son activité devrait cesser en 2012. Des rampes d'accès aux gisements Bracemac et McLeod sont en cours d'excavation. L'exploitation de ces gisements est prévu pouvoir durer jusqu'en 2017. Il s'agit donc de chercher de nouvelles cibles pour l'exploration, tout aussi bien pour l'aspect économique que pour l'aspect social car, à l'heure où l'industrie forestière traverse des périodes économiques difficiles, la ville de Matagami, fondée avec la première mine, dépend essentiellement de l'industrie minière.

La zone historiquement connue sous le nom de Flanc Nord du camp minier de Matagami a été choisi pour ce sujet de maîtrise par le MRNF car il représente un secteur finalement assez mal connu du camp, malgré l'exploitation de plusieurs mines par le passé, dont une en enclave dans le complexe gabbroïque de Radiore.

1.5 Cadre géologique

1.5.1 Géologie générale de Matagami

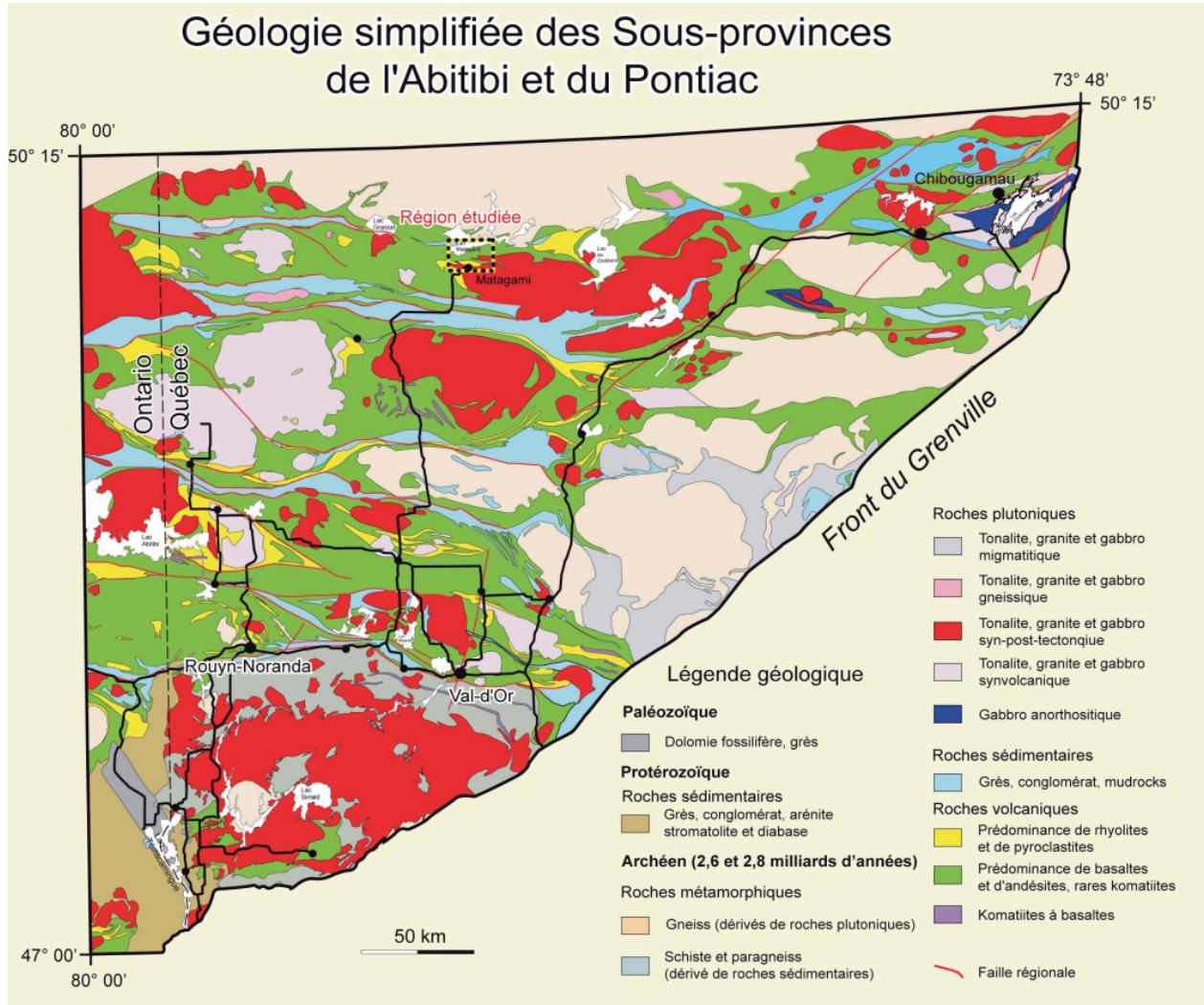


Figure 1.2: Carte de la sous-province de l'Abitibi et du Pontiac et localisation (cadre pointillé) de la zone d'étude (modifiée de Simard et al., 1990 et Hocq, 1990)

La description suivante est une synthèse provenant des résultats des campagnes de terrain successives du MRNF ces quatre dernières années dans le cadre du projet Matagami (Hammouche, et al., 2008; Pilote, 2010; Rheaume, 2009) ainsi que de précédents travaux de cartographie, notamment ceux de C. Beaudry pour le MRNF (Beaudry & Gaucher, 1986) et des thèses respectives de P.J. MacGeehan à l'Université de McGill (MacGeehan, 1979) et de M. Piché à l'université du Québec à Chicoutimi (Piche, Guha, & Daigneault, 1993).

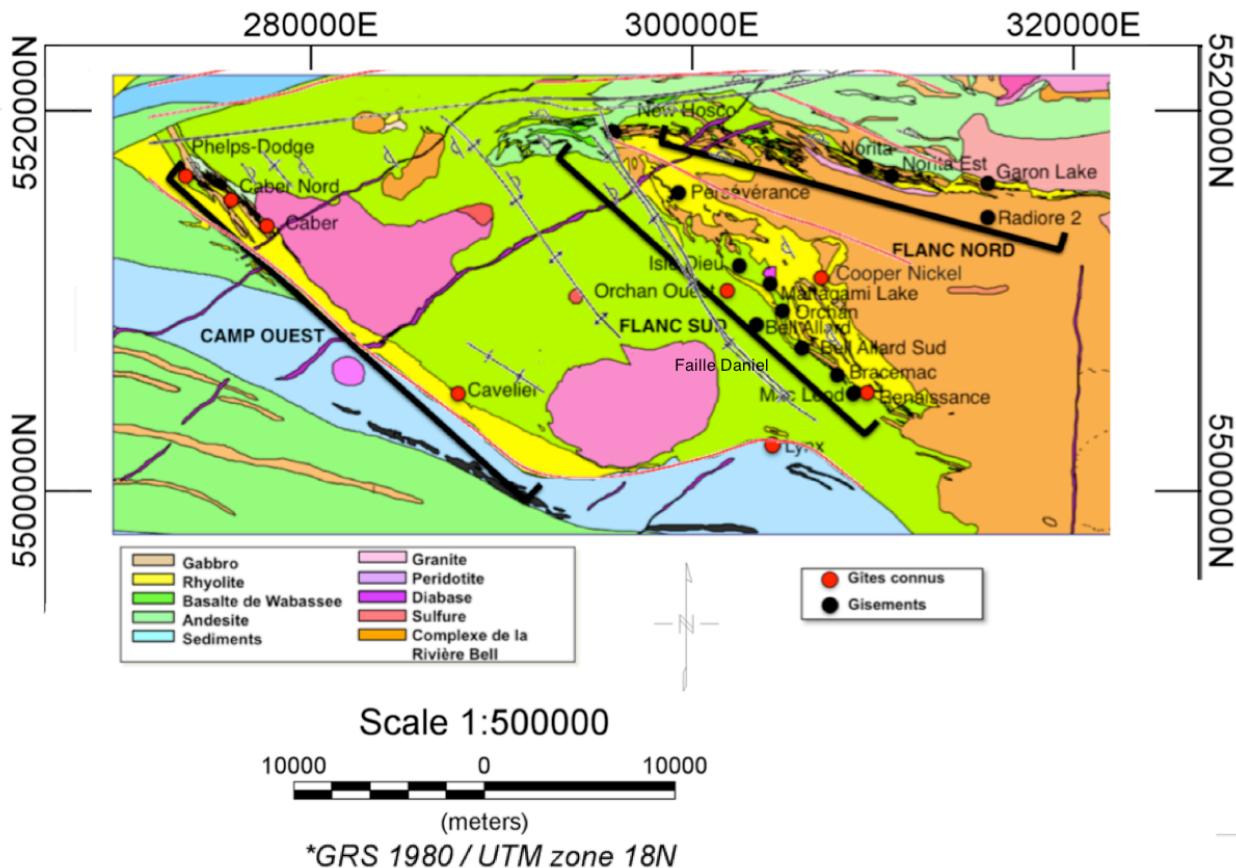


Figure 1.3: Carte géologique du camp minier de Matagami (modifiée de Xstrata Zinc Canada et Donner Metals, mis jour avec les interprétations de P. Pilote (Pilote, Debreil, Williamson, Rabeau, & Lacoste, 2011)))

Limité au nord par la collision entre les Sous-Provinces de l’Abitibi et de l’Opatica et au sud par la zone de déformation de Cameron, le camp minier de Matagami, dans la sous-province de l’Abitibi (figure 1.2) est composé essentiellement de roches archéennes de compositions felsiques à mafiques métamorphisées au faciès des schistes verts.

Les différentes régions du camp possèdent une stratigraphie commune. À la base de la séquence des volcanites de la région se trouve les roches majoritairement felsiques du Groupe du Lac Watson (2726 ± 1 Ma (Debreil, et al., 2010)). Celles-ci sont surmontées par les roches majoritairement mafiques du Groupe de Wabassee. Les séquences volcaniques sont recoupées par divers dykes synvolcaniques généralement gabbroïque. Les gisements de Zn-Cu-Ag-Au du camp sont de type Sulfures Massif Volcanogènes (SMV) et se situent à l’interface entre le groupe du Lac Watson et le groupe de Wabassee, au niveau de la tuffite clé. Cet horizon cherteux à

sulfures constitue un niveau repère pour les minéralisations. Son origine est encore largement discuté (Genna, et al., 2011; Liaghat & MacLean, 1992). On comprend alors l'importance de suivre et de comprendre l'origine de cet horizon.

Plusieurs intrusions majeures sont également présentes. Le complexe de la rivière Bell se situe à la base du Groupe du Lac Watson. Il est composé de gabbros pouvant présenter des compositions anorthositique, pyroxénitique ou granophyrique. Il est estimé à $2725 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$ (Mortensen, 1993). Le complexe de Radiore, situé lui aussi à la base du Groupe du Lac Watson, est quand à lui composé de gabbros, parfois pegmatitiques, et de diorites. On retrouve dans ce complexe diverses enclaves de composition felsique à mafique dont une a déjà vu l'exploitation d'un gisement. Plusieurs plutons sont également présents. À l'ouest on retrouve le pluton de Mac Ivor de composition variant entre granodiorite et diorite quartzifère ainsi que le pluton de Cavelier, interprété par sa réponse magnétique et gravimétrique. Au nord se trouvent les plutons d'Olga et de Dunlop de composition tonalitique. Ils pourraient avoir pour origine une même chambre magmatique (figure 1.4). On notera la présence de dykes de diabase protérozoïques subverticaux d'orientation N065° traversant l'ensemble du camp dont le contenu en magnétite les rend particulièrement visible sur les levés aéromagnétiques.

La structure du camp minier a été largement dictée par la compression nord-sud régionale due à la collision avec l'Opatica, qui se situe à la limite nord du secteur. Le camp a été divisé historiquement en trois secteurs miniers dont les lithologies présentes des polarités et des pendages différents (figure 1.3). Le flanc sud est le secteur minier historique du camp et celui qui a été le plus largement exploité. Les lithologies, à polarité sud, y présentent en général un pendage stratigraphique moyen de 20 à 45° vers le sud. Celles du flanc nord sont verticalisées avec un pendage stratigraphique moyen d'environ 80° vers le nord. Les plans stratigraphiques et de foliations y sont globalement confondus. La polarité est également orientée vers le nord. Enfin, les volcanites situées à l'ouest des plutons de Mac Ivor et de Cavelier constituent le camp ouest avec des polarités est et un pendage stratigraphique vers l'est de à 45°. Ces différences de polarité et de pendage entre les flanc sud et nord ont pendant longtemps été expliquées par la présence d'une structure anticlinale complexe d'axe NO-SE à E-O, cohérent avec la compression nord-sud régionale, traversant le camp dans son ensemble et dont le cœur est occupé par les roches intrusives du complexe de la rivière Bell (CRB), l'anticlinal de Galinée. La nature et la géométrie de cet anticlinal sont encore aujourd'hui largement discutées.

À la suite des campagnes de terrain du MRNF de 2010 et 2011, P. Pilote (Pilote, et al., 2011) propose une nouvelle interprétation de la genèse du camp. Selon cette nouvelle interprétation, si la compression nord-sud est toujours au cœur de la genèse du camp, les structures qui en découlent ne sont plus pensées comme un anticlinal régional mais plutôt comme un chevauchement comprenant plusieurs panneaux tectoniques kilométriques indépendants mais possédant une stratigraphie commune. Ces panneaux ont subi des déformations communes et parfois distinctes (figure 1.3). Le flanc nord serait ainsi constitué de plusieurs panneaux verticalisés (Picche, et al., 1993; Pilote, 2010). Du camp ouest au flanc sud, P. Pilote a défini un domaine sud constitué d'un unique panneau, traversé de plusieurs plis, dont un anticlinal en son centre, qui devrait approcher le groupe de Watson de la surface, ce qui rend le secteur particulièrement intéressant pour l'exploration minière. De part et d'autre de cet anticlinal, on trouve deux plis synclinaux. Celui le plus à l'ouest est probablement à l'origine de l'existence du camp ouest tandis que le pli le plus à l'est est confondu avec la faille Daniel et semble être à l'origine du secteur flanc sud en mettant à l'affleurement les roches felsiques du groupe de Watson. L'anticlinal de Galinée disparaît au profit d'une rampe de chevauchement. La composante structurale apparaît donc comme essentielle dans la genèse du camp minier de Matagami.

Les gisements polymétalliques (principalement zinc et cuivre avec des anomalies en or et argent) de type SMV (Galley, Hannington, & Jonasson, 2007) de la région sont connus et exploités depuis la fin des années 1950. Depuis son ouverture le camp a produit 45,9Mt de métaux dont plus de la moitié vient de la mine Mattagami Lake (tableau 1.1). Le camp se distingue de par les teneurs en zinc inhabituelles observées pour des gisements de type SMV par rapports à celles du cuivre. Actuellement une seule mine est en activité, la mine de Persévérence dont la production devrait s'étendre jusqu'en 2013. Deux autres mines ont été annoncées durant l'été 2010 avec le début des travaux de la rampe des mines Bracemac et McLeod.

Tableau 1.1: Tableau des productions des différentes mines du camp (Source: Xstrata Zinc Canada, Donner Metals)

Production historique du camp minier de Matagami								
	Gîtes	Activité	Mt	Zn%	Cu %	Au g/t	Ag g/t	Profondeur (m)
Flanc Sud	Mattagami Lake	1963-1988	25,64	8,20	0,56	0,41	20,91	30 – 228
	Orchan	1963-1982	4,51	9,84	1,02	0,51	37,03	31 - 336
	Isle Dieu	1989-1997	3,05	17,85	1,01	0,46	76,63	320 - 610
	Bell-Allard Sud	1968-1970	0,23	9,24	1,14	0,51	37,03	18 – 70
	Bell Allard	1999-2004	3,59	13,67	1,25	0,69	40,55	950 – 1025
Persévérence		2008-	5,12	15,82	1,24	0,38	20,00	30 – 300
Flanc Nord	Orchan Ouest			0,34	15,8 ₉	1,72		1050 -1150
	Norita	1976-1997	3,89	3,94	1,83	0,59	25,84	10 - 698
	Norita Est	1992-1996	1,08	10,21	0,80	0,74	41,42	600 - 900
	New Hosco	1963-1970	1,83	1,73	1,73	0,34	10,29	9 - 305
	Lac Garon	1968-1970	0,47	2,17	1,46	0,34	10,29	15 - 250
Flanc Ouest	Radiore #2	1979-1980	0,14	1,34	1,57	0,31	8,57	Surface
	Phelps Dodge		1,54	4,50	0,84		16,49	10 - 450
	Cavalier		0,29	1,40	1,48		11,94	50

1.5.2 Géologie du Flanc nord (feuillet 32F13 Sud-Est)

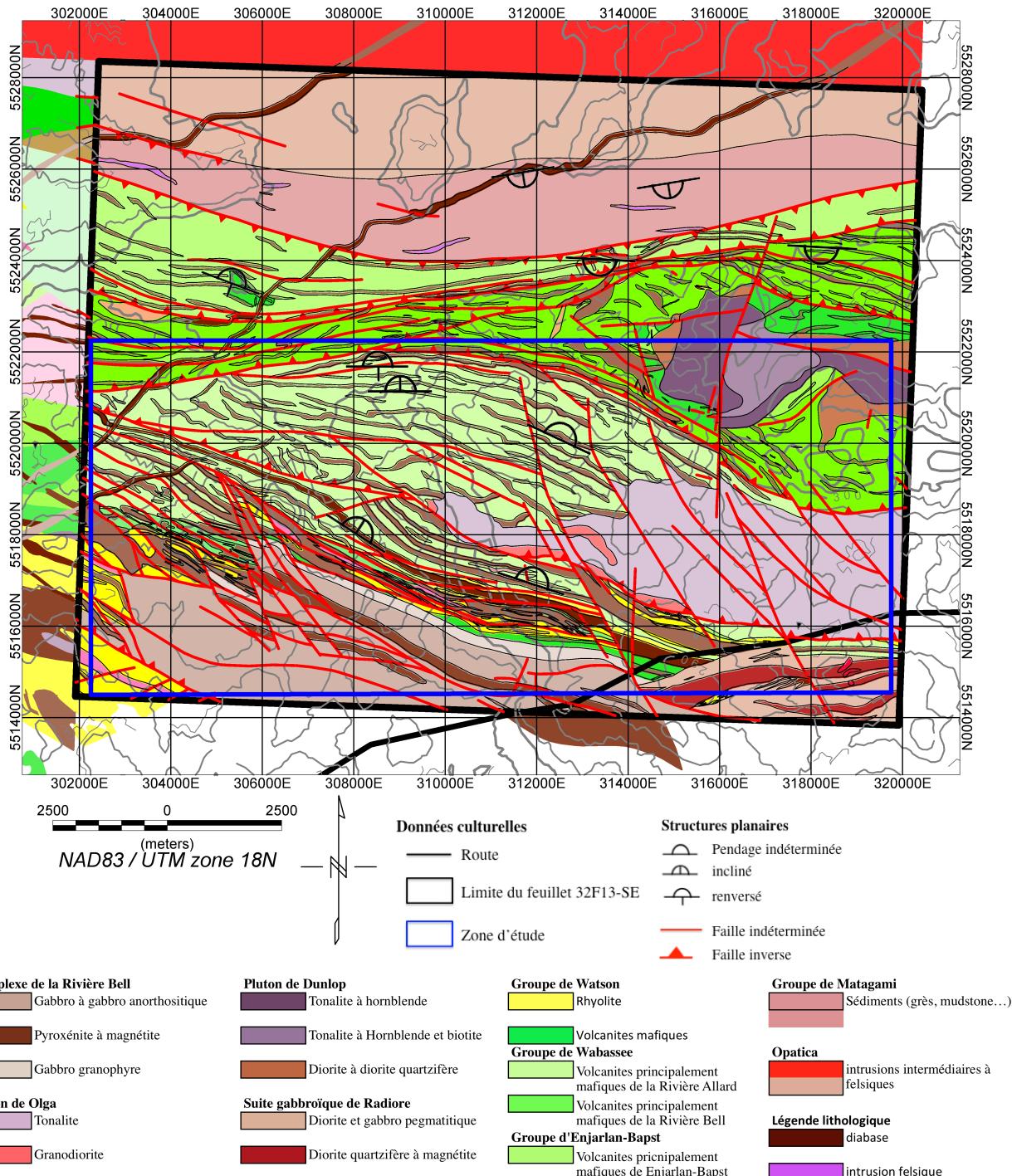


Figure 1.4: Carte géologique du feuillet 32F13 (Source: MRNF; Pilote, 2010)

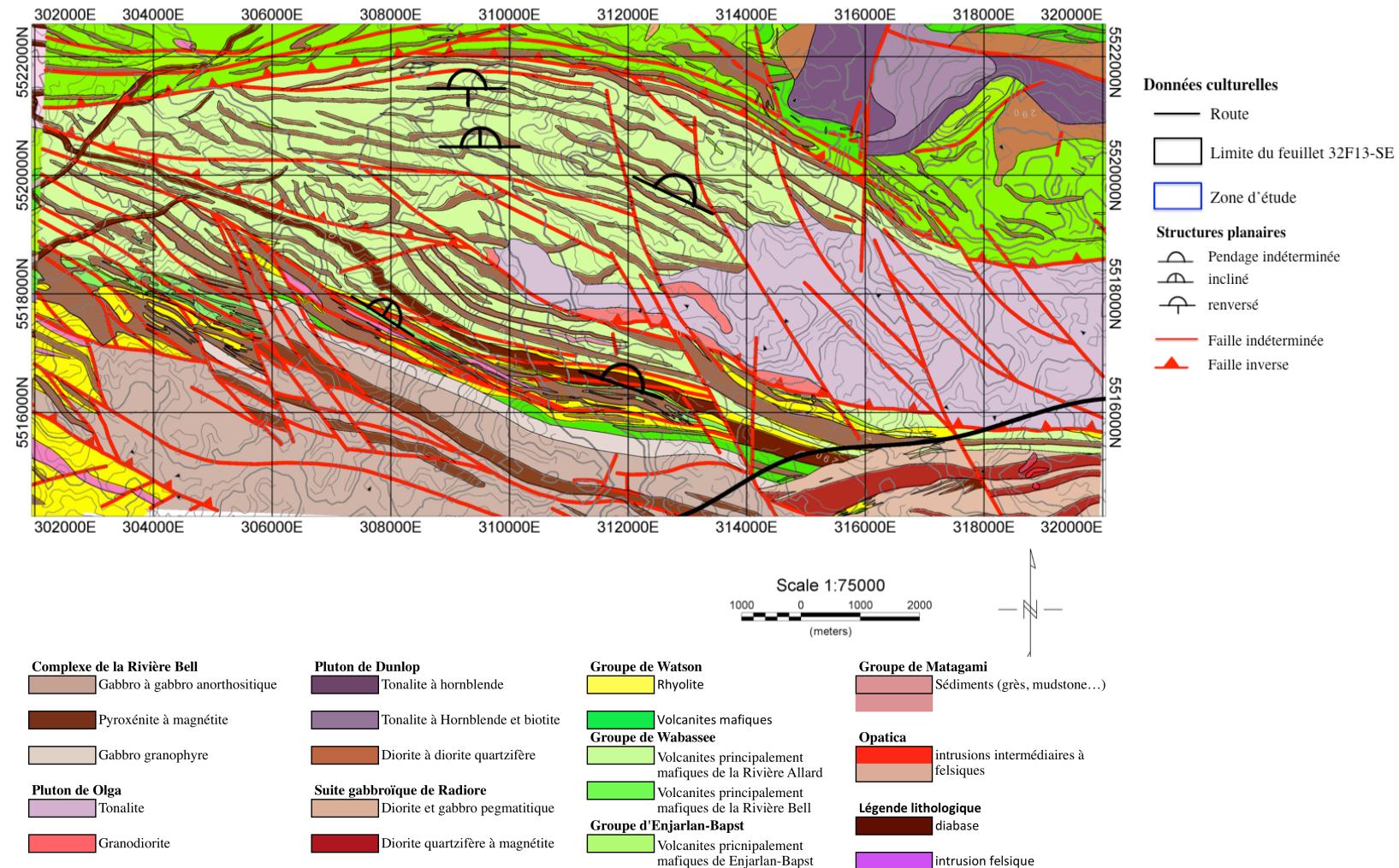


Figure 1.5 : Carte géologique au 1 :20000^e du secteur d'étude (selon Pilote, 2010)

Cette partie du camp a été recartographiée au 1 :20000e (figure 1.4 et 1.5) durant la campagne de terrain 2010 du MRNF (Pilote, 2010).

Les deux groupes de volcanites du camp, les rhyolites du Groupe du Lac Watson et les basaltes et andésites du groupe de Wabassee sont présents. Le groupe du Lac Watson est recoupé par les roches intrusives mafiques du complexe multiphasé de la rivière Bell et par la phase intrusive mafique multiphasée de Radiore. Le groupe de Wabassee peut être ici divisé en plusieurs groupes entre les volcanites de la rivière Bell d'affinité tholéitique et celles de la rivière Allard d'affinité calco-alcaline. Il est recoupé par un réseau de dykes mafiques synvolcaniques. Au nord du Wabassee le Groupe de Matagami est en contact de faille avec le sommet de ce groupe. Il est composé de wackes, siltstones et grès conglomératiques au contact avec la sous-province de l'Opatica à sa frontière nord. La séquence est recoupée au nord-est par des dykes mafiques protérozoïques. À l'est, deux plutons sont identifiés dans le groupe de Wabassee. Le pluton Olga considéré comme syn à tardi-tectonique ($2693,2 \pm 1,6$ Ma (Goutier, Rhéaume, & Davis, 2004)) est de composition majoritairement tonalitique tandis que le pluton de Dunlop est « multiphasé avec une phase précoce de composition dioritique à monzodioritique quartzifère et d'une phase tardive à composition tonalitique » et est interprété comme synvolcanique (Pilote, 2010) (figure 1.4 et 1.5).

La zone est extrêmement déformée et présente un réseau de failles syntectoniques important dû à la collision de la Sous Province abitibienne avec l'Opatica. Des failles majeures de cisaillement délimitent les différents panneaux issus de ce raccourcissement. Plusieurs couloirs de déformation traversent la zone comme les couloirs du lac Olga ou du lac Matagami orientés est/ouest à est-nord-est/ouest-sud-ouest et délimitent « plusieurs écailles chevauchantes de dimension kilométriques transposés tectoniquement » (Picche, et al., 1993; Pilote, 2010) (figure 1.4). La stratigraphie est de fait verticalisée sous l'effet de la collision avec un pendage moyen des unités de 80° vers le nord. Cette interprétation du flanc nord fait partie des points qui remettent en question la nature et la géométrie historiquement attribuées à l'anticlinal de Galinée.

Les mines du flanc nord, dont aucune n'est encore active aujourd'hui, se concentrent le long d'une bande felsique à l'interface entre le groupe de Watson et le groupe de Wabassee. Une seule fait exception, la mine de Radiore 2, située à la surface dans une enclave felsique dans le

complexe de Radiore. Ces gisements ont la particularité d'être séparés tectoniquement de leurs cheminées.

1.6 Travaux précédents sur les propriétés physiques des roches

Avant d'effectuer de coûteux levés géophysiques, il est important de savoir en exploration minérale si nos différentes lithologies présentent des contrastes de propriétés physiques intéressants et discriminatoires que l'on pourra par la suite exploiter pour choisir les méthodes géophysiques qui conviennent le mieux à notre cas d'étude. À ce sujet, le camp minier est plutôt bien documenté avec de nombreuses études effectuées aussi bien sur des échantillons prélevés sur le terrain (Astic, 2010b; Boszczuk, 2008) que sur des diagraphies (Astic, 2010a; Chabot, 2009; Matot, 2009). De ces études, il est apparu que les unités felsiques se distinguent plutôt bien des unités mafiques en ce qui concerne la densité, même si les mesures en diagraphie doivent être utilisées avec précaution (Matot, 2009). Les unités intermédiaires sont par contre difficiles à différencier des unités felsiques ou mafiques pour la densité. La susceptibilité magnétique semble beaucoup plus variable au sein des lithologies et dépend également de l'altération (Chabot, 2009). L'étude réalisée dans le cadre de ce projet de maîtrise est la première de la sorte à être faite sur le Flanc Nord ainsi que la première à s'intéresser à des mesures de susceptibilité magnétique in-situ et sur échantillons.

1.7 Travaux précédents de géophysiques

Le camp minier de Matagami a un long historique géophysique. Dès les débuts de ce camp à la fin des années 1950, la plupart des découvertes de gisements se font grâce à l'utilisation de la géophysique. Ainsi, le premier et le plus important des gisements exploités à Matagami, Mattagami Lake, a été découvert en 1957 en utilisant des levés électromagnétiques aéroportés magnétométrie et mesures par boucle verticale (*Vertical Loop Electro-Magnetic method*). Les nombreux autres gisements découverts par la suite n'ont pas fait exception. Si les méthodes EM restent dominantes, de nombreuses autres techniques ont également été appliquées pour la recherche de gisements.

En effet, les gisements de type SMV présentent des caractéristiques qui les rendent régulièrement particulièrement détectables à la géophysique. Tout d'abord en tant que gisement d'origine hydrothermal, ce type de gisement est souvent accompagné d'une forte zone d'altération aux

alentours. Des altérations en chlorite, en séricite peuvent ainsi être observées mais également des altérations à magnétite (Galley, et al., 2007). La présence de ce dernier minéral rend l'utilisation des méthodes magnétiques très pertinentes. De plus, les sulfures métalliques qui constituent ce type de gisement ont une densité (de l'ordre de 4 g/cm^3) et une conductivité électrique beaucoup plus élevée (de l'ordre de 10^3 à 10^5 mS/m) que les roches ignées encaissantes (densité de l'ordre de 3 g/cm^3 et conductivité de l'ordre de 10^{-2} à 1 mS/m). Ces contrastes les rendent détectables aussi bien par des méthodes sismiques (Adam, Milkereit, & Mareschal, 1998; Calvert & Li, 1999), que gravimétriques ou encore électriques et électromagnétiques (Chou, 2010; Chouteau, Boulanger, & GIroux, 2007) qui ont prouvé leur efficacité pour la détermination de la stratigraphie et la détection de sulfures.

La géophysique n'est pas seulement réservée à la détection de gisements en exploration minérale. Dans le cadre d'un camp mature tel que celui de Matagami, la compréhension de l'architecture et de la genèse du camp devient cruciale pour déterminer de nouvelles cibles. Ainsi des études géophysiques de plus grande échelle ont également été réalisées tels des inversions gravimétriques sur les flancs sud et ouest (Bosczuk et al., 2011). Ces travaux ont apporté des éléments significatifs sur la géométrie de plusieurs corps, notamment sur la forme que pourrait prendre le pluton de Mac Ivor et sur la continuité de l'horizon des rhyolites du groupe du Lac Watson en profondeur sur le camp ouest. Ce travail avait été précédé d'une étude des densités des roches de la zone afin de contraindre le modèle (Bosczuk, 2008), ce qui sera également le cas dans ce projet. Des méthodes sismiques ont également été utilisés avec succès pour cartographier des contacts profonds (Adam, et al., 1998; Adam et al., 2000).

Plusieurs travaux géophysiques ont également été fait à Matagami pour la compréhension de la région abitibienne. La compression et la subduction de l'Opatica sous l'Abitibi ont ainsi été mis en évidence lors de levés sismiques du projet LITHOPROBE (Ludden, Hubert, Barnes, Milkereit, & Sawyer, 1993) et ont été confirmé par la suite par les données gravimétriques (Telmat, Mareschal, Gariepy, David, & Antonuk, 2000).

1.8 Aperçu de l'inversion

Avec le développement des capacités de calculs des ordinateurs, il est devenu possible d'interpréter quantitativement les données géophysiques en calculant des modèles de distribution

des propriétés physiques du sous-sol qui reproduisent les données. C'est ce que l'on appelle une inversion, le problème direct étant le calcul de la réponse géophysique d'un modèle. Cependant, si pour un modèle de distribution la réponse géophysique est unique, il existe une infinité de modèles reproduisant parfaitement les données. Le problème est sous-déterminé. De plus, comme les données comportent une marge d'erreur, cela rajoute encore plus à la sous-détermination du système. Pour retrouver un modèle probable du sous-sol, il faut donc imposer des critères de sélection à ces modèles, des contraintes. Ces contraintes proviennent le plus souvent des observations géologiques, en surface ou en forages, et d'a priori sur la zone d'étude comme le comportement des couches lithologiques. L'application de ces contraintes va permettre de retrouver des modèles de distribution qui respecteront les observations faites sur le terrain ainsi que certains critères qu'aura sélectionnés le géophysicien. Ces contraintes respectées, les structures robustes des modèles retrouvés devraient apporter des informations supplémentaires sur le secteur étudié (UBC-GIF, 2011d).

1.9 Appart de ce projet

Le présent travail est le premier à cibler de manière exclusive le flanc nord du camp de Matagami. Un premier objectif est d'apporter de nouveaux éléments à la carte établie durant l'été 2010 par le MRNF en mettant en relation les données recueillies sur le terrain et les différents levés magnétiques et gravimétriques. Deuxièmement, en plus de la problématique sur la compréhension de l'architecture géologique, s'ajoute une problématique d'exploration minière. Il s'agit de porter une attention particulière à certains phénomènes dans des secteurs potentiels pour l'exploration minière afin de repérer, si possible, des pistes pour la définition de vecteurs d'exploration.

Pour répondre à ces deux grandes problématiques, l'ensemble de ces données géoscientifiques géoréférencées est intégré au sein d'un modèle commun. L'intérêt principal de cette intégration de données est de créer une palette d'outils et de connaissance qui permettra de contraindre au mieux les inversions géophysiques qui devront permettre une meilleure compréhension globale du flanc nord du camp de Matagami, qui reste historiquement la partie du camp la moins étudiée. Les objectifs affichés sont donc de confirmer ou d'infirmer les observations géologiques de surface, aussi bien lithologiques que structurales, d'évaluer leurs pertinences en profondeur, de quantifier l'importance et le volume des corps, de mettre en avant ce qui ne peut être expliqué par

la géologie du camp tel qu'elle est comprise actuellement et si possible de déterminer des cibles ou anomalies clés pour l'exploration minière et la compréhension du camp dans son ensemble.

La comparaison de la géologie de surface et des données géophysiques devrait permettre de confirmer ou de compléter la carte géologique existante ainsi que de mettre en évidence l'existence (ou non) de corps géologiques de faible et moyenne profondeurs. Si des anomalies géophysiques apparaissent comme ne pouvant pas être expliquées par les connaissances actuelles de la géologie de surface, il sera important de déterminer les natures possibles ainsi que des intervalles de volume et de profondeur des corps géologiques à l'origine de ces anomalies. De plus, on peut espérer des méthodes magnétiques et gravimétriques des profondeurs d'investigations de quelques kilomètres. Ce fait devrait permettre de vérifier, à l'aide des inversions, les orientations structurales subverticales observées sur le terrain avec pendage vers le nord grâce aux unités dont les propriétés physiques les distingueront de leurs encaissants. Il est donc primordial dans un premier temps d'identifier et de distinguer ces unités. L'extension en profondeur du platon Olga peut être estimée. On détermine ainsi si la partie de ce platon, qui se prolonge très loin encore à l'est (figure 1.2), présente sur le feuillet n'est qu'une apophyse de faible épaisseur ou bien s'il s'enracine profondément même à son extrémité ouest. La définition de contraintes pour les inversions géophysiques à partir des informations géologiques disponibles est indispensable pour justifier et accréditer la justesse des modèles obtenus par inversion et répondre à cette problématique sur l'architecture géologique à cause des indéterminations intrinsèques aux méthodes géophysiques utilisées ici. Si les résultats montrent un prolongement en profondeur des unités, ce sera également un point intéressant pour l'exploration minière. En effet cela signifiera que la recherche de nouveaux gisements peut se poursuivre sur de plus grandes profondeurs que ce qui est fait actuellement (généralement entre 0 et 500 m de profondeur comme en témoigne les profondeurs de la plupart des mines du camp (tableau 1.1)).

Cependant, si la vérification ou la détermination des orientations structurales sont un point clé de cette étude, les méthodes utilisées ne devraient pas permettre de distinguer les différents panneaux tectoniques. En effet, ceux-ci présentent des unités lithologiques communes, dont une majorité de roches mafiques, qui devraient les rendre difficiles à distinguer les uns des autres. Les orientations de ces panneaux ne seront donc connues qu'à travers certaines unités géologiques contenues dans ceux-ci.

Pour ce qui est de la problématique d'exploration minière et de recherche de vecteurs d'exploration, le camp étant mature, les cibles visées sont d'autant plus petites et profondes. De même, la bande minéralisée historique est très bien connue à une échelle fine à travers un nombre important de forage. Il faudra donc orienter l'exploration par la géophysique, au vue de l'échelle de l'étude faite ici, dans un autre secteur potentiel, celui de Radiore. La géophysique est un outil d'exploration qui semble particulièrement adapté dans le secteur de Radiore. Puisque les potentiels gisements recherchés sont en enclave, il ne devrait y avoir que très peu de (voire aucun) vecteurs d'exploration géologique ou géochimique. La géophysique se pose donc comme un outil incontournable dans ce type d'environnement pour rechercher des gisements enfouis sous le mort terrain ou en profondeur. La magnétométrie est la méthode qui semble la plus adaptée des deux utilisées ici pour répondre à cette problématique. Si les gisements de sulfures présentent des densités beaucoup plus fortes que les roches encaissantes, le champ gravimétrique ne devrait pas être suffisamment échantillonné pour mettre en évidence des concentrations de sulfures. Le levé magnétique, échantillonné plus densément, devrait par contre être très sensible aux altérations en magnétite qui accompagnent les gisements de type SMV. Cependant, cette méthode limite a priori l'exploration à des cibles de faible et moyenne profondeur.

CHAPITRE 2 MÉTHODOLOGIE ET TRAVAUX PRÉLIMAIRES

L'objectif de ce travail est double : déterminer, s'il y a lieu, des cibles d'exploration et confronter le modèle géologique actuel du flanc nord aux données géophysiques. Il s'agit ici de deux objectifs à des échelles différentes mais pas incompatibles. Chaque point de ce chapitre décrit une étape importante de la démarche adoptée. Ces étapes feront l'objet d'un chapitre lorsque l'ampleur de celles-ci le justifie.

2.1 Méthodologie

2.1.1 Pertinence des méthodes géophysiques choisies

La première étape est de s'assurer que les méthodes géophysiques choisies sont capables de répondre à nos problématiques.

Les méthodes électromagnétiques ont déjà prouvé leurs efficacités pour l'exploration du camp minier de Matagami. De plus, comme il a été souligné dans le chapitre précédent, la densité est une propriété des roches de Matagami qui a déjà été étudiée et dont on a prouvé la capacité à distinguer certaines grandes familles lithologiques.

Concernant les levés, les cartes gravimétrique et magnétique présentent des contrastes forts qui pourront être exploités et mis en parallèle à la géologie récemment mise à jour du secteur étudié.

En conséquence, connaissant avec un certain a priori les propriétés des roches et au vue des levés déjà effectués sur le secteur, la gravimétrie et la magnétométrie semblent être des méthodes exploitables pour nos problématiques. Elles présentent en effet l'avantage de couvrir un large secteur, avec des résolutions variables, avec des profondeurs d'investigation adaptée à l'une ou l'autre de nos problématiques.

2.1.2 Inventaire des données disponibles

La seconde étape consiste à inventorier les données disponibles et pertinentes sur le feuillet 32F13 Sud-Est pour notre étude et à s'assurer que celles-ci semblent, a priori, suffisantes pour pouvoir poursuivre l'étude.

Une partie de ces données a été récoltée lors de la campagne de terrain 2010 du ministère dans le cadre de ce projet. Celles-ci se composent de:

- La carte géologique au 1:20,000 du feuillet SNRC 32F13 200-102 (figure 1.4; Pilote, 2010)
- Les mesures de densité de 398 échantillons de terrain qui correspondent à 365 observations de lithologies d'affleurements différentes, principalement des roches effusives et intrusives mafiques à felsiques (annexe 1) (Astic, 2010b)
- Les mesures de densité de 99 échantillons provenant de 3 forages de Xstrata Zinc Canada: BC-06-30, BC-06-30W3 et BC-06-31 (annexe 2)
- Les densités NORMAT (Piche & Jebrak, 2004) de 204 échantillons de terrain dont 180 ont également été mesurées par la méthode d'Archimède (annexe 3)
- Les mesures des susceptibilités magnétiques apparentes de 410 échantillons de terrain correspondant à 407 observations de lithologies d'affleurements uniques (annexe 4)
- Les mesures des susceptibilités magnétiques in situ de 114 lithologies différentes. 102 peuvent être mises en parallèle avec des mesures sur échantillons (annexe 5)

Des données ont également été fournies par le MRNF et les compagnies, à savoir :

- Les données de forage: carottage géologique, géochimie, densité NORMAT, susceptibilités magnétiques (Source : Xstrata Zinc Canada)
- Les levés magnétiques aéroportés publics issus de la compilation des données de l'Abitibi (CGC)
- Le levé gravimétrique au sol (Jobin, et al., 2009)
- La topographie au 90 m avec une résolution verticale de 1m (Shuttle Topography Radar Mission)

Les données sont géoréférencées selon le système de référence NAD83, en coordonnées (x, y) Universal Transverse Mercator, zone 18U.

2.1.3 Choix de la zone d'intérêt

Une fois ces données rassemblées, il s'agit de déterminer les limites géographiques de la zone d'intérêt (ou zone d'étude) où se concentreront les efforts de ce projet.

La zone concernée par le modèle géophysique couvre la moitié sud du feuillet qui est à la fois couverte par le levé magnétique et le levé gravimétrique. La partie nord n'est pas couverte par le levé gravimétrique et est en grande partie occupé par le lac Matagami, ce qui ne permet pas de contraindre de façon réaliste et satisfaisante l'inversion des données magnétiques de cette zone pour qu'elle apporte plus que ce qui est déjà visible par le gradient et qui a déjà reporté sur la carte géologique (Pilote 2010).

2.1.4 Adaptation des données aux problématiques

Il s'agit ensuite d'adapter les données à nos problématiques. Cette étape est cruciale car ces données seront les bases des inversions. Le traitement peut se décomposer en deux volets. Premièrement les données géophysiques brutes ou partiellement traitées sont adaptées à nos problématiques.

Deuxièmement, la géophysique ne peut se défaire de la géologie. Il faut pouvoir reconnaître nos unités par leurs propriétés physiques. Ces propriétés sont le lien entre les données géophysiques et les observations géologique. Les mesures de propriétés physiques prises sur le terrain seront une source d'informations précieuses pour résoudre cette problématique.

Ces traitements sont l'objet du chapitre 3. À partir de ces traitements, on détermine également les caractéristiques de notre modèle (profondeur, taille de cellules, padding...) (chapitre 4).

2.1.5 Intégration des données

Une fois ces étapes réalisées, les données géoréférencées sont intégrées au sein d'un même modèle 3D. Ces données sont : les grilles géophysiques, les mesures de propriétés physiques sur échantillons ou en forages, les contours géologiques. Il est alors possible de synthétiser notre modèle maillé et de construire les contraintes que nous aurons choisies ainsi qu'un modèle géologique initial. Ce dernier point est décrit au chapitre 4.

2.1.6 Choix des paramètres et inversions

Il est alors possible de réaliser des inversions. Dans un premier temps il faut déterminer les paramètres de nos inversions. Cela est fait à partir d'inversions gravimétriques non contraintes par essai-erreur car ces paramètres n'ont rien d'absolus ou de justes mais reflètent un choix du géophysicien pris à partir des données a priori dont il dispose. La démarche et les résultats de ces tests sont décrits au chapitre 4. Une fois les paramètres choisis, ceux-ci restent les mêmes afin de quantifier les effets des contraintes.

Les résultats finaux, ceux considérés comme les plus proche de la réalité, et leurs interprétations font l'objet du chapitre 5.

Les discussions et conclusions finales de l'étude viennent au chapitre 6.

2.2 Choix des logiciels

Les données géophysiques sont traitées à l'aide du logiciel Oasis Montaj de Geosoft. Les analyses statistiques des mesures de terrain ont été réalisées avec le logiciel Excel de la suite Office de Microsoft ainsi qu'avec le logiciel Statistica de Statsoft. Les inversions sont réalisés grâce aux logiciels Mag3D 4.0 et Grav3D 3.0 du Laboratoire d'Inversion Géophysique de l'Université de Colombie-Britannique (UBC-GIF) qui présentent l'avantage de pouvoir être intégrés dans Gocad® de Paradigm, le logiciel choisi pour ses capacités de représentations 3D et d'intégration de données. Cette intégration des logiciels de UBC se fait à l'aide du module Potential Fields de Mira Geoscience qui a également produit le module Mining Utilities qui a permis d'adapter Gocad® à nos problématiques minières.

2.3 Description des paramètres d'inversion disponibles:

Dans ce paragraphe nous présentons les différents outils mis à disposition afin d'influencer le résultat final de l'inversion. Leur choix sera important par la suite, ce qui exige une bonne compréhension de leurs définitions. La plupart des paramètres décrits ici ont été introduit par Li et Oldenburg dans leurs articles décrivant les inversions en trois dimensions des données gravimétriques et magnétiques (Li and Oldenburg 1996; Li and Oldenburg 1998) et sont ceux utilisés par les logiciels qui ont servi aux inversions réalisés ici, Grav3D et Mag3D de l'Université de Colombie-Britannique.

Dans le cas des méthodes de potentiels utilisées ici, pour un jeu de données géophysiques défini, comme par exemple des données gravimétriques ou magnétiques, il n'existe pas un unique modèle de distribution des propriétés physiques concernées qui permet d'ajuster les données, il en existe une infinité car le problème est sous-déterminé. Ainsi un même signal gravimétrique peut tout aussi bien être expliqué par une distribution de contrastes de densité de surface que par une distribution très profonde, avec des structures complètement différentes (UBC-GIF, 2011d).

Que ce soit pour les inversions contraintes ou non contraintes, un certain nombre de paramètres influence le mode de calcul, la convergence, le poids de chaque cellule... Ceux-ci permettent alors de limiter l'espace des modèles correspondants aux données et d'influencer le résultat de différentes façons pour s'approcher de ce qui semble être la meilleure solution. Les valeurs de ces paramètres relèvent du choix du géophysicien car il n'y a pas de valeur optimum. Cependant, selon la connaissance que l'on a de la configuration du terrain, de la qualité des données et des cibles que l'on a, ces paramètres peuvent permettre d'entrer dans l'inversion certaines informations.

Des exemples de leurs effets sur le résultat de l'inversion sur des modèles synthétiques ont été effectués par plusieurs auteurs (Lelievre, Oldenburg, & Williams, 2009; N. Williams, C., Oldenburg, & Lelievre, 2009; N. C. Williams, 2008). Une particularité de ce mémoire est de s'intéresser aux effets de ces paramètres sur des données réelles, sans connaître donc le modèle véritable. L'idée de faire varier ces paramètres est de déterminer quelles sont les incertitudes et les certitudes sur les structures apparentes des inversions et quelle peut être la précision de l'interprétation à partir de ces inversions.

2.3.1 Pondération en profondeur (*Depth Weighting*) :

Plus une cellule du modèle sera profonde, moins elle aura d'impact sur la réponse géophysique. Ce fait tend à donner lors des inversions des distributions de densité qui se limitent aux cellules les plus proches de la surface, c'est-à-dire celles qui contribuent le plus à la réponse géophysique. Or dans la nature, les contributions viennent de partout, pas seulement de la surface. Pour parer à cela, on introduit une pondération dépendant de la profondeur qui augmente, artificiellement, l'importance des cellules plus profondes.

Pour chaque cellule, la pondération est exprimée par :

$$w(\vec{r}_j) = \frac{1}{\Delta z_j} \int_{\Delta z_j} \left(\frac{dz}{(z+z_0)^\beta} \right)^{1/2} \quad (\text{D'après Li & Oldenburg, 1996})$$

j est le numéro de la cellule en profondeur

r_j identifie la cellule

Δz_j est l'incrément en z de la cellule (épaisseur)

z la profondeur

Le *depth weighting* est régi par deux paramètres β et z_0 .

Plus β est important, plus la pondération est importante. Si les objets recherchés sont très profonds, un β grand devra être choisi. Au contraire s'ils sont proches de la surface, β devra être plutôt petit. On comprend alors que ce paramètre n'a pas une «valeur vraie» absolue et qu'il revient à l'utilisateur de choisir une valeur convenant à son cas d'études (Williams 2008). On notera également que la décroissance du champ en fonction de la distance r à la source est plus grande en magnétométrie (de l'ordre de r^3 pour une cellule cubique se comportant comme un dipôle) qu'en gravimétrie (de l'ordre de r^2). De fait les facteurs β appliqués en magnétométrie sont en général plus grands qu'en gravimétrie car l'effet de décroissance à compenser est plus fort. Les valeurs par défaut proposées par les logiciels Grav3D et Mag3D de UBC-GIF sont respectivement de 2 et 3 pour la gravimétrie et la magnétométrie, ce qui est dans l'intervalle recommandé par d'autres auteurs (Boulanger & Chouteau, 2001).

L'effet de z_0 est assez faible. Son rôle est d'éviter les divisions par 0 ainsi que d'ajuster au mieux les décroissances du champ pour les cellules les plus proches de la surface. Il peut être obtenu automatiquement par le logiciel ou fixé manuellement à 1 comme nous avons choisi de le faire ici.

2.3.2 La fonction objectif

La fonction objectif ϕ détermine à quel moment un modèle est acceptable pour l'inversion. Pour se faire, l'algorithme de calcul doit en minimiser sa valeur jusqu'à un certain seuil en faisant varier le modèle. Elle est composée d'un terme quantifiant à quel point les données sont bien

retrouvées et d'un terme quantifiant l'acceptabilité du modèle, de par sa rugosité, ses orientations préférentielles, sa distance par rapport à un modèle de référence...

Elle est exprimée ainsi (Li & Oldenburg, 1996; Li & Oldenburg 1998) :

$$\Phi = \mu \Phi_m + \Phi_d$$

$$\Phi_d = W_e \|d_{calc} - d_{obs}\|^2$$

$$\begin{aligned} \phi_m(m) = & \alpha_s \int_V w_s (w(r)(m(r) - m_0))^2 dv + \alpha_x \int_V w_x \left(\frac{\partial w(r)(m(r) - m_0)}{\partial x} \right)^2 dv \\ & + \alpha_{xy} \int_V w_y \left(\frac{\partial w(r)(m(r) - m_0)}{\partial y} \right)^2 dv + \alpha_{xz} \int_V w_z \left(\frac{\partial w(r)(m(r) - m_0)}{\partial z} \right)^2 dv \end{aligned}$$

Avec

$m(r)$ la valeur du modèle à la cellule r

m_0 un modèle de référence

Φ_d est le terme de distance aux données. Il quantifie à quel point les données sont bien reconstruites en tenant compte de l'erreur associée à la mesure via la matrice W_e des déviations standard. Par construction, sa valeur finale doit être égale ou inférieure au nombre de données d'entrées.

Φ_m est le terme de distance au modèle. Il quantifie l'écart du modèle retrouvé par rapport à un modèle de référence selon plusieurs critères de rugosité... il quantifie la structure du modèle.

μ est le paramètre de pondération entre les deux composantes de la fonction objectif (*tradeoff parameter*, voir paragraphe 2.3.6)

On peut jouer sur le degré de convergence du modèle en augmentant ou en diminuant la valeur objectif à atteindre.

2.3.3 Modèle initial

C'est le modèle de distribution de la propriété physique qui servira de départ aux inversions. Il n'intervient pas dans la fonction-objectif.

2.3.4 Modèle de référence

C'est le modèle de distribution de la propriété physique qui apparaît dans la fonction objectif. Il peut grandement influencer le résultat final. En effet il est connu qu'il existe une infinité de distribution qui peuvent correspondre aux données. Avec un modèle de référence, la distribution retrouvée est celle qui correspond le mieux aux données et qui sera la plus proche de ce modèle de référence dans l'espace des modèles (sans compter en plus les conditions de lissages). Son choix peut donc être assez important.

2.3.5 Paramètres de lissages directionnels (*Length Scale*) :

On définit les paramètres *length scale* par

$$L_i = \sqrt{\frac{\alpha_i}{\alpha_s}} \quad \text{avec } i = X, Y \text{ ou } Z$$

Ce sont des paramètres de lissage sur l'ensemble du modèle. Ils permettent d'augmenter le lissage dans certaines directions et ainsi donner certaines directions préférentielles au modèle. Typiquement, les valeurs conseillées sont de l'ordre de 2 à 5 fois la taille d'une cellule.

Le coefficient α_s représente la confiance que l'on a dans le modèle de référence. Sa valeur par défaut est 10^{-4} .

Il est également possible de travailler avec les coefficients α .

2.3.6 Paramètre de régularisation de la fonction objectif (*Tradeoff parameter*):

Le paramètre μ doit équilibrer le modèle entre les deux critères de choix : la correspondance des données calculées avec la réponse géophysique mesurée et le rapprochement à un modèle de référence.

Ce paramètre est très important car il contrôle la convergence des algorithmes. Un mauvais choix de ce paramètre peut mener à une divergence ou à l'arrêt avant terme des algorithmes de calculs.

Les logiciels de UBC-GIF proposent deux méthodes différentes de recherche automatique d'une valeur «optimale» de μ ainsi qu'une méthode manuelle. La méthode *line search* cherche de manière itérative, lorsque l'erreur est connue, un paramètre qui permet d'atteindre l'écart connu entre les données calculées et les données observées tout en essayant de minimiser la fonction

objectif. Même si l'erreur est connue, il est possible d'augmenter ou de diminuer l'erreur permise via un facteur multiplicatif sur l'erreur attribuée (*chifact*) ainsi que par un paramètre de tolérance. La méthode GCV, pour *generalized cross-validation*, est utile lorsqu'on ne connaît pas l'erreur sur nos données car elle permet, en testant automatiquement plusieurs valeurs du paramètre de régularisation et en comparant les écarts obtenus, de trouver un μ qui minimise la fonction objectif tout en donnant dans la pratique des estimations assez bonnes de l'erreur sur les données (Farquharson & Oldenburg, 2004; Haber & Oldenburg, 2000; UBC-GIF, 2011a).

2.3.7 Paramètres de pondération locaux ou paramètres de (*Smallness*):

Les paramètres w_i représentent la «confiance» que l'on a dans chaque cellule du modèle de référence. Ils peuvent permettre par exemple de marquer des interfaces dans certaines directions en diminuant le poids des cellules dans les différents termes de la fonction-objectif, ce qui permet un moins grand lissage dans certaines directions. Ce sont ces paramètres qui permettent d'introduire des contraintes géologiques.

2.3.8 Quelques remarques supplémentaires

Les logiciels utilisés ont néanmoins quelques limitations dont il faut être conscient avant toute inversion.

Tout d'abord, les données géophysiques d'entrée doivent être les réponses résiduelles, séparées de la tendance ou valeur régionale (IGRF, valeur obtenue par prolongement vers le haut...). Cette étape doit être fait avec soin car une mauvaise estimation de la régionale peut entraîné la naissance d'artéfacts (Williams, 2008).

Ensuite, concernant les inversions magnétiques, il faut être conscient que les valeurs de contraste de susceptibilité qui peuvent être prise sont limitées par défaut entre 0 et 1. Concrètement cela signifie qu'il n'est pas possible gérer des contrastes de susceptibilité négatifs, du moins par défaut. L'ajout de frontières aux cellules peut ainsi permettre ou forcer des valeurs négatives là où on les attend, ce qui n'est pas toujours évident à déterminer. Ensuite, l'usage de susceptibilités négatives présente un risque. En effet, dès lors que les données géophysiques présentent des valeurs négatives dues à des contrastes négatifs, les algorithmes de recherche du *tradeoff parameter* peuvent ne pas fonctionner. Le choix d'une valeur judicieuse de ce paramètre devient alors plus complexe. En effet le paramètre est le même pour tout le modèle, c'est un paramètre

global. Or il se peut que la valeur nécessaire pour que les algorithmes de recherche de μ fonctionnent, et donc fortement dépendante de la seule zone où l'on attend des contrastes négatifs, ne conviennent pas à l'intégralité du modèle.

CHAPITRE 3 TRAITEMENTS DES DONNÉES ET PRÉPARATION DES INVERSIONS

Dans ce chapitre seront abordés les traitements apportés aux données, brutes ou déjà partiellement traitées, dont l'inventaire a été fait au chapitre précédent. Ce traitement des données permet de les adapter à notre cas d'étude et à nos objectifs. Le traitement des mesures de propriétés physiques des roches du flanc nord font l'objet d'une analyse statistique afin d'avoir une meilleure vision de la définition de ces roches pour les méthodes géophysiques utilisées ici. La majeure partie du flanc nord est composée de roches ignées et c'est sur celles-ci que nous avons concentré nos efforts. Des mesures sur les sédiments du nord ont également été prises mais leur nombre est trop faible pour pouvoir faire l'objet d'un quelconque traitement. De plus la zone où apparaissent les sédiments sont en dehors du secteur visé par les inversions géophysiques.

3.1 Levé gravimétrique de la CGC

Les inversions sont réalisées à partir des grilles de points interpolées à partir des données et non avec les points de mesure. Si dans le cas du levé magnétique cela revient à décimer par un facteur de 2 les données publiques de la grille disponible auprès de la CGC, dans le cas du levé gravimétrique cela permet au contraire non seulement de densifier artificiellement les données mais surtout de régulariser la distribution des points d'observation. La distribution irrégulière des stations peut causer des artefacts en concentrant les variations de densité autour des points de mesure mais aussi des problèmes numériques par inadéquation du maillage avec la distribution des données. Les données sont donc traitées et analysées sous forme de grille suite à ce choix.

3.1.1 Traitement

Le levé gravimétrique utilisé est celui réalisé et compilé par la Commission Géologique du Canada (Jobin, et al., 2009) qui couvre, complètement ou partiellement, les feuillets 32E09, 32E16, 32F11, 32F12, 32F13 et 32F14. Celui-ci est constitué de 2168 mesures compilées prises au cours de trois levés différents. À partir de ces stations, une grille a été interpolée au 100 m par krigeage, avec une distance d'interpolation maximale de 2000m. Le choix du pas de la grille se justifie par l'espacement, bien que très variable, des points de mesures, typiquement entre 150 et 500 m. La technique d'interpolation par krigeage a été préférée ici à celle de courbure minimum

car elle permet, malgré la répartition inégale des données de conserver une certaine structure. Le variogramme des données et le variogramme synthétique correspondant sont donnés à la figure 3.1; L'ajustement est satisfaisant.

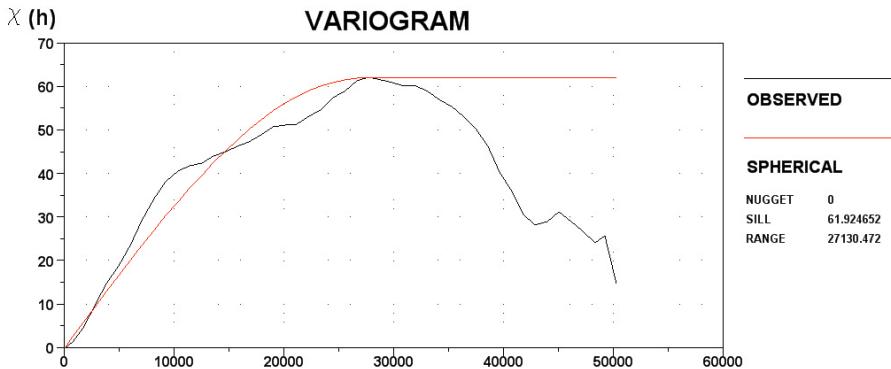


Figure 3.1 : Variogramme isotrope des données (en noir) et variogramme sphérique synthétique (en rouge) en fonction de la distance (en mètres)

La correction de plateau a été ramenée à une densité de $2,90 \text{ g/cm}^3$, ce qui correspond à la densité moyenne des roches de l'Abitibi et du camp (tableau 3.2 et 3.3). La composante régionale du champ gravimétrique a été calculée par un prolongement vers le haut de 15 km sur l'ensemble de la grille. Cette régionale a ensuite été soustraite à l'anomalie de Bouguer pour obtenir l'anomalie de Bouguer résiduelle (figure 3.2). Au sens de Jacobsen (Jacobsen, 1987), on retire les anomalies plus profondes que 7500 m, dans l'hypothèse où il n'y aurait pas de corrélation entre les deux couches plus et moins profondes que 7500 m, ce qui permet de choisir approximativement la profondeur du modèle. On ne peut vérifier cette hypothèse mais on retire néanmoins de la sorte les contributions des corps les plus profonds en retirant les variations de plus basses fréquences. Une étude de la profondeur d'investigation des inversions est effectuée (paragraphe 5.5) ainsi qu'une discussion sur ce choix de régionale (paragraphe 6.3). Ce n'est qu'une fois ces traitements réalisés que les données de gravité de la zone d'intérêt ont été isolées du reste de la grille. La grille finale qui sera utilisée pour les inversions est constituée de 10941 points.

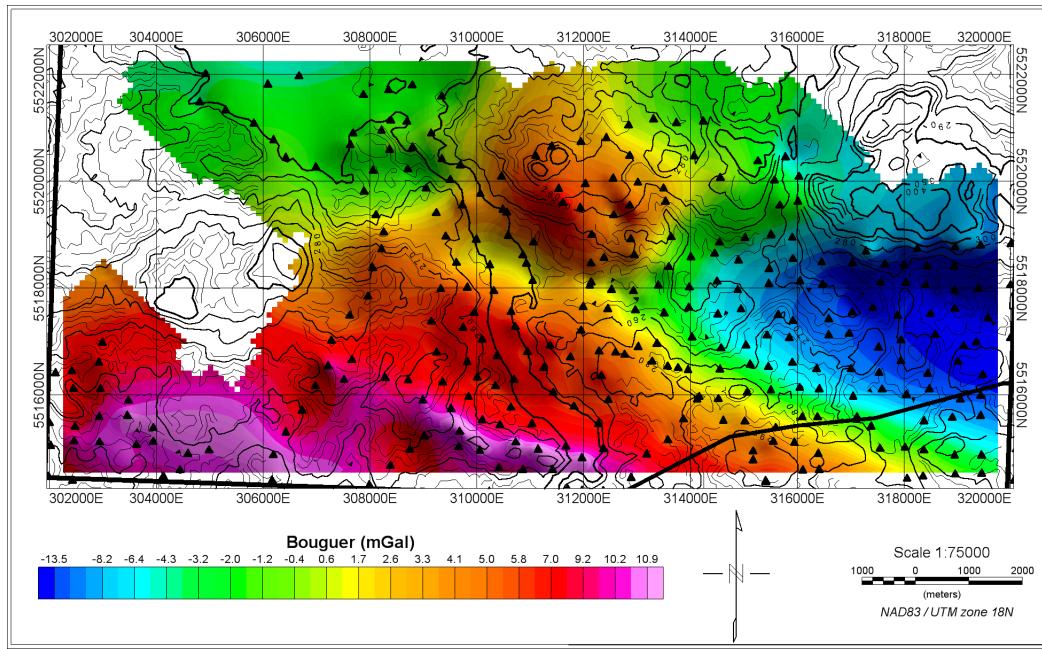


Figure 3.2: Grille de l'anomalie de Bouguer résiduelle dans la zone d'intérêt après traitements (lignes fines noires: lignes de niveaux; ligne épaisse noire: route principale et limite du feuillet; en triangle noir : emplacements des stations)

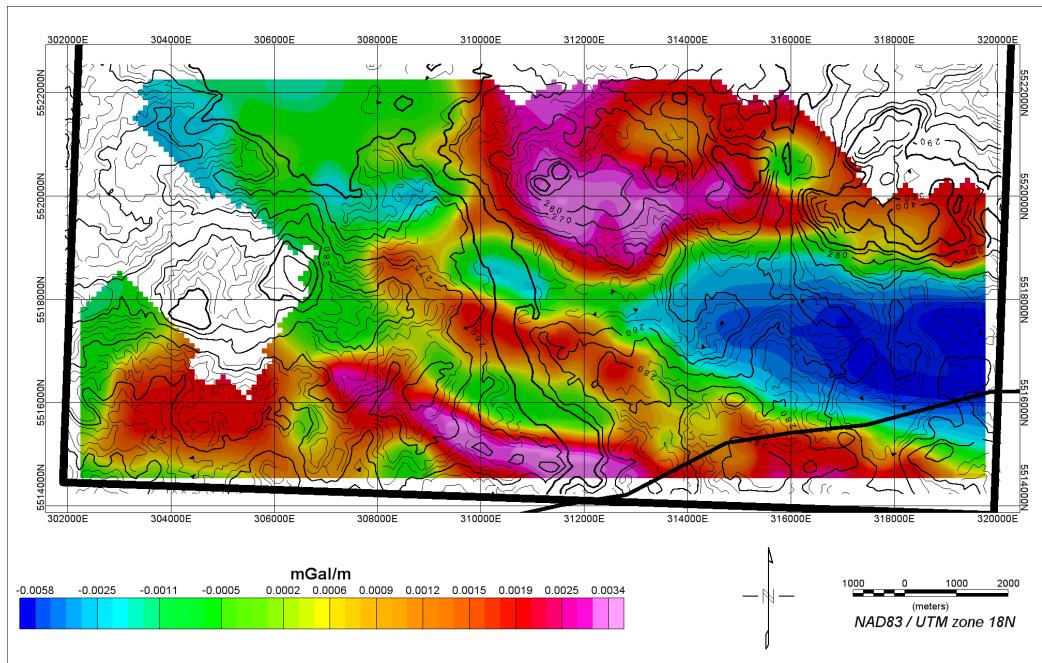


Figure 3.3: Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer dans la zone d'intérêt (prolongement vers le haut de 300 m pour lisser)

L'erreur de mesure des stations a été estimée par les auteurs de la compilation à 0,17 mGal. L'erreur aux points de la grille a été fixé à 0,2 mGal. Ce faisant on sous-estime l'erreur due à l'interpolation. Il s'agit cependant ici de fixer dans quelle marge d'erreur on souhaite que le résultat d'inversion ajuste les données. Une trop grande marge nuirait à la lisibilité de l'inversion. Il faut néanmoins garder à l'esprit l'erreur due à l'interpolation lors de l'interprétation des données, surtout si on souhaite définir les profondeurs ou les volumes de certains objets.

3.1.2 Analyse qualitative

Le levé varie de -16.9 à 12.2 mGal et présente plusieurs anomalies. On remarque tout d'abord au sud des valeurs plutôt élevées (de l'ordre de 10 mGal) qui correspondent au complexe gabbroïque de forte densité de la rivière Bell. À l'est, le pluton d'Olga est extrêmement bien visible de par son contraste de densité négatif avec la tendance régionale. Enfin, on remarque qu'une anomalie positive ressort clairement au nord. Elle ne semble pas trouver d'explication avec la géologie de surface. En effet, cette anomalie se trouve au cœur des volcanites mafiques de la Rivière Allard, ce qui ne permet pas de présumer a priori d'une anomalie à cet emplacement. De plus, plusieurs affleurements de basalte ont été observés à la verticale de l'anomalie et les mesures de densité de ces échantillons (de 2,95 à 3,06 g/cm³) n'indiquent pas une densité beaucoup plus forte que la moyenne des basaltes de la région (figure 3.8 et annexe 1).

La carte du gradient vertical (figure 3.3) présente de grandes zones avec des valeurs de gradient très proche de 0. Cela indique vraisemblablement, connaissant la verticalité des unités, que celles-ci se prolongent profondément. Ceci semble corroborer l'hypothèse de la verticalisation d'immenses panneaux suite à la collision des Sous Provinces de l'Abitibi et de l'Opatica. De même le gradient vertical permet déjà de prévoir le prolongement vers l'ouest du pluton d'Olga, ce qui n'apparaissait pas clairement sur l'anomalie de Bouguer. Le filon-couche gabbroïque qui recoupe différents panneaux est également visible ainsi que la phase pyroxénitique du Complexe de la Rivière Bell (CRB) et l'anomalie gravimétrique des volcanites de la Rivière Allard (VRA).

Le levé, même interpolé, ne couvre pas toute la zone d'étude. Il faudra veiller à ce que les zones interprétées soient bien couvertes par les données. On remarquera également que la distribution des stations peut créer des effets de « boudinage » (lorsque celles-ci sont trop écartées ou mal distribuées sur la structure) comme cela est le cas pour l'anomalie positive au sud due au complexe gabbroïque (figure 3.2). Il est certain que cet effet de « boudinage » (ou de lissage

excessif), affectera l'inversion et les formes des objets (qui devraient également apparaître boudinés ou lissés).

3.2 Levé magnétique de la CGC

3.2.1 Traitement du levé

Les données utilisées sont issues d'une grille de compilation des levés aéroportés de l'Abitibi, aussi bien au Québec qu'en Ontario. Ces données publiques sont disponibles à la Commission Géologique du Canada sous forme d'une grille avec un pas minimum de 50 m représentant le champ magnétique résiduel total, c'est-à-dire le champ total dont on a soustrait la référence IGRF. La dérivée verticale est également disponible. Les données sont enregistrées à une hauteur de 120 m au-dessus de la topographie, ce qui devrait permettre d'éviter un prolongement vers le haut des données. En effet, si elles étaient trop proches du sol (moins d'une fois la hauteur d'une cellule du modèle pour l'inversion, voir chapitre 4), elles pourraient être la source d'artéfacts de surface.

Tout d'abord on sélectionne un pas de 100 m pour la grille, pour un total de 13475 points à l'intérieur de la zone d'étude, afin de correspondre au pas de la grille gravimétrique, la moins échantillonnée des deux. Un prolongement vers le haut de 15 km est effectué sur une grille plus large (de 30 km en est-ouest par 30 km en nord-sud) afin, comme dans le cas des données gravimétriques, de quantifier le champ régional causé par des anomalies de plus grande profondeur. Ce champ est ensuite soustrait à la grille initiale (résultat à la figure 3.4). Pour l'erreur attribuée aux données, en l'absence d'autre information (due à la compilation), nous avons opté pour une constante de 2 nT à laquelle on ajoute 2% de la valeur absolue du champ mesuré. C'est important et majore probablement de beaucoup l'erreur réelle mais cela ne devrait pas poser de problème pour l'inversion vu les forts contrastes observés. Cela permet aussi de diminuer l'importance des plus fortes anomalies au détriment des plus faibles en accordant une erreur relative constante aux données (plus ou moins un seuil de 2 nT au-dessous duquel les variations sont considérées comme négligeables). On accorde ainsi autant de poids à la très forte anomalie due à la phase pyroxénitique à magnétite du Complexe de la Rivière Bell qu'aux autres anomalies de plus faibles amplitudes mais non moins intéressante.

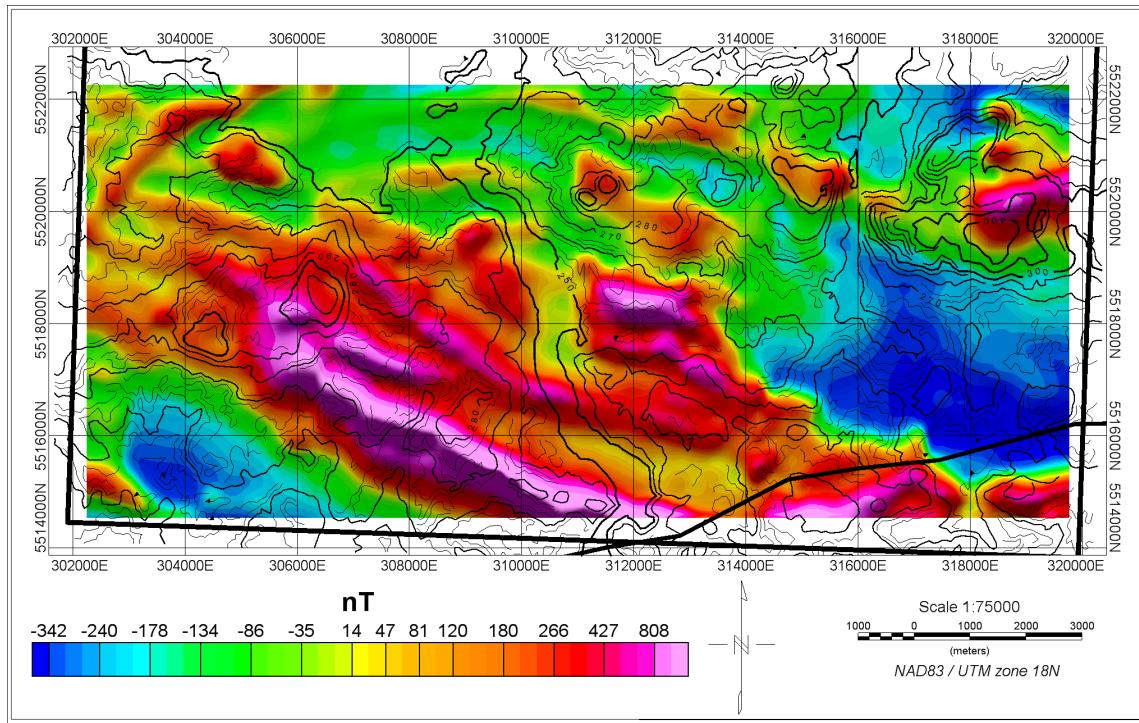


Figure 3.4 : Grille du champ magnétique résiduel dans la zone d'intérêt après traitements (lignes fines noires: lignes de niveaux; lignes épaisses noires: route principale et limite du feuillet)

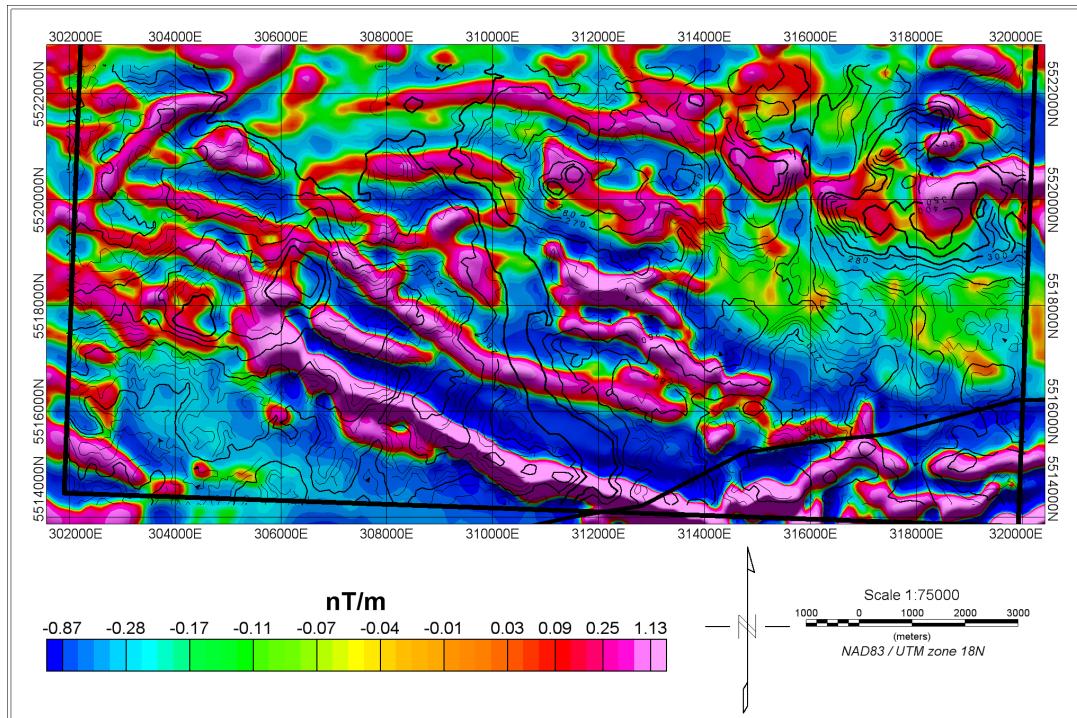


Figure 3.5: Carte du gradient magnétique vertical dans la zone d'intérêt

3.2.2 Analyse qualitative

La grille présente de très fortes variations avec un minimum de -506 nT et un maximum de 3392 nT. Les forts contrastes de susceptibilité entre les diverses unités ont conduit à l'utilisation quasi systématique du gradient vertical (figure 3.5) lors de la réalisation de la carte géologique du feuillet 32F13 Sud-Est (Pilote, 2010). La carte géologique tient déjà compte en majeure partie des anomalies rencontrées. On notera néanmoins que dans pour la réalisation de la carte géologique, les données utilisées provenaient d'un levé héliporté de haute résolution et d'un levé MEGATEM de moyenne résolution appartenant à la compagnie Xstrata Zinc Canada. Elles sont par conséquent beaucoup plus denses que les données utilisées ici.

On notera néanmoins une anomalie magnétique juste au nord de l'apophyse du platon Olga. Cette anomalie, bien qu'elle soit légèrement décalée vers le sud-est, pourrait correspondre dans une certaine mesure à l'anomalie gravimétrique des volcanites de la Rivière Allard. Ceci fera l'objet d'une analyse plus détaillée (cf. Chapitre 5).

3.3 Nomenclature des analyses des propriétés physiques

3.3.1 Nomenclature des échantillons

L'ensemble des mesures de terrain prises durant l'été de terrain 2010 du MRNF pour ce projet ont été regroupées dans des bases de données Excel disponibles en annexes (annexes 1 à 5).

Chaque échantillon est identifié par

- le numéro de la géofiche (initiales du géologue – année d'observation – numéro de station ou seulement le numéro de station) correspondant à la station d'échantillonnage suivi de la lettre attribué à la lithologie observé dans la géofiche
- les coordonnées de la station d'observation en NAD83/UTM 18U
- la lithologie attribuée à l'échantillon lors de l'observation, corrigée par la géochimie lorsque cette dernière est disponible (travaux de Pierre Pilote, 2010)

Pour pouvoir effectuer une analyse statistique conséquente et ne pas faire de subdivisions inutiles, les échantillons ont été regroupés selon une classification simplifiée des lithologies par

mode de mise en place et par famille de composition (tableau 3.1). La légende est conforme à la nomenclature du MRNF (Sharma et al., 1998).

Tableau 3.1: Nomenclature des familles lithologiques

CODE	Intrusif (I)	Effusif (V)
Felsique (1)	I1	V1
Intermédiaire (2)	I2	V2
Mafique (3)	I3	V3
Ultramafique (4)	I4	V4

3.3.2 Nomenclature des analyses statistiques

On s'intéresse ici à définir les caractéristiques de chaque famille lithologique afin déjà de voir si celles-ci sont bien définies par nos mesures pour la densité. Pour cela les propriétés statistiques de chaque famille sont calculées (moyenne, médiane, variance... voir tableau 3.2). Des diagrammes de type boxplot sont également réalisés à partir de l'ensemble de données afin d'analyser la moyenne, la médiane et la variance de chacune des lithologies (figure 3.6). Cela permet de quantifier la variabilité des propriétés physiques étudiées des différentes familles lithologiques et ainsi de déterminer si ces propriétés physiques permettent de différencier ces familles les unes des autres. Ceci pourrait être particulièrement important pour le modèle 3D lors des simulations des réponses géophysiques ou pour la reconnaissance de nos unités dans les résultats des inversions.

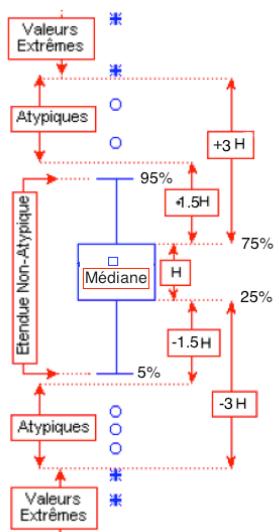


Figure 3.6 : Schéma explicatif des analyses type *boxplot* (modifié de l'aide de Statistica 10)

3.4 Analyse de la densité des lithologies

3.4.1 Méthode de mesure et erreur associée

Les échantillons de terrain sont tout d'abord préparés pour la mesure, les surfaces d'altération sont sciés puis les échantillons sont nettoyés et séchés. La porosité des roches ignées de la région est considérée comme extrêmement faible. Des mesures de densité avec des échantillons préalablement immersées ont été réalisées. Les résultats sont équivalents (voir annexe 6).

Les densités des échantillons de terrain et de forages ont été calculées à l'aide d'une balance précise au dixième de gramme grâce au principe d'Archimède en mesurant leur poids dans l'air et leur poids dans l'eau. Ce calcul est corrigé pour la variation de la masse volumique de l'eau en fonction de la température et pour la dérive de la balance grâce à un étalon de densité connue.

La balance utilisée est celle de la carothèque de Xstrata Zinc Mine Matagami (figure 3.7). Il s'agit d'une balance de précision Classic Light PL-8001-S (Mettler Toledo). Le poids maximum accepté est de 8100 g. La précision des mesures dans l'air est de 0.1 g et celle des mesures dans l'eau de 0.3 g. L'étalon utilisé est un poids de fer de 5000.3 g (masse mesurée) de densité connue de 7.85 g/cm³.

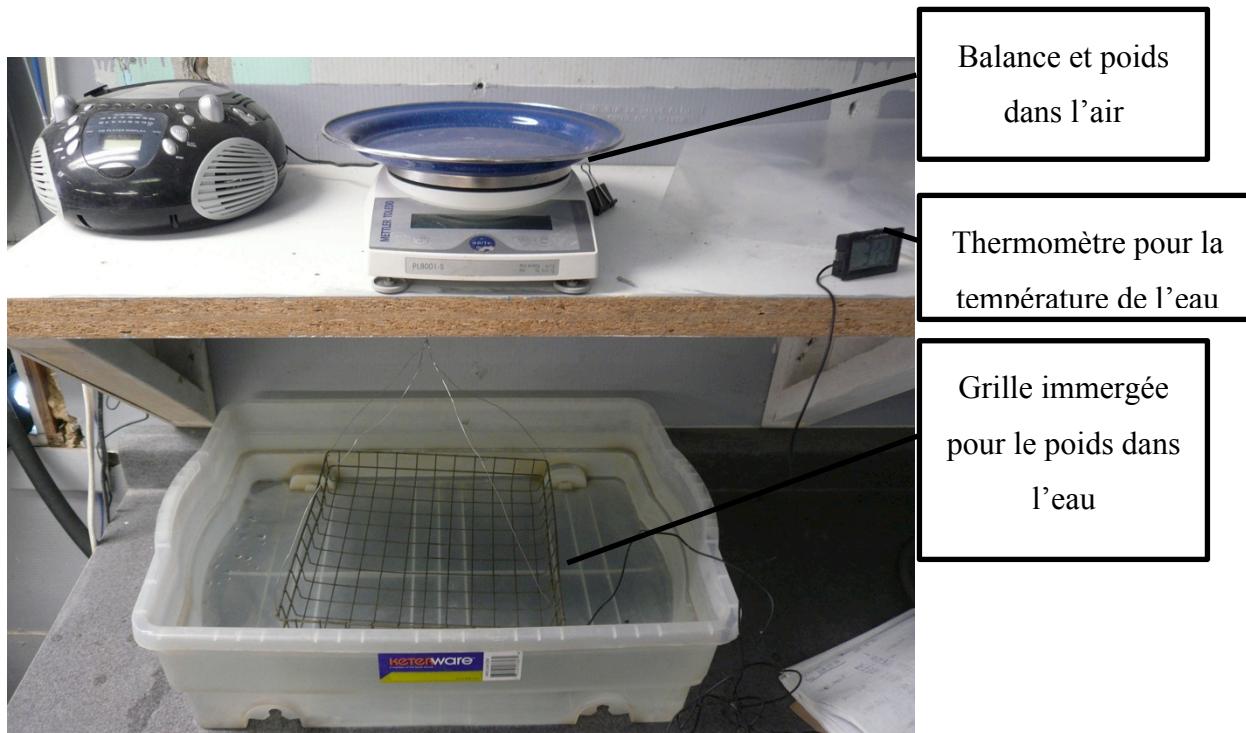


Figure 3.7 : Système de mesure de densité de Xstrata Zinc mine Matagami

La densité est calculée comme suit :

$$\rho = \frac{M_a}{M_a - M_\omega} * f_T * f_e$$

M_a est la masse de l'échantillon dans l'air

M_ω est la masse de l'échantillon dans l'eau

f_T est le facteur de correction de température. À une température donnée, f_T est égale à la densité de l'eau à la température T (voir Annexe 7).

$$f_T(T) = \rho_\omega(T)$$

f_e est le facteur de correction de dérive par rapport à l'étalon.

Pour calculer f_e , la densité de l'étalon est mesurée à intervalle régulier dans le temps (une fois toutes les 30 minutes). On établit alors un facteur multiplicatif pour arriver de la densité calculée à la densité connue de l'étalon. Ce facteur multiplicatif évolue ensuite dans le temps de façon linéaire entre deux mesures de l'étalon et constitue le facteur de correction de dérive par rapport à l'étalon. Typiquement ce facteur correctif a varié entre 1,0015 et 1,0030.

L'erreur relative de calcul de la densité se calcule comme suit (Bosczuk, 2008) :

$$e = \frac{\frac{M_a + 0,1}{M_a - 0,1 - (M_\omega + 0,3)} * f_e * f_T - \rho}{\rho}$$

3.4.2 Inventaire, positions, carte des échantillons, erreurs relatives

Les mesures de densité (figure 3.8) qui ont été prises durant la campagne de terrain 2010 du MRNF sont constituées de:

- mesures de densité de 398 échantillons de terrain qui correspondent à 365 observations de différentes lithologies affleurantes, principalement des roches effusives et intrusives mafiques à felsiques.
- mesures de densité de 99 échantillons provenant de 3 forages de Xstrata Zinc Mine Matagami: BC-06-30, BC-06-30W3 et BC-06-31.

Les marges d'erreurs relatives observées sont toutes inférieures à 1% et seulement trois sont supérieures à 0,5%. L'erreur absolue moyenne de mesure est de 0,005 g/cm³.

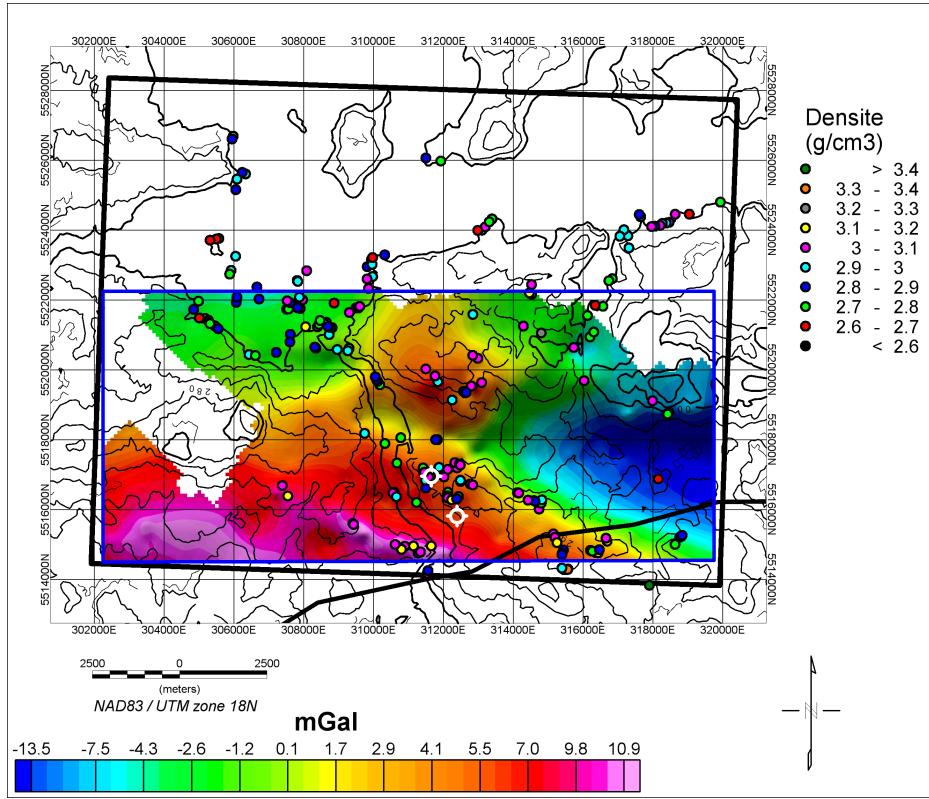


Figure 3.8: Carte des densités mesurées des échantillons de terrain (cadre bleu : zone d'intérêt) et emplacements des forages sélectionnés pour les mesures de densité (cercle blanc)

3.4.3 Comparaison NORMAT/Archimède

Sur les 497 échantillons mesurés, 180 ont fait l'objet d'une analyse chimique dont on a pu calculer la densité NORMAT avec pour standard les schistes verts à 400°C. La comparaison entre les deux densités est présentée sous forme de graphique à la figure 3.9. La corrélation est excellente avec un coefficient de corrélation linéaire supérieur à 95% pour une droite de 0,9949 de pente pour une valeur de 1 attendue. L'erreur absolue moyenne entre la densité mesurée par la méthode d'Archimète et la densité calculée par NORMAT est de 0,02. Cela confirme d'une part que les densités NORMAT sont fiables et que les densités NORMAT des échantillons dont on ne connaît pas la densité par la méthode d'Archimète (24 échantillons) pourront être utilisés dans cette étude et comme contraintes lors de l'inversion géophysique.

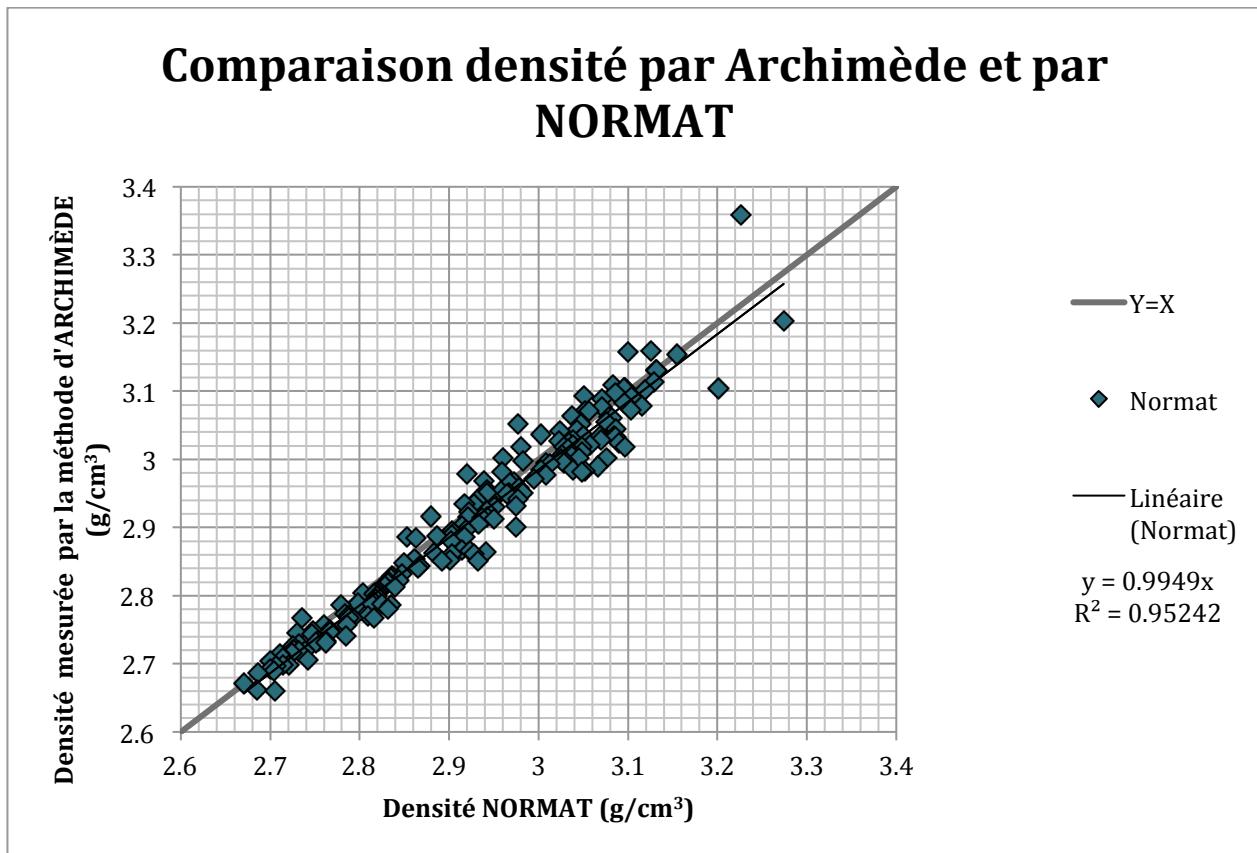


Figure 3.9: Comparaison des mesures de densité obtenues avec celles calculées par la méthode NORMAT

3.4.4 Résultats : distribution par lithologie

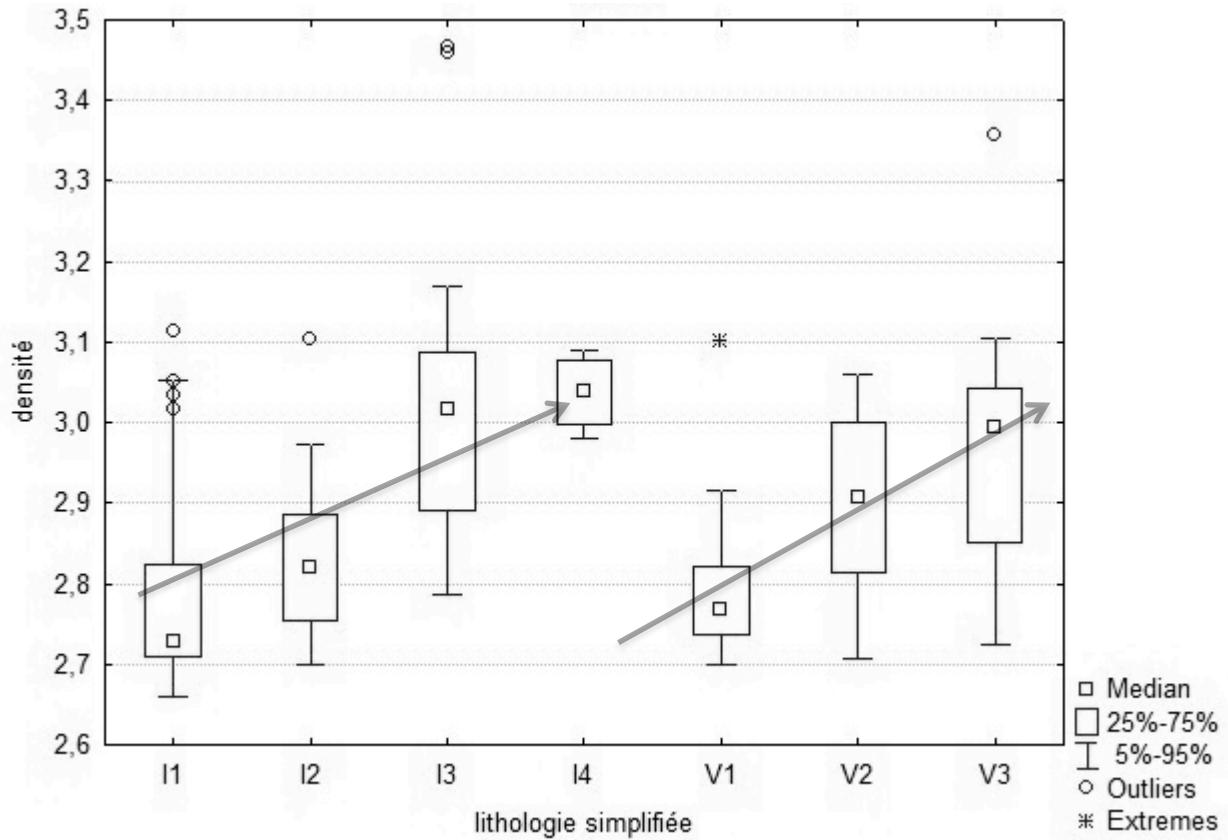


Figure 3.10: Distribution des densités en fonction de la lithologie (flèche: tendance attendue; légende au tableau 3.1)

Dans l'ensemble, plus les roches sont siliceuses, moins elles sont denses, ce qui est le résultat attendu. Si les distinctions sont assez nettes entre les roches felsiques et mafiques, elles sont plus difficiles entre roches mafiques et intermédiaires. On remarquera également une grande variabilité et extension des roches effusives intermédiaires et mafiques vers des valeurs de densité plus faible que celles attendues. On remarquera également que dans le cas des roches effusives mafiques, la médiane est un bon indicateur du phénomène étant décentrée dans la « boîte ». La médiane nous indique une valeur de densité anticipée, moins sujette à l'influence des valeurs plus faibles observées que la moyenne (Figure 3.10). Celles-ci pourraient peut-être s'expliquer par le fait que de nombreux basaltes silicifiés ont été observés sur le terrain. Aucune distinction n'a cependant été faite dans les appellations utilisées ici entre un basalte silicifié ou non, catégorisés tous deux dans V3, d'où la variabilité observée ici. Certains échantillons proviennent également

de basaltes qui ont été métamorphisés aux faciès cornéens à amphibolitiques, ce qui a probablement influencé la mesure.

3.4.5 Cas des roches effusives mafiques

En traçant l'histogramme des roches effusives mafiques (figure 3.11), deux distributions se démarquent, ce dont on pouvait se douter avec la médiane « décentrée » observée plus haut. Les basaltes présentent une distribution bimodale tandis que les autres lithologies présentent des distributions monomodales (annexe 8). Cela explique la forte variabilité observée pour cette famille. Les roches effusives mafiques ont été partagés en deux familles : celles de densité inférieure à $2,9\text{g/cm}^3$ et celles de densité supérieure.

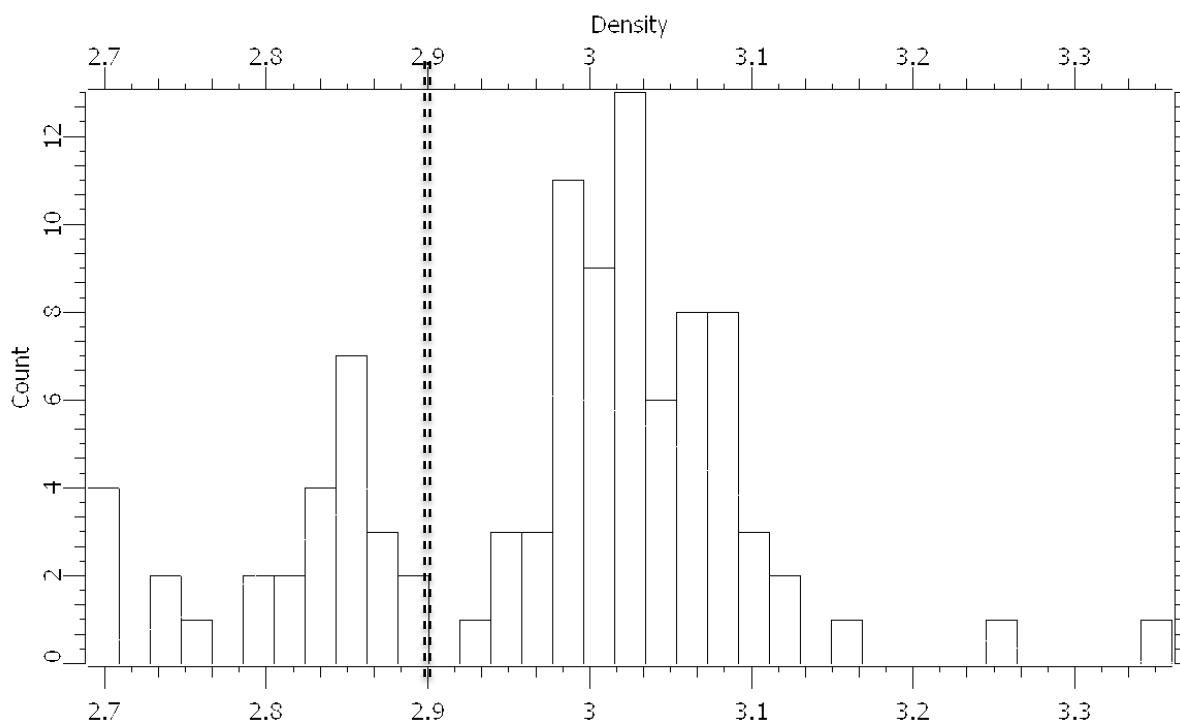


Figure 3.11: Distribution des densités des basaltes (trait pointillé : séparation entre les deux distributions normales; courbe)

On remarque que les basaltes les moins denses sont concentrés dans une certaine zone de la carte (figure 3.12). Cette zone de plus faible densité se retrouve bien sur le levé gravimétrique (figure 3.2).

On décompose donc dans nos données pour les calculs statistiques les basaltes en deux familles distinctes (tableau 3.2). Cette séparation pourra également, si besoin est, être considéré lors de l'inversion. La famille 1 correspond aux basaltes communs tandis que la famille 2 correspond aux basaltes de plus faible densité.

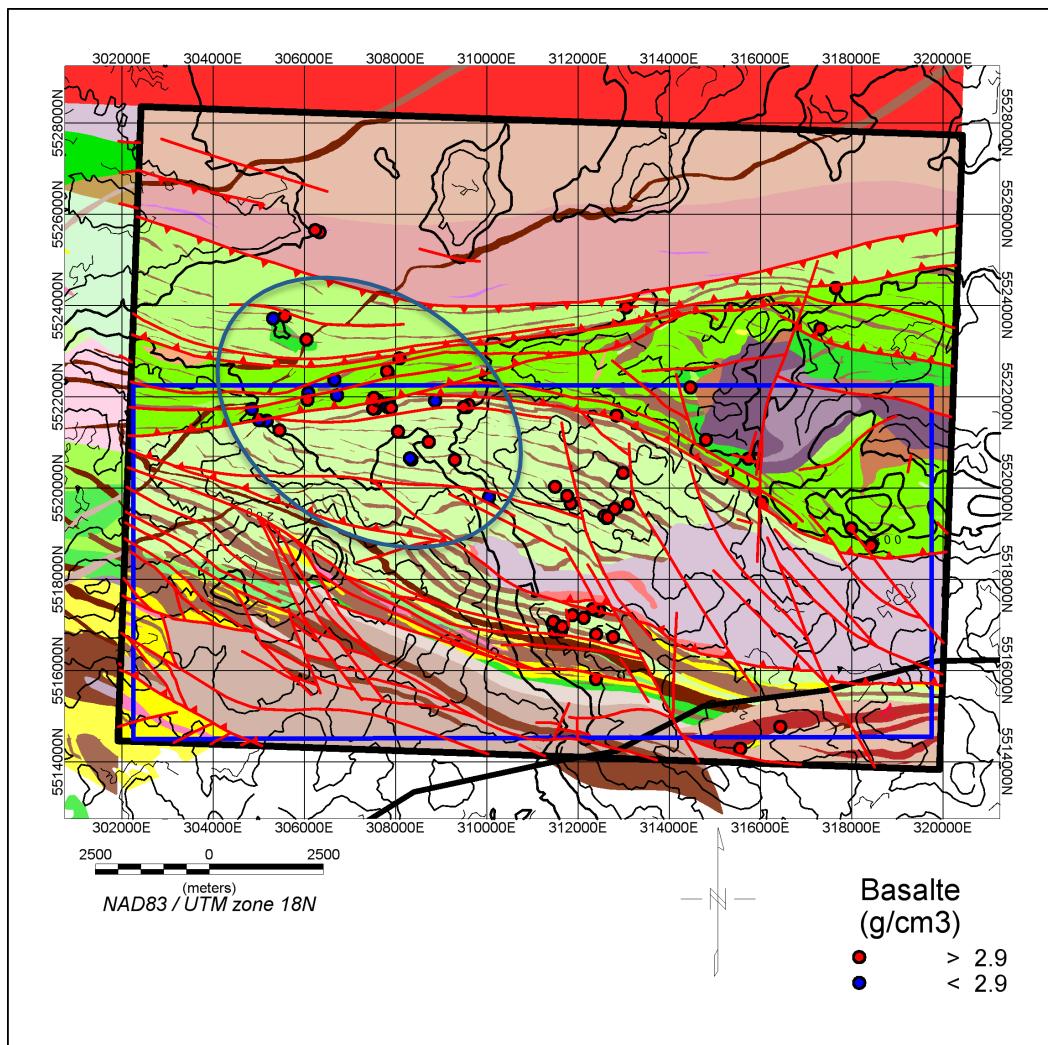


Figure 3.12: Carte des densités des basaltes (en bleu : basaltes de densité inférieure à 2.9 g/cm^3 , limités à un secteur mis en évidence par l'ellipse bleue; en rouge : basaltes de densité supérieure à 2.9 g/cm^3 .)

Les roches andésitiques présentent également des densités sensiblement plus faibles dans le secteur indiqué à la figure 3.12. Cependant la distribution monomodale des densités ne permet pas de distinguer de façon net deux familles comme dans le cas des roches mafiques.

3.4.6 Tableau des résultats et comparatifs de l'analyse statistique :

Tableau 3.2: Résultats de l'analyse statistique de la densité des lithologies

Densité	Nombre de mesures	Moyenne	Médiane	Minimum	Maximum	Variance
I1	37	2.78	2.73	2.64	3.11	0.0134
I2	33	2.83	2.82	2.69	3.10	0.0086
I3	147	3.00	3.02	2.71	3.47	0.0172
I4	4	3.04	3.04	2.98	3.09	0.0023
V1	52	2.78	2.77	2.67	3.10	0.0058
V2	103	2.90	2.91	2.66	3.09	0.0127
V3	123	2.95	2.99	2.69	3.36	0.0169
V3 famille 1	80	3.03	3.03	2.90	3.36	0.0044
V3 famille 2	43	2.80	2.82	2.69	2.89	0.0037
Schiste	1	2.74	2.74	2.74	2.74	
Cheminée d'altération	2	2.88	2.88	2.82	2.94	0.0063
Grès	7	2.78	2.76	2.70	2.96	0.0076
Mudrock	4	2.85	2.83	2.80	2.94	0.0039
Tuf felsique	2	2.82	2.82	2.74	2.90	0.0116
Tuf intermédiaire	1	2.98	2.98	2.98	2.98	
Tuf mafique	3	2.98	2.98	2.94	3.01	0.0012
Tuf indéterminé	2	2.77	2.77	2.74	2.79	0.0014

Tableau 3.3: Tableau comparatif avec d'autres travaux disponibles

DENSITÉ (g/cm ³)	Secteur	Flanc Nord	Flanc Sud	Bracemac	Flanc Ouest
Lithologie	Mode de mesures	Échantillons	Diagraphie	Diagraphie	Échantillons
	Référence	Astic, 2010b	Astic, 2010a	Matot, 2009	Boszczuk, 2008
I1	nombre de mesures	36	963		4
	moyenne	2.78	2.74		2.82
	médiane	2.73	2.74		2.76
	Min	2.64	2.50		2.72
	Max	3.11	3.32		3.02
	variance	0.0134	0.0078		0.0196
I2	nombre de mesures	33	373	688	6
	moyenne	2.83	2.80	2.94	2.83
	médiane	2.82	2.80		2.82
	Min	2.69	2.55	2.71	2.71
	Max	3.10	3.11	4.10	3.01
	variance	0.0086	0.0080	0.0209	0.0121
I3	nombre de mesures	147	13739	6047	20
	moyenne	3.00	2.97	2.98	2.92
	médiane	3.02	2.98		2.91
	Min	2.71	1.63	2.64	2.81
	Max	3.47	3.49	3.19	3.09
	variance	0.0172	0.0135	0.0086	0.0081
V1	nombre de mesures	52	11266	2521	7
	moyenne	2.78	2.79	2.81	2.78
	médiane	2.77	2.78		2.77
	Min	2.67	2.53	2.70	2.66
	Max	3.10	3.96	2.77	2.88
	variance	0.0058	0.0065	0.0043	0.0081
V2	nombre de mesures	103	2973	2566	155
	moyenne	2.90	2.91	2.91	2.88
	médiane	2.91	2.90		2.87
	Min	2.66	2.60	2.71	2.69
	Max	3.09	3.69	3.30	3.13
	variance	0.0127	0.0169	0.0061	0.0081
V3	nombre de mesures	123	2119	245	34
	moyenne	2.95	2.86	2.8781	2.90
	médiane	2.99	2.84		2.88
	Min	2.69	2.50	2.7605	2.78
	Max	3.36	3.54	3.0698	3.13
	variance	0.0169	0.0144	0.0032	0.0081

3.4.7 Discussion

Les données acquises durant la campagne de terrain 2010 sur le flanc nord du camp de Matagami sont globalement en accord avec les données acquises sur les flancs sud et ouest. Les valeurs moyennes et médianes de densité des roches et les variances observées sont équivalentes. Les minimas et maximas peuvent être assez variables et proviennent sans doute de la méthode de mesure. En effet, si la mesure sur échantillon ne tient pas compte de la fracturation, les diagrphies oui. Heureusement, le grand nombre de mesures compense cet effet, la roche fraîche non altérée loin des gisements étant relativement peu fracturée (Matot, 2009).

Les analyses du LAMROC (P.-S. Ross, Bourke, & Fresia, 2011) ne sont pas encore disponibles et font l'objet d'un sujet de maîtrise à l'INRS-ETE, à Québec.

Pour les comparaisons entre les valeurs de densité mesurées par la méthode d'Archimède et les densités calculées par la méthode NORMAT, les valeurs de régression trouvées ici sont en accord avec les travaux de P. Boszczuk (Boszczuk, et al., 2011) qui avait travaillé sur des échantillons des flancs sud et ouest. La comparaison, portant sur 72 échantillons (180 dans notre étude), avait donné une pente de régression de 0,993 (0,9949 dans notre étude) pour un coefficient de corrélation de 97% (95% dans notre étude) avec une erreur absolue moyenne de 0,02 (0,02 dans notre étude).

Les échantillons étant prélevés sur des affleurements ou le long de certains forages, leur distribution géographique est irrégulière. Cependant chaque panneau de la zone d'étude est couvert et on peut compter sur les continuités latérales pour couvrir certains secteurs auxquels il n'a pas été possible d'accéder durant la campagne de terrain. La distribution hétérogène ne devrait donc pas affecter les résultats de l'analyse statistique. L'obtention de distributions proches d'une loi normale des densités de chaque famille lithologique tend à confirmer cette conclusion. Les susceptibilités magnétiques sont très hétérogènes, comme cela avait pu être observés même à l'échelle d'un affleurement et le sont donc quelle que soit la distribution des stations de mesures.

3.4.8 Conclusion sur la densité

Les valeurs trouvées permettent de séparer les roches saines selon leur composition mafique ou felsique et dans une certaine mesure les roches intermédiaires dans le cas des intrusifs. Dans le cas

effusif, il n'y a que très peu de différence entre mafiques et intermédiaires. Ces deux lithologies présentaient d'ailleurs sur le terrain de très fortes similitudes (textures de brèches, de coussins...), ce qui rend peut-être superflu ou en tout cas flou la distinction entre ces deux unités dans le cas du camp minier de Matagami. Le cas des basaltes est à part dans le sens où ceux-ci présentent une forte variabilité, mais cette variabilité est circonscrite à une zone en particulier, d'où une distribution bimodale. On pourra tenir compte de cette variation de la densité moyenne des basaltes si une inversion géophysique est faite dans cette zone. Les causes de cette variabilité locale pourraient être évaluées à l'aide de la géochimie ou par l'observation des lames minces des échantillons correspondants. Des analyses XRF seraient également une solution si la géochimie n'est pas disponible.

3.5 Analyse des susceptibilités magnétiques des lithologies

3.5.1 Susceptibilité vraie et susceptibilité apparente

La susceptibilité magnétique a été mesurée à l'aide d'un appareil KT-9 fourni par le MRNF. Cet appareil permet de stocker en mémoire 10 valeurs de susceptibilité mesurée et d'en calculer la moyenne arithmétique. La précision de chacune des valeurs n'est pas connue. La gamme des susceptibilités mesurables par cet appareil s'étend de 10^{-5} SI à $999 \cdot 10^{-3}$ SI. Il dispose également d'un goujon amovible appelé «PIN» dont la présence ou non permet de s'adapter aux différents types d'échantillons.

Deux jeux de données sont disponibles. D'une part, 114 mesures de susceptibilité magnétique *in situ* ont été mesurées avec le mode PIN de l'appareil, comme recommandé par le livret d'instruction afin d'éviter les effets dus à la rugosité de la surface. Pour ces mesures, la valeur de susceptibilité acquise est la moyenne de dix observations faites en divers points de l'affleurement. Dans le cas où de grandes variations ont été observées, cela a été noté dans les commentaires. On assume que ces mesures sont les susceptibilités vraies des lithologies avec une marge d'erreur de 10% comme spécifiée par le constructeur. D'autre part, 410 mesures de susceptibilité magnétique sur des échantillons séchés et nettoyés ont été mesurées avec le mode NO PIN de l'appareil, comme encore spécifié par le constructeur afin de permettre un contact maximum entre l'échantillon et le capteur. La rugosité est considérée comme nulle puisque les échantillons ont été nettoyés à la scie à roches. Pour ces mesures, la valeur de susceptibilité acquise est la moyenne de dix observations également réparties sur les diverses faces de

l'échantillon. Au vue de la taille des échantillons, ces mesures sont des susceptibilités apparentes mais restent néanmoins un bon indicateur (voir paragraphe comparaison échantillon/in situ).

3.5.2 Inventaire, positions, carte des mesures sur échantillon et sur le terrain :

Les mesures de susceptibilité magnétique (figure 3.13) prises durant l'été sont constituées des :

- Mesures de susceptibilité apparente de 410 échantillons de terrain correspondant à 407 observations de différentes lithologies affleurantes.
- Mesures des susceptibilités in situ de 114 lithologies différentes. Parmi celles-ci, 102 peuvent être mis en parallèle avec des mesures sur échantillon.

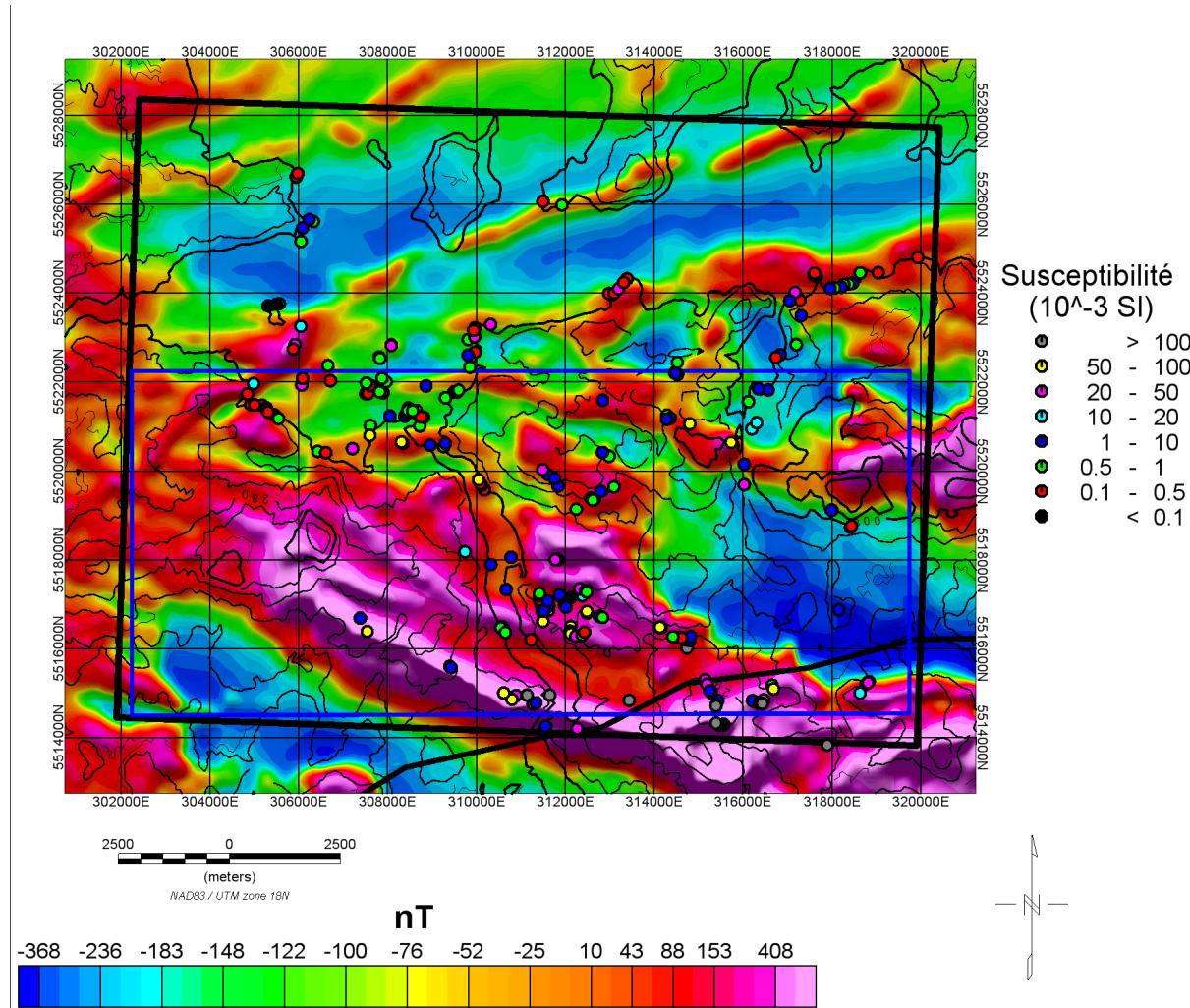


Figure 3.13 : Carte du champ magnétique et des mesures de susceptibilité magnétique (cadre noir : limite du feuillet 32F13; cadre bleu : zone d'intérêt)

3.5.3 Comparaison mesure sur échantillon/in situ

Ayant mesuré le poids et la densité de chaque échantillon, nous disposons pour 84 échantillons de leur susceptibilité magnétique in situ, apparente et de leur volume. La définition d'un facteur géométrique liant les trois paramètres a été tentée. Cependant, plusieurs paramètres rendent cela complexe :

- Les échantillons sont de tailles et de formes variées
- La mesure est une moyenne de plusieurs observations sur plusieurs facettes des échantillons. On a pu voir que celles-ci pouvaient fortement varier, parfois d'un ordre de grandeur ou plus selon la répartition de la magnétite dans l'échantillon
- L'échantillon peut ne pas être représentatif de l'affleurement
- La distribution de la susceptibilité magnétique peut varier fortement au sein d'un même affleurement

Nous avons néanmoins fait les observations suivantes :

- Sur les 102 mesures communes de susceptibilité in situ et sur échantillons, 23 seulement sont séparés par un facteur de plus de 3.
- Dans 41 cas, la susceptibilité de l'échantillon est plus grande que celle observée sur l'affleurement. Dans 4 cas seulement, cette susceptibilité est supérieure d'un ordre de grandeur ou plus.

La station 18 est celle présentant le plus d'écart. Les échantillons ne présentaient pas de magnétisme tandis que les mesures in situ sont extrêmement fortes. Sur le terrain on a pu observer de nombreuses veines de magnétite qui sont à l'origine du magnétisme observé sur l'affleurement.

Au final, si les données in situ sont certainement les plus représentatives de la réalité, les mesures des échantillons donnent en général un bon ordre de grandeur de la susceptibilité magnétique réelle de l'affleurement.

3.5.4 Distribution par lithologie

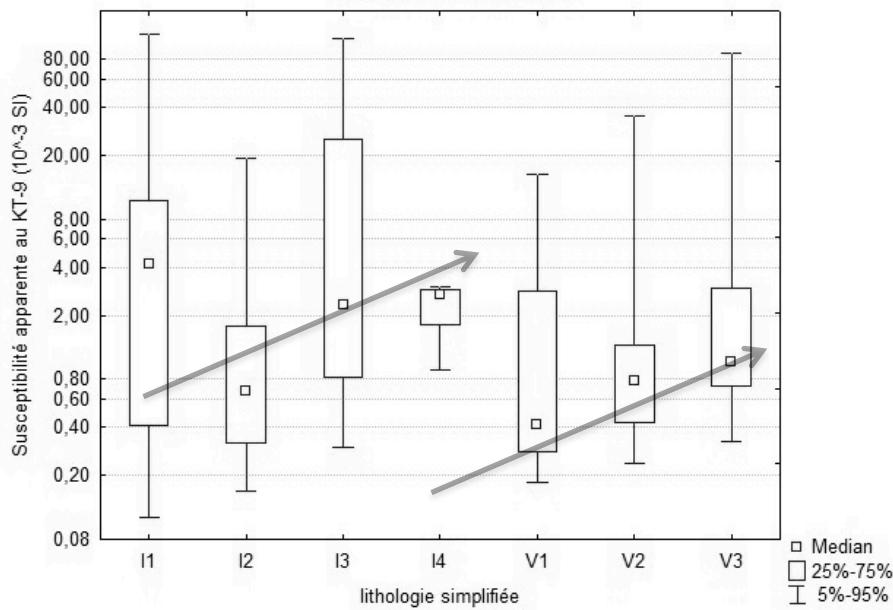


Figure 3.14: Distribution des susceptibilités magnétiques des échantillons en fonction de la lithologie (échelle log; flèche: tendance qualitative attendue; légende au tableau 3.1)

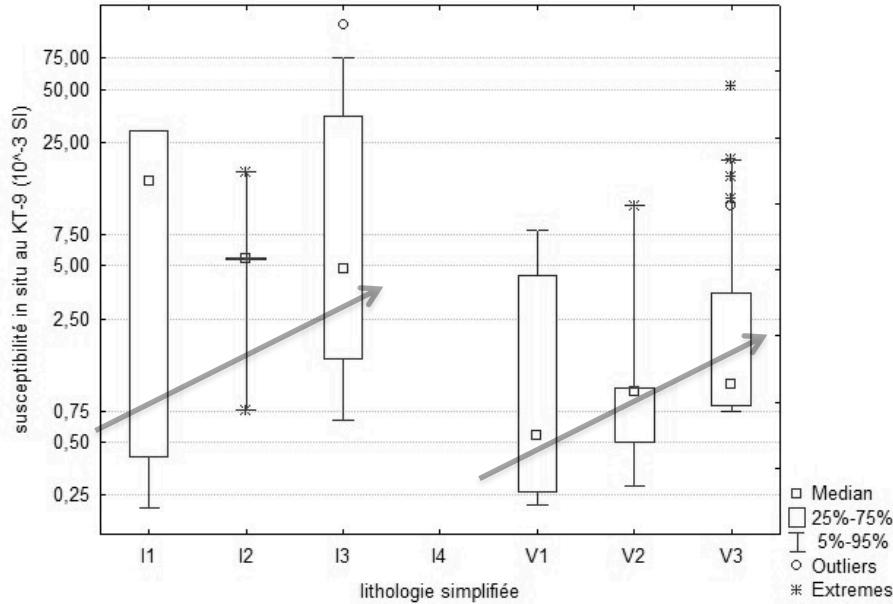


Figure 3.15 : Distribution des mesures de susceptibilité in situ en fonction de la lithologie (échelle log; flèche: tendance qualitative attendue; légende au tableau 3.1)

En se basant sur la figure 3.14 de l'analyse à partir de la susceptibilité des échantillons, on n'observe pas ici de lithologie magnétique ou non magnétique sur l'ensemble du feuillet. Que les

roches soient mafiques ou felsiques, intrusives ou effusives, les échantillons présentent des degrés de susceptibilité très divers. La médiane est ici un bon indicateur des proportions des roches magnétiques ou non. On observe que la médiane des roches intrusives felsiques et mafiques est plutôt élevée, ce qui indique que plus de la moitié des roches mesurées de ce type sont magnétiques. Curieusement ce n'est pas ce qui est observé pour les roches intrusives intermédiaires. Pour les roches effusives, les roches mafiques sont dans l'ensemble plus magnétiques que les roches plus felsiques. Les roches effusives felsiques sont majoritairement non magnétiques mais une part non négligeable présente des susceptibilités assez fortes. La tendance attendue (plus les roches sont mafiques plus elles sont magnétiques) est plutôt bien retrouvée pour les roches effusives. Pour les roches intrusives, les roches felsiques présentent des valeurs de susceptibilité inattendues.

Pour les susceptibilités *in situ* (figure 3.15), on notera en premier lieu que pour une plus grande clarté du graphique, on a enlevé les valeurs extrêmes de 220×10^{-3} SI de la station 18. On voit de nouveau que la susceptibilité peut extrêmement varier au sein d'une même famille lithologique. Si les roches mafiques ressortent légèrement, aucune famille ne se démarque nettement.

Le tableau 3.4 résume les données statistiques des mesures de susceptibilité.

Tableau 3.4: Tableau de l'analyse de la susceptibilité magnétique

Code	Susceptibilité en 10^{-3} SI	Nombre d'échantillons	Moyenne	Moyenne géométrique	Median	Minimum	Maximum	Variance
I1	Susceptibilité apparente	28	18.19	2.45	3.18	0.06	153.00	1484
	Susceptibilité in situ	5	3.77	0.88	0.29	0.18	15.00	41
I2	Susceptibilité apparente	26	6.84	0.94	0.56	0.13	123.00	580
	Susceptibilité in situ	3	2.22	1.20	0.76	0.41	5.50	8
I3	Susceptibilité apparente	126	22.14	4.62	3.04	0.09	235.00	1330
	Susceptibilité in situ	51	27.91	6.70	5.47	0.28	239.00	2376
I4	Susceptibilité apparente	4	2,32	2,11	2,68	0,92	3,02	0,91
	Susceptibilité apparente	6	2.09	0.73	0.66	0.14	9.57	14
Inconnu	Susceptibilité in situ	1	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	
Gneiss	Susceptibilité apparente	1	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	
Schiste	Susceptibilité apparente	3	0,35	0,3	0,36	0,13	0,58	0,05
Grès	Susceptibilité apparente	4	0.30	0.24	0.25	0.13	0.58	0.047
	Susceptibilité apparente	3	7,42	1,53	0,55	0,31	21,4	147
Mudrock	Susceptibilité in situ	1	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	
Tuf felsique	Susceptibilité apparente	1	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	
	Susceptibilité in situ	1	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	
V1	Susceptibilité apparente	30	8,38	0,96	0,42	0,17	180.00	1067
	Susceptibilité in situ	9	3.11	1.13	0.79	0.22	15.00	26
V2	Susceptibilité apparente	83	6,74	1,2	0,78	0,11	85.00	286
	Susceptibilité in situ	9	2.12	1.25	1.01	0.44	11.00	11
V3	Susceptibilité apparente	96	11.76	1.97	1.03	0.05	101.00	636
	Susceptibilité in situ	33	9.21	2.50	1.16	0.30	92.90	377
Veines	Susceptibilité apparente	2	6.70		6.70	0.00	13.40	90

3.5.5 Discussion et conclusion sur la susceptibilité magnétique

Contrairement à la densité, la susceptibilité magnétique ne permet pas sur le flanc nord de caractériser les familles de lithologies définies ici. La susceptibilité magnétique est presque uniquement fonction du contenu et de la distribution de magnétite au sein de la roche, en l'absence de magnétisme rémanent. De façon primaire, ce minéral est plus présent dans les roches mafiques. On s'attend donc à ce que plus les roches sont mafiques, plus celles-ci soient (potentiellement) magnétique (figure 3.14 et 3.15). Les plutons felsiques apparaissent d'ailleurs sous formes d'anomalies négatives sur les levés magnétiques (figure 3.4). Cependant de nombreux facteurs affectent la mesure tel que la géométrie de l'échantillon, les altérations en magnétite ou la présence de veinules de magnétite sur le terrain... De plus il a été observé sur le terrain, que, pour une même intrusion mafique, la susceptibilité peut varier de plusieurs ordres de grandeur selon la position de la mesure sur l'intrusion (bordure, cœur). Cependant, ces mesures sont néanmoins des indications précieuses et sont assez bien corrélées avec la carte du champ magnétique, ce qui indique que la carte du champ magnétique est une bonne représentation de la géologie de surface et que peu d'anomalies semblent être dues à des corps profonds inconnus.

Les mesures de susceptibilité apparente donnent un bon ordre de grandeur de la susceptibilité de l'affleurement. Cependant une bonne connaissance du terrain sera nécessaire à l'inversion des levés magnétiques du fait des grandes variations observées au sein d'une même lithologie sur le feuillet. La susceptibilité serait donc plus appropriée pour caractériser des horizons particuliers plutôt qu'une famille lithologique au complet.

3.6 Diagramme croisé densité, susceptibilité et lithologie

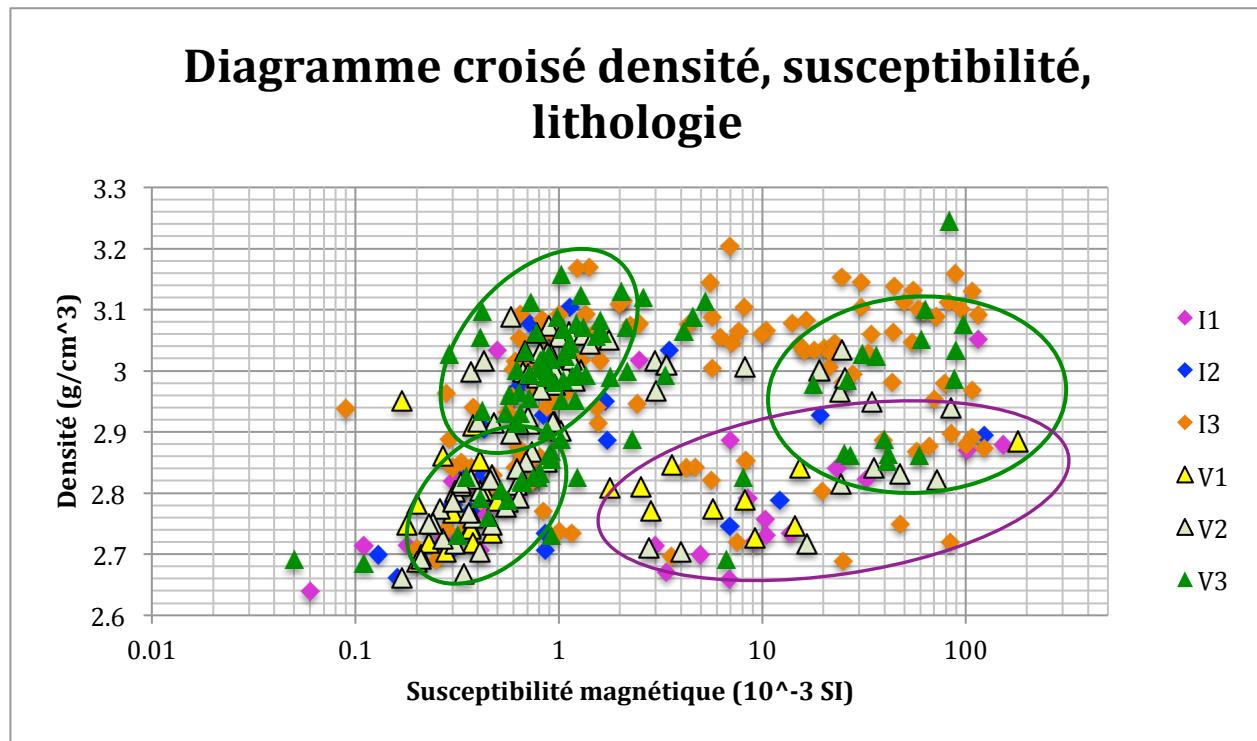


Figure 3.16: Diagramme croisé des densités et des susceptibilités magnétiques (légende au tableau 3.1; ellipse violette : famille d’intrusions felsiques magnétiques; ellipse verte : différentes familles de volcanites mafiques)

Nous avons tracé dans un diagramme la densité des échantillons en fonction de la susceptibilité magnétique des échantillons. Nous avons colorés les points en fonction de la lithologie (figure 3.16).

Des séparations nettes n’apparaissent pas entre les lithologies dans ce graphe. Néanmoins plusieurs tendances sont à noter :

- Les roches intrusives mafiques couvrent un très large spectre de susceptibilité. Leur densité reste élevée en permanence ($\sim 3,0\text{-}3,1 \text{ g/cm}^3$)
- On distingue trois groupes de roches effusives mafiques (encerclés en vert sur la figure 3.16). La distinction supplémentaire est marquée par la susceptibilité magnétique élevée de l’une des deux familles. En proportion, les basaltes de plus faible densité observés avant se répartissent dans l’une et l’autre famille de susceptibilité. Mais vu la plus grande

importance du groupe non magnétique, la plupart se trouvent dans cette famille de faible susceptibilité.

- Les deux familles de basalte non ou peu magnétiques présentent une même tendance linéaire d'augmentation de la densité en fonction de la susceptibilité magnétique, avec néanmoins une dispersion assez grande.
- Les basaltes magnétiques ne se concentrent pas dans une zone mais sont répartis spatialement sur l'ensemble du secteur d'étude. Néanmoins l'alignement de certains selon un axe grossièrement est-ouest, c'est-à-dire proche de la stratification, semble indiquer une même famille de coulées.
- Les andésites présentent le même comportement que les basaltes.
- Les roches effusives felsiques couvrent un large spectre de susceptibilité mais une majorité a une susceptibilité inférieure à 10^{-3} SI. Les roches intrusives felsiques sont globalement magnétiques (cerclés en violet sur la figure 3.16). Ces roches felsiques se distinguent par une densité moyenne plus faible.

3.7 Conclusion

La densité semble être la meilleure des deux propriétés étudiées ici pour distinguer les familles lithologiques. On a pu définir pour les deux propriétés des familles parmi les basaltes mais ce ne sont pas les mêmes familles selon si on les classe pour suivant la densité ou la susceptibilité. Les lithologies rencontrées présentent de grandes variations de la susceptibilité magnétique, notamment les gabbros. Il avait d'ailleurs été observé qu'un même gabbro pouvait passer sur le terrain de magnétique à non magnétique. La susceptibilité est mieux adaptée à la définition d'horizons précis plutôt qu'à une famille lithologique telle que définie ici.

Les phénomènes observés sur les basaltes peuvent avoir été primaires ou tardifs. Primaire si cela est dû à un changement de composition chimique et donc à des sources différentes des magmas ou tardif si la silicification des basaltes est bien la cause de la diminution de densité, comme il a pu en être observé sur le terrain. On remarquera cependant que les basaltes de faible densité se retrouvent dans un secteur particulier mais à cheval sur trois panneaux tectoniques différents. Cette constatation porterait à favoriser une explication des faibles densités observées par un

phénomène tardif. Les basaltes magnétiques ne semblent pas associés à des veinules de magnétite. Cette constatation ferait alors pencher pour une présence primaire de la magnétite au sein de ces basaltes, ce qui pourrait indiquer des origines différentes.

Ainsi, les contraintes de terrain telles que la nature des roches de surface (carte géologique), le tout appuyé par les analyses géochimiques disponibles et les mesures de terrain, seront nécessaires afin d'assurer une inversion contrainte rigoureuse et de permettre de distinguer les différentes lithologies.

3.8 Remarque sur l'altération

Nous avions aussi essayé de mettre en lien l'altération, prise au sens de l'indice IFRAIS des analyses NORMAT qui quantifie en pourcentage l'altération des roches notamment en chlorite et en séricite (Piché & Jebrak, 2004), avec les propriétés physiques traitées ici. Cela n'a pas abouti notamment parce que de nombreux échantillons étaient sains (IFRAIS= 0%). Les données ne couvraient donc pas suffisamment le spectre des altérations (de 0 à 100%) pour pouvoir essayer de déterminer des regroupements ou des familles. Ce traitement nécessiterait une base de données beaucoup plus étouffée, notamment par des échantillons présentant des degrés d'altérations variés. D'autres essais aussi infructueux avaient également été réalisés par Matot (Matot, 2009).

CHAPITRE 4 CHOIX DU MODÈLE, DES PARAMÈTRES D'INVERSIONS ET DES CONTRAINTES

4.1 Construction du modèle

4.1.1 Extension géographique

La zone étudiée est celle qui est couverte à la fois par les levés magnétiques et le levé gravimétrique. Cette zone représente un peu moins de la moitié sud du feuillet et couvre au complet l'horizon minéralisé connu, et les secteurs du pluton Olga, du complexe de Radiore et du complexe de la Rivière Bell.

Cette zone géographique a une taille de 17,4 km en X (est-ouest) et de 7,6 km en Y (nord-sud). Au vue de la régionale choisie dans le traitement des données géophysiques, la limite inférieure du modèle est fixée à -7000m pour une hauteur totale de 7500m.

4.1.2 Taille des cellules

Les grilles des données magnétiques publiques sont au 50m tandis que les observations gravimétriques sont plus inégalement réparties, ce qui nous a conduit à interpoler les deux types de données sur une grille au 100m. Afin d'avoir une colonne de cellules en dessous de chaque cellule, ces dernières auront pour les inversions une taille de 100m par 100m par 100m pour un total de 1024100 cellules dans le secteur d'intérêt.

4.1.3 Détermination de la taille de la zone tampon (*padding*)

Pour éviter les effets de bords trop importants dans la zone étudiée, le modèle a été étendu de 1500m de chaque coté des limites de celle-ci. Ces extensions –ou zones tampons- ont été estimées pour la gravité (Boulanger & Chouteau, 2001) afin que les cellules du bord du modèle aient une influence inférieure à 0,7%. L'influence est inférieure à 1% pour une zone tampon de 1000m. Les cellules dans la zone tampon restent de taille constante égale à celle de la zone d'intérêt.

La réponse gravimétrique décroît plus lentement en fonction de la distance que la réponse magnétique. Donc les cellules de la zone tampon ont encore moins d'importance en magnétisme.

La même extension a été utilisée pour les inversions magnétiques. Aucune zone tampon n'a été rajouté sous le modèle, déjà suffisamment profond.

Le modèle étendu avec la zone tampon fait une taille finale de 20.4 km en X et de 10.6 km en Y pour une hauteur de 7500m, le nombre total de cellules est de 1667060. Ce modèle est le même pour les inversions gravimétriques et magnétiques.

4.2 Choix des paramètres de départ

Les choix des paramètres se sont principalement fait par essai-erreur. Pour chaque paramètre, plusieurs valeurs, le plus souvent dans les intervalles recommandés par UBC-GIF dans le manuel d'utilisation, ont été testées, en ne faisant varier qu'un seul paramètre à la fois. Ces tests ont été effectués en utilisant des inversions gravimétriques non contraintes (sauf pour la pondération en profondeur ou *depth weighting*), la plus rapide et la plus simple. Partant du principe que, mathématiquement, les inversions magnétiques et gravimétriques sont équivalentes, les mêmes paramètres (sauf pour le depth weighting) ont été appliqués aux inversions magnétiques. De même, afin de rendre l'effet des contraintes évident, ces mêmes paramètres ont également été appliqués aux inversions contraintes.

4.2.1 Choix des paramètres de pondération en profondeur (*Depth Weighting*)

Le rôle du paramètre z_0 est d'éviter les valeurs singulières (divisions par 0) ainsi que de compenser la décroissance intrinsèque des cubes les plus proches de la surface (le sommet d'un cube à la surface n'a pas le même effet que sa base). Son influence est minime et il a été choisi de le fixer à 1 dans toutes les inversions.

Pour le paramètre β , nous avons effectué plusieurs inversions non contraintes en gravimétrie et en magnétométrie afin de déterminer la valeur qui nous semblerait le mieux convenir connaissant les informations a priori du secteur.

Un point important à rappeler est que le paramètre β du depth weighting est un paramètre global à l'inversion. Il s'agit donc de choisir une valeur qui correspond le mieux à l'ensemble du modèle. Cela implique que, localement, ce ne soit pas le paramètre qui semble le plus approprié. Il s'agit donc de faire des compromis entre les différentes structures observées (figure 4.1).

Pour les inversions gravimétriques, des inversions non contraintes ont été réalisés avec des valeurs de β de 1, 1.5, 2 et 2.5. La valeur par défaut proposé est de deux. Connaissant la faible épaisseur de mort terrain du secteur et la proximité de la surface des unités géologiques, le facteur de 1.5 a semblé le plus adapté. Les facteurs plus importants forcent excessivement la concentration en profondeur, provoquant parfois des structures en « lentilles ». Les facteurs trop faibles provoquent des concentrations en surface non conforme à la géologie et aux propriétés physiques observées sur le terrain. Une nuance néanmoins, ce choix apparaît comme un compromis car si un facteur plus faible aurait pu être choisi si on s'intéressait uniquement au pluton Olga, la valeur de 2 elle aurait pu convenir dans le cas de la phase la dense du complexe de Radiore.

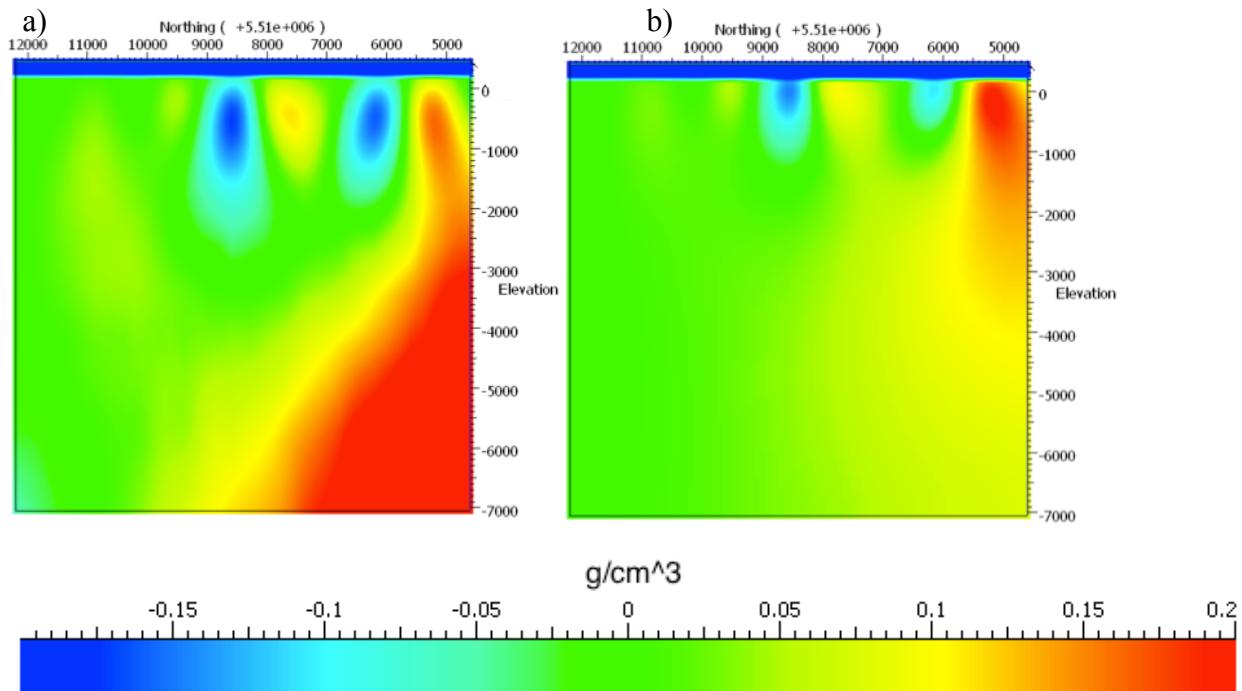


Figure 4.1: Profil nord-sud présentant (de gauche à droite), l'extension verticale du pluton Olga, du dyke gabbroïque, et des différentes phase à du complexe de la Rivière Bell avec $\beta=2,5$ (image a) et $\beta=1$ (image b)

Pour les inversions magnétiques, des inversions non contraintes ont été réalisés avec des valeurs de β de 2, 2.5, 3 et 4. La valeur par défaut proposé est de trois. Pour les mêmes raisons que citées plus haut ainsi que la constatation de la faible profondeur d'investigation des inversions magnétiques, le facteur 3 par défaut a été retenu. Cette valeur permet d'obtenir des résultats

satisfaisants sans trop forte concentration des susceptibilités à la surface et sans création d'artéfacts du à une trop grande pondération en profondeur.

Des profils est-ouest montrant l'influence de β sur la forme du Pluton Olga et des profils nord-sud montrant la phase magnétique du CRB sont visibles à l'annexe 9.

4.2.2 Choix des paramètres de lissage directionnelles (*Length scale*)

Le rôle de ces paramètres est de lisser selon certaines directions préférentielles afin de refléter les orientations préférentielles de la géologie connue. Les valeurs recommandées sont de 2 à 5 fois la taille des cellules (UBC-GIF, 2011c).

Les lithologies de la région étant orientés est-ouest avec un fort pendage vers le nord, il a été choisi de privilégier les facteurs L_x et L_z . Des inversions avec des paramètres ($L_x;L_y;L_z$) de (100;100;100), (1000;1000;1000), (1000;100;1000) et (500;200;500) ont été testés. Comme pour le depth weighting, il s'agit d'un paramètre global qui peut ne pas convenir localement mais les orientations étant relativement homogène dans le secteur d'étude, ce choix devrait convenir pour la plus grande partie du modèle, à l'exception peut-être du Pluton Olga qui ne suit évidemment pas les directions structurales. Néanmoins l'influence est plutôt faible comme le montre les résultats à l'annexe 10.

Les effets de ces paramètres sont très minimes. La comparaison de ces résultats d'inversions a montré que ces paramètres avaient finalement assez peu d'influence sur la distribution de densité trouvée et sur les structures de celles-ci. Le triplet (500; 200; 500) est celui qui a été choisi pour la suite.

Des profils est-ouest montrant l'influence des paramètres de lissage *length scale* sur la forme du Pluton Olga et des profils nord-sud montrant la phase pyroxénitique du CRB sont consultables à l'annexe 10.

4.2.3 Modèle initial et modèle de référence

Dans toutes les inversions non contraintes, le modèle initial et le modèle de référence seront un modèle uniforme de densité 0 g/cm³ ou de susceptibilité de 0.001 S.I selon le type d'inversion (le logiciel Mag3D fonctionnant avec le logarithme de la susceptibilité magnétique, il n'est pas possible d'avoir une susceptibilité de 0 S.I). Ceux-ci présente l'avantage de donner des modèles

plutôt lisses sans a priori sur la distribution tout en représentant bien la «moyenne » attendu (on s'attend à ce que les lithologies soient majoritairement non magnétiques et à avoir des contrastes de densité aussi bien positifs que négatifs). Ces modèles pourront changer lors des inversions contraintes.

4.2.4 Paramètre de pondération de la fonction objectif (*Tradeoff parameter*)

Tout d'abord, il faut choisir entre deux méthodes de calcul du *tradeoff*, *line search* ou *GCV*. Le site internet de UBC-GIF (UBC-GIF, 2011b) propose des conseils ainsi qu'une procédure d'optimisation. Cette procédure propose lorsque l'erreur sur les mesures est mal connue d'utiliser la méthode *GCV*. Le résultat de celle-ci peut aider ensuite à trouver un paramètre *chifact* approprié pour la méthode par *line search* à partir de l'écart final trouvé par l'inversion par *GCV*.

Plusieurs valeurs du paramètres *chifact* pour la méthode par *line search* ont été testé : 0,015; 0,05; 1 et 10 afin d'avoir un bon aperçu des effets de ce paramètre sur une large gamme. Une faible valeur favorise l'adéquation aux données tandis qu'une forte valeur attribue une importance plus grande au modèle de référence. Les paramètres 0,015 et 0,05 correspondent à des propositions de *chifact* à partir de l'inversion GCV.

Les différences observées sur les structures sont très minimes mais les valeurs de densité prises diffèrent et l'effet sur la fonction objectif est net. Dans le cas d'un paramètre fort (10) la correspondance sur les données est faible avec un écart moyen RMS observé de plus de 0.6 mGal, près de 3 fois l'erreur attribuée aux données. Le résultat est un modèle extrêmement lisse. À l'inverse, un coefficient faible correspond trop bien aux données avec un écart moyen RMS observé de l'ordre de 0,05 mGal alors que l'erreur sur les données est d'au moins 0,2 mGal. Cela provoque en surface des artéfacts aux niveaux des stations gravimétriques, ce qui résulte en un modèle assez rugueux sur les 300 à 400 premiers mètres.

Ainsi la valeur de 1, la valeur par défaut, a été préférée ici. Elle permet un ajustement aux données proche de l'erreur sur les données (écart RMS de 0.200092 mGal) tout en proposant un modèle de distribution assez lisse.

La tolérance a été laissé à sa valeur par défaut 0.02, celle-ci étant suffisamment basse et respectée par les inversions.

Les profils est-ouest et nord-sud comparatifs sont disponibles à l'annexe 11.

Tableau 4.1: Paramètres d'inversion retenues pour les modèles interprétés

Résumé des paramètres choisis			
Domaine	Paramètre	Symbol	Valeur
<i>Depth Weighting</i>		β	1.5 en gravimétrie 3 en magnétométrie
		z_0	1
<i>Fonction-objective</i>	<i>Length Scale</i>	α_s	$4 \cdot 10^{-6}$
		L_x	500
		L_y	200
		L_z	500
		<i>Mode</i>	1
<i>Convergence</i>		<i>chifact</i>	1
		<i>Tolerance</i>	0.02

4.3 Construction des contraintes

Plusieurs types de contraintes ont été construits avec des résultats variés sur l'inversion. Ce paragraphe présente les différents types de contraintes qui ont pu être construits. Leurs effets sont discutés. Certaines de ces contraintes ont été conservées tandis que d'autres n'ont finalement pas été utilisés lors des inversions finales, selon les répercussions qu'elles ont pu avoir sur les résultats.

4.3.1 Modèle géologique initial

Afin de fixer des contraintes et des paramètres locaux (en opposition aux paramètres globaux tels que les *length scale* et le *depth weighting*), nous avons définis des régions géologiques à partir de la carte géologique compatible avec la résolution des grilles géophysiques. Cette approche a déjà été utilisée lors de l'étude du camp de Matagami dans son ensemble (Bosczuk, et al., 2011). Ces régions devaient présenter, au moins à priori et au vue des gradients et du signal analytique des données gravimétriques et magnétiques, des contrastes de densité ou de susceptibilité entre elles tout en étant à l'intérieur de leurs limites assez homogène. Cela oblige à certaines généralisations

et régionalisations. Le choix qui a été fait est présenté à la Figure 4.2.Une fois les contours de ces régions générés à partir des contours géologiques de surface, ces contours sont prolongés en profondeur selon les mesures structurales de surface (angle et direction de pendage des lithologies) ou selon la tendance générale du flanc à 80° à N110° (Pilote, 2010) (sauf pour les unités du flanc qui apparaissent à l'extrême pointe sud-ouest qui ont été prolongées à 40° de pendage). Il a été décidé de simplement prolonger de un kilomètre en profondeur, ce qui correspond à la profondeur de contrôle des forages existants. Plus la profondeur augmente, plus grande est l'incertitude de la validité d'un tel prolongement.

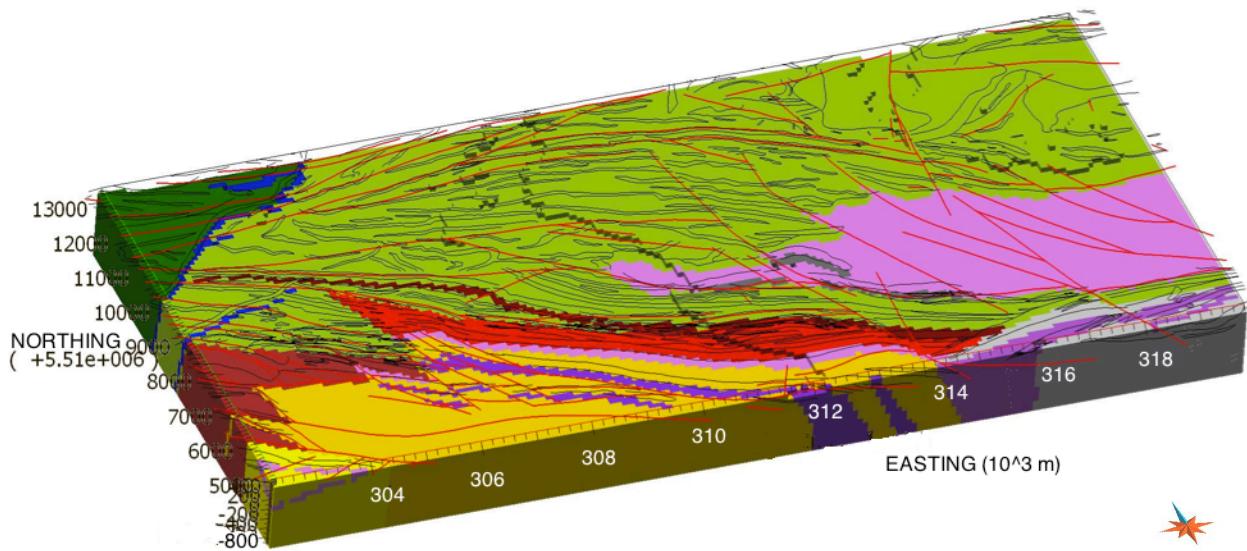


Figure 4.2: Voxet des régions géologiques définies à l'aide des gradients gravimétriques et magnétiques (échelle verticale de 1; lignes noires : contacts géologiques; lignes rouges : failles)

À chacune des régions déterminés, une valeur de contraste de densité par rapport à la moyenne régionale de $2,90 \text{ g/cm}^3$ a été attribuée (tableau 4.2).Il est également possible de ne prendre qu'une partie de ce modèle, selon les besoins qui se présenteront. Une modélisation de la réponse gravimétrique du modèle de densité a été calculée (figure 4.3) en attribuant des valeurs de densité à chacune des régions à partir des mesures prises lors de la campagne de terrain 2010 (tableau 4.2). La réponse complète ne peut pas être retrouvée à partir de ce seul modèle car il ne couvre que le premier kilomètre de profondeur mais on remarquera que les grandes variations observées sur les données sont déjà présentes, mis à part celle due à la masse inconnue au nord du modèle

qui sera discuté au paragraphe 5.3. Puisqu'il permet de reproduire une partie de la structure des données gravimétriques (figure 4.3), ce modèle sert de modèle initial aux inversions gravimétriques. L'usage de ce modèle géologique comme modèle de référence n'est pas recommandé. En effet, comme celui-ci n'existe que sur 1 km, il existe donc une forte interface à 1km de profondeur qui se retrouve dans les inversions utilisant ce modèle comme modèle de référence. L'usage de ce modèle doit donc se faire comme modèle initial, pour définir des contraintes locales telles que des intervalles de propriétés physiques ou des variations des paramètres de lissage.

Dans le cas des inversions magnétiques, la trop haute variabilité de la susceptibilité magnétique nous a dissuadé d'opérer le même changement d'échelle que pour la densité. De plus, les mesures magnétiques originales étant beaucoup plus denses que les données gravimétriques, des hétérogénéités d'échelles plus petites que les régions du modèle devraient apparaître. Par conséquent, il n'a pas été construit de modèle initial ou de référence pour la susceptibilité comme pour la densité.

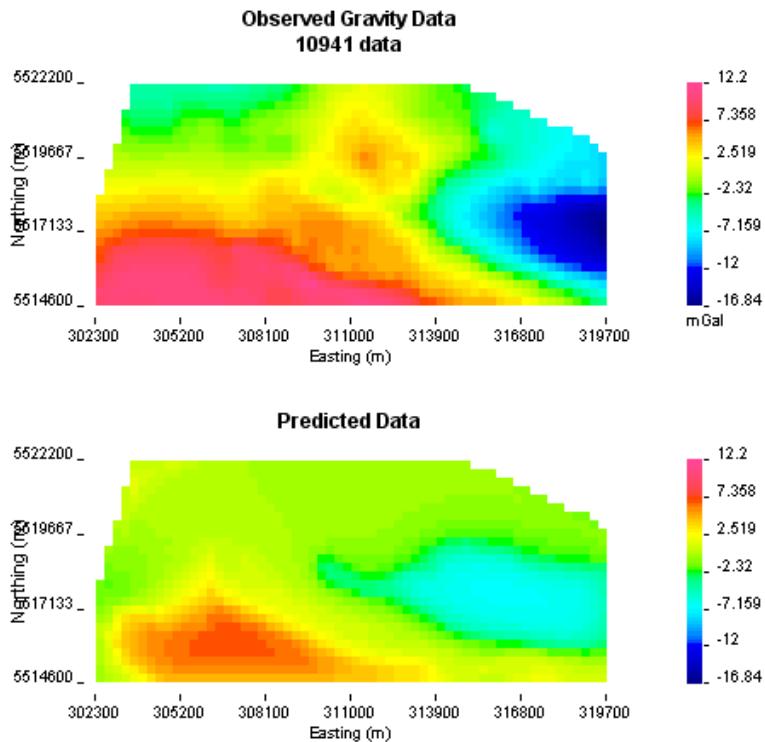


Figure 4.3: Modélisation de la réponse gravimétrique a priori du modèle initial et comparaison avec les données gravimétriques

Tableau 4.2 : Tableau récapitulatif des contraintes sur les propriétés physiques des régions

Couleur	Région	description (d'après Pilote 2010)	Densité du modèle (g/cm ³)
	Avrb1_I3A	Volcanites (et intrusions synvolcaniques) de la Rivière Bell	0
	Acrb2	Gabbro à Anorthosite(Complexe intrusif de la Rivière Bell)	0.2
	Acrb5	Gabbro granophyrique (Rivière Bell)	0
	Acrb6	Gabbro et pyroxénite rubanné à magnetite	0.26
	Adqr1	Diorite et gabbro pegmatitique (Radiore)	0.2
	Adqr2	Diorite quartzifère à magnétite (Radiore)	0
	Aolg2	Granodiorite à biotite et hornblende (Olga)	-0.3
	Avv2_I3A	Volcanites (et intrusions synvolcaniques) de la Rivière Allard	0
	Awt1_I3A	Rhyolite de Watson avec intrusion mafique	-0.1
	bande_mineralisee	Bande minéralisée: contact entre le Wabasee et le Watson	0
	dykes protérozoïques	Diabase	0.3
	I1D_IsleDieu	Intrusion felsique d'Isle Dieu (flanc sud)	-0.3
	Awt_I1D	Unité felsique d'Isle Dieu (flanc sud)	-0.2
	I3Aq	Gabbro à sommet granophyrique	0.1
	Olga	Tonalite à biotite et à hornblende (Olga)	-0.2

4.3.2 Contrainte géologique

Des facteurs de pondération locaux (*Smallness*) ont été définis à partir des interfaces du modèle géologique afin de refléter les changements lithologiques. Nous avons ainsi exprimé notre plus grande confiance dans les cellules dans la zone du modèle à l'aide du paramètre de pondération W_s . La fonction-objectif est alors moins soumise à l'influence des cellules les plus profondes. Le poids W_s appliqué à la zone contrainte est de 1 tandis qu'il est fixé à 0.1 ailleurs dans le modèle. Les forts changements de densités sont favorisés aux interfaces entre les différentes régions avec cette même fonction de pondération. Les facteurs de poids directionnels sont fixés à 1 sauf celui favorisant des interfaces verticales est-ouest, W_n . Celui-ci est diminué jusqu'à 0.01 aux interfaces entre les différentes régions du modèle initial. Cela a pour effet diminuer le lissage dans le sens perpendiculaire à l'axe nord et donc de favoriser les interfaces perpendiculaires à cet axe.

Cette contrainte a eu pour effet de mieux définir les extensions latérales et forcent en profondeur des unités (voir chapitre 5). Elle a été conservée lors des inversions finales.

4.3.3 Contraintes de valeurs frontières

4.3.3.1 Contrainte générale

Sur l'ensemble du modèle les contrastes de densité ont été limitées à un intervalle de valeurs permises de -0.3 à 0.5 g/cm³. Cela correspond aux plus grands contrastes constatés sur les mesures et densités NORMAT disponibles sur ce terrain (échantillons de terrains et carottes de forages). En magnétisme, les valeurs de susceptibilité magnétique ont été limitées de 0 à 0.2 SI (au lieu de 1 SI dans le programme). Ces contraintes ont été conservées lors des inversions finales car elles permettent une définition plus réaliste de nos unités en évitant d'utiliser des valeurs hors-normes.

4.3.3.2 Contraintes locales pour la densité

Dans le cas des inversions gravimétrique, une contrainte utilisant les mesures de densité ou densités NORMAT disponibles (en surface ou en forage) a été définie. Ces valeurs de densité ont du être mise à l'échelle du modèle. Pour se faire, si une valeur se trouvait présente dans une cellule, on la généralisait à la cellule complète. Dans le cas où plusieurs valeurs étaient disponibles, une moyenne arithmétique a été appliquée. Pour ces valeurs, la précision est en

générale de $0,01 \text{ g/cm}^3$ mais comme nous avons opéré un changement d'échelle, les limites de densité de ces cellules ont été fixées à plus ou moins $0,1 \text{ g/cm}^3$. L'inversion utilisant cette contrainte donne un résultat assez proche des inversions non contraintes. Cependant les valeurs attribuées aux cellules donnent parfois lieu à des hétérogénéités dans le modèle, notamment au niveau de la bande minéralisée (où se concentrent les forages). Dans ce secteur de nombreuses coulées de faibles épaisseurs (de l'ordre du mètre) se superposent. Le changement d'échelle à la taille de nos cellules de nos mesures ne semblent donc pas forcément approprié.

Une inversion gravimétrique utilisant le modèle initial de densité créé (figure 4.2 et tableau 4.2) a été réalisée en fixant les densités des cellules à celle du modèle initial (en tenant aussi compte des mesures NORMAT et des échantillons de terrain) et en permettant des variations de plus ou moins 0.1g/cm^3 autour de ces valeurs. Évidemment sur le premier kilomètre, le modèle géologique se retrouve très bien mais certaines unités sont ainsi prolongées bien mieux que dans l'inversion contrainte. Par contre le corps à l'origine de l'anomalie gravimétrique est rejeté très profondément et l'apophyse du pluton Olga est peut-être légèrement exagérée en profondeur. Cependant des artefacts apparaissent également à la limite inférieure du modèle initial de densité avec des changements abrupts des valeurs de densité qui montrent des interfaces qui n'ont pas lieu d'être. La contrainte géologique est donc probablement trop forte sur 1 km, surtout qu'à cette profondeur, les données ont évidemment moins d'influence. Une autre contrainte sur une moins grande profondeur a donc été testée.

Connaissant le fait que nos unités sont à la surface ou proche de la surface, une autre inversion a été réalisé en utilisant seulement la 1^{ère} couche de cellules du modèle géologique additionnée des mesures de surface disponibles. Cette inversion donne des résultats très satisfaisants. Cette contrainte permet de réduire certains artefacts de surface dus au depth weighting tout en attribuant des valeurs réalistes aux unités. Ces améliorations se retrouvent au-delà de la 1^{ère} couche de cellule grâce aux lissages inhérents à l'inversion. Le résultat est assez proche de celui obtenu avec le modèle géologique au complet sans en présenter les désavantages (artefacts à 1 km de profondeur, rejet de l'anomalie gravimétrique des VRA à des profondeurs absurdes).

4.3.3.3 Conclusion sur les contraintes

Pour les inversions contraintes finales, le choix d'un ensemble de contraintes appropriées a donc dû être fait.

Dans le cadre des inversions gravimétriques, les contraintes conservées sont :

- Les limites de densité issues du modèle géologique sur la 1^{ère} couche
- Les contraintes de lissage via les paramètres locaux de pondérations (*smallness*)
- Les limites de densité de -0.3 à 0.5g/cm³ là où il n'y a pas d'autres informations a priori

Dans le cadre des inversions magnétiques, les contraintes conservées sont :

- Les contraintes de lissage via les paramètres de *smallness*
- Les limites de susceptibilité de 0 à 0.2SI

CHAPITRE 5 RÉSULTATS DES INVERSIONS

5.1 Inversion non contrainte

5.1.1 Gravimétrie

Une première inversion non contrainte des données gravimétriques est réalisée avec les paramètres déterminés au chapitre 4 (tableau 4.1). Le modèle retrouvé par inversion reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne entre les données et la réponse synthétique du modèle de 0,199971 mGal (pour une erreur sur les données de 0,2 mGal) (tableau 5.1).

Plusieurs unités de surface sont bien retrouvées et semblent se prolonger loin en profondeur de façon subverticale. Les extensions latérales des unités ont tendance à devenir floues lorsque la profondeur augmente, ce qui est normal puisque la résolution et la précision diminuent avec la profondeur.

Le contour du pluton Olga est bien retrouvé et globalement cohérent avec la carte géologique (figure 5.1a). Il apparaît que si l'extrême ouest semble n'être qu'une apophyse de faible épaisseur (tout au plus 1000 à 1500m), le reste du pluton continue quant à lui très loin en profondeur, jusqu'à la base du modèle à 7250m de profondeur (figure 5.1b). Son contact occidental montre un pendage vers l'est, vers le cœur du pluton. L'apophyse, qui apparaissait déjà sur la carte géologique, est confirmée par plusieurs observations de surface (stations LB-10-611; LB-10-612; LB-10-613 et LB-10-648 (Pilote 2010)).

Le Complexe de la Rivière Bell (CRB, figure 5.1) apparaît évidemment comme une zone de forte densité. Notamment la phase pyroxénitique à magnétite du CRB qui contraste même vis-à-vis des autres roches du complexe ignée. Ce contraste permet de déterminer certaines structures dans cette région qui apparaît autour assez uniforme vis-à-vis de la densité. La géométrie de surface de cette phase de forte densité est assez bien retrouvée (figure 5.1a) avec une extension latérale cohérente avec les données géologiques. Elle semble se prolonger en profondeur de façon subverticale, ce qui confirme les nombreuses mesures structurales disponibles sur l'ensemble du camp. On remarquera un certain pendage vers le sud de la structure. Cette information est extrêmement intéressante puisqu'aucune mesure structurale de cette unité géologique particulière n'apparaît sur la carte géologique (figure 5.1c). Cela d'autant plus que la tendance générale des

mesures structurales de terrain de la région présente un pendage vers le nord, bien que des unités déversées ont pu être observées. Cependant, si cette phase est bien définie où les stations gravimétriques se trouvent à sa verticale, elle s'efface légèrement lorsque deux stations sont trop éloignées l'une de l'autre (effet de boudinage) et donc que l'interpolation de la grille ne permet pas de générer une anomalie associée. L'inversion contrainte devrait permettre de résoudre, au moins en partie ce problème même si celui-ci provient de la grille gravimétrique même.

L'anomalie gravimétrique des Volcanites de la Rivière Allard (A-VRA) apparaît également dans l'inversion. Si on trouve ici une profondeur de l'ordre de 200m pour un contraste de densité de $0,15 \text{ g/cm}^3$, cette anomalie est étudiée plus en détail au paragraphe 5.3.

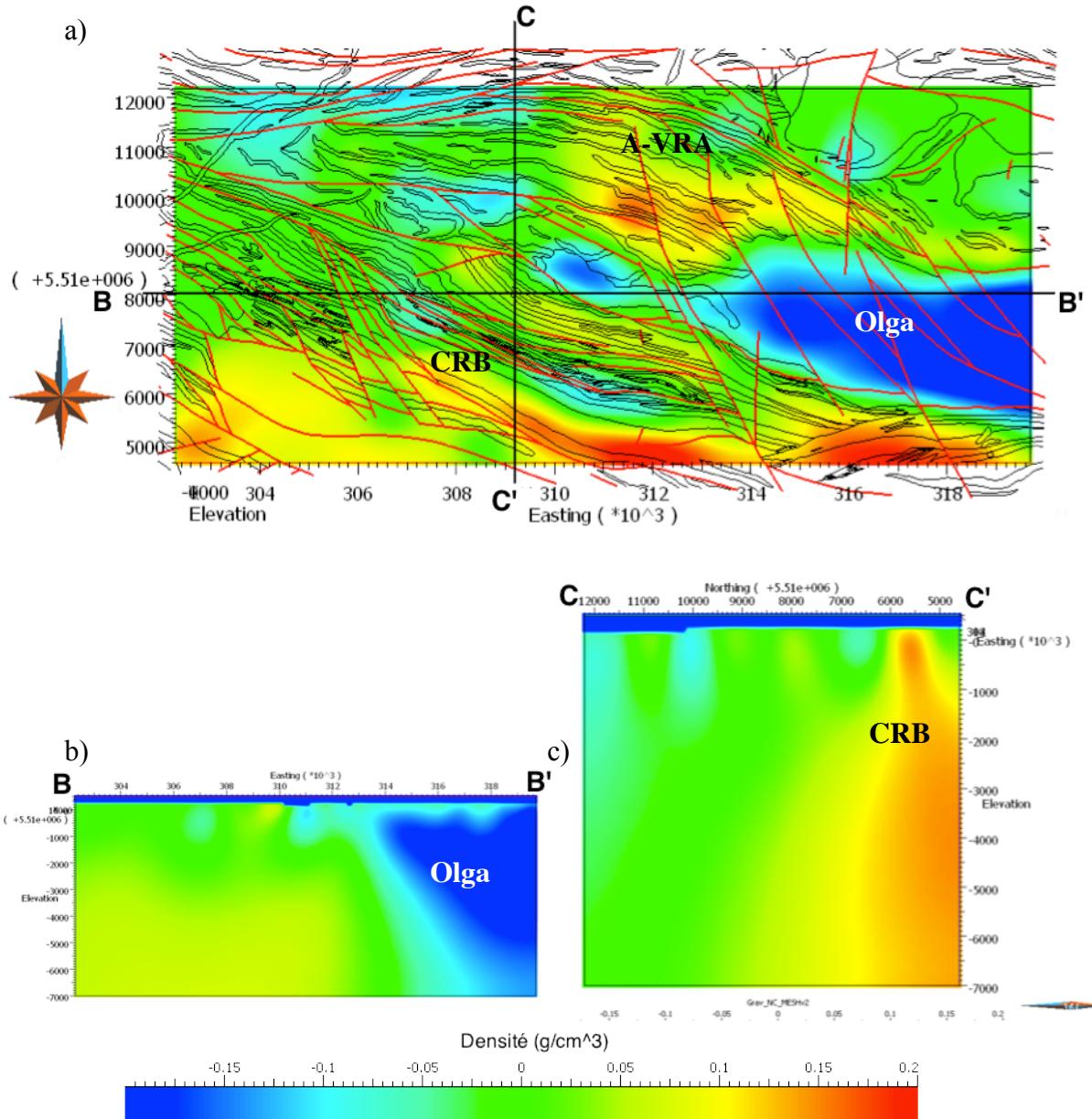


Figure 5.1 : Résultat de l'inversion gravimétrique non contrainte. a) Coupe horizontale à 750m de profondeur sous la surface de l'inversion non contrainte des données de gravité (en noir : contours géologiques; en rouge : failles) b) Profil (vue du sud) du pluton Olga. c) Profil (vue de l'ouest) du CRB

5.1.2 Magnétométrie

Une inversion non contrainte des données magnétique a été réalisée. L'algorithme a convergé et le modèle retrouvé reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne entre les données et la réponse synthétique du modèle de 29,98 nT (pour une erreur quadratique moyenne permise sur les données de 30,42 nT) (tableau 5.2).

Cette inversion non contrainte ne donne que des distributions de susceptibilité sur environ 2000m de profondeur sous la surface du sol. S'il est vrai que les méthodes magnétiques ont une profondeur d'investigation beaucoup plus faible que les méthodes gravimétriques, l'effet observé est probablement aussi dû aux fortes valeurs de contrastes attribués aux unités de surface qui doivent, pour l'inversion non contrainte, masquer par leurs intensités les effets plus profonds. Cela justifie l'emploi de frontières comme contrainte.

Les géométries retrouvées suivent bien les contours géologiques (figure 5.2a) des principales unités magnétiques telles que les dykes synvolcaniques des VRA, le filon couche gabbroïque ou bien encore la phase à magnétite du CRB, ce qui était attendu puisque la carte géologique s'appuie beaucoup sur le gradient vertical du champ résiduel magnétique pour sa construction. Les dykes protérozoïques sont également légèrement visibles mais leurs contours sont incertains, probablement à cause de l'échelle d'étude trop grossière pour leurs extensions. Les pendages paraissent verticaux. Cependant toutes les structures et corps géologiques n'apparaissent pas. La plupart des failles ne se distinguent pas tout comme le pluton Olga dont la susceptibilité est peu différente de celle des volcanites avoisinantes.

La phase pyroxénitique du CRB se prolonge sur 2000 m de profondeur et semble avoir un léger pendage vers le sud (figure 5.2b), comme cela avait déjà pu être observé sur l'inversion gravimétrique. Néanmoins, la phase à magnétite du CRB semble sur l'inversion plus large que sur la carte géologique. Plusieurs affleurements ont été observés aux bordures de cette phase, ce qui laisserait penser que la géologie est assez bien contrainte dans ce secteur. L'ajout d'interfaces définies à partir de la carte géologique dans l'inversion devrait permettre de mieux restreindre cette extension latérale exagérée.

Concernant l'anomalie gravimétrique des VRA, il ne semble pas y avoir d'anomalie magnétique directement associée. Les contrastes de susceptibilité visibles avaient déjà été attribués avec la carte géologique à des dykes synvolcaniques en surface (point d'intérêt A-VRA, figure 5.2a).

Cependant une anomalie magnétique est visible entre l'anomalie gravimétrique et le pluton Olga à environ 1800m au sud (anomalie B, figure 5.2a). Celle-ci pourrait correspondre dans une certaine mesure à une zone plus magnétique de la structure géologique à l'origine de l'anomalie gravimétrique des VRA, comme cela a pu être observé chez certains gabbros sur le terrain. Ceci restent néanmoins des hypothèses car rien ne permet en l'état actuel des connaissances de prouver que les deux anomalies, gravimétrique et magnétique, sont liées au même objet. Ceci est discuté plus en détail dans le paragraphe 5.4.

Les unités interprétées comme intrusives au sein des volcanites sont assez bien retrouvées avec toutefois des continuités diverses (point d'intérêt C, figure 5.4a). Les diverses anomalies dans les volcanites sont souvent interprétées comme étant des dykes. Il a été observé sur le terrain que les gabbros présentaient des susceptibilités assez diverses, la susceptibilité peut même varier fortement au sein d'un même dyke mafique à l'échelle d'un affleurement de plusieurs ordres de grandeur, ce qui pourrait expliquer ces discontinuités.

Enfin, on remarque en profondeur une tendance dans l'inversion à regrouper certaines unités magnétiques pourtant considérées comme indépendantes comme les dykes synvolcaniques des VRA et le dyke I3Aq (point d'intérêt D, figure 5.2b). Ce phénomène marque probablement la limite de profondeur d'investigation de la méthode magnétique.

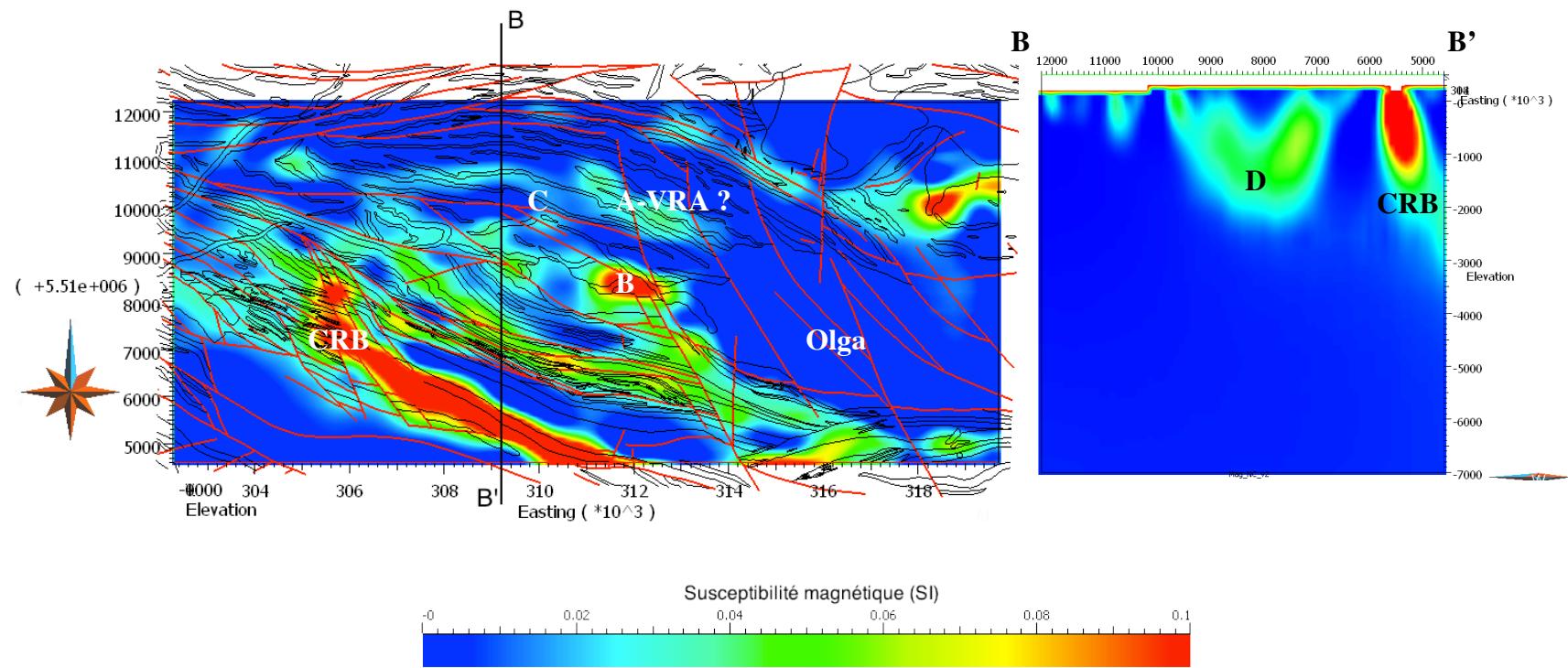


Figure 5.2: Résultat de l'inversion magnétique non contrainte. a) Coupe horizontale à 750m de profondeur sous la surface (en noir : contours géologiques; en rouge : failles) b) Profil (vue de l'ouest) du CRB et des dykes gabbroïques.

5.2 Inversion contrainte

5.2.1 Gravimétrie

Une inversion contrainte a ensuite été réalisée avec les contraintes locales mentionnées précédemment (Chapitre 4). L'algorithme a convergé et le modèle retrouvé reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne entre les données et la réponse synthétique du modèle de 0,20036 mGal (pour une erreur de 0,2 mGal) (tableau 5.1).

Grâce à la contrainte de densité sur la 1^{ère} couche de cellules et à la définition d'interfaces, les géométries de surface des unités sont très cohérentes avec les contours géologiques (figure 5.3). Ces contraintes n'ont pas entraîné de détériorations ou d'élargissements compensatoires en profondeur. Les limites des corps géologiques sont mieux définies, les géométries sont assez nettes et les unités se prolongent loin en profondeur avec des pendages forts en accord avec les observations de terrain.

Le pluton d'Olga peut être approximé par une surface d'isodensité, -0,1 g/cm³ dans cette inversion. Le dyke pyroxénitique est plutôt bien défini là où les données sont disponibles par une surface d'isodensité de 0,15 g/cm³ ainsi que l'anomalie gravimétrique (figure 5.4).

La contrainte de surface a permis de compenser le manque de données sur la phase pyroxénitique du CRB. Celle-ci apparaît plus continue et l'effet de boudinage observé lors de l'inversion non contrainte est bien moins marqué (figure 5.3a). Malgré tout, elle semble se prolonger ici moins profondément que pour l'inversion non contrainte. Le CRB est toujours très marqué sur toute la profondeur de modèle (figure 5.3c). Avec la contrainte de surface, le manque de stations sur la phase pyroxénitique se fait ici sentir plus en profondeur. Néanmoins le prolongement du CRB plaide pour une extension profonde de cette unité avec un certain pendage vers le sud.

La forme en surface du pluton d'Olga (figure 5.3a) est bien retrouvée et cohérente avec la carte géologique. L'apophyse est toujours visible avec une épaisseur de 1500m. Le pluton s'étend verticalement encore cette fois très loin en profondeur sans rétrécissement sur plus de 7000m (figure 5.3b). On peut voir en profondeur une extension du pluton Olga vers le nord (figure 5.4). Celle-ci n'est pas significative car le levé gravimétrique ne couvre pas ce secteur (figure 3.2). On ne peut donc conclure à un lien entre le pluton Olga et le pluton Dunlop.

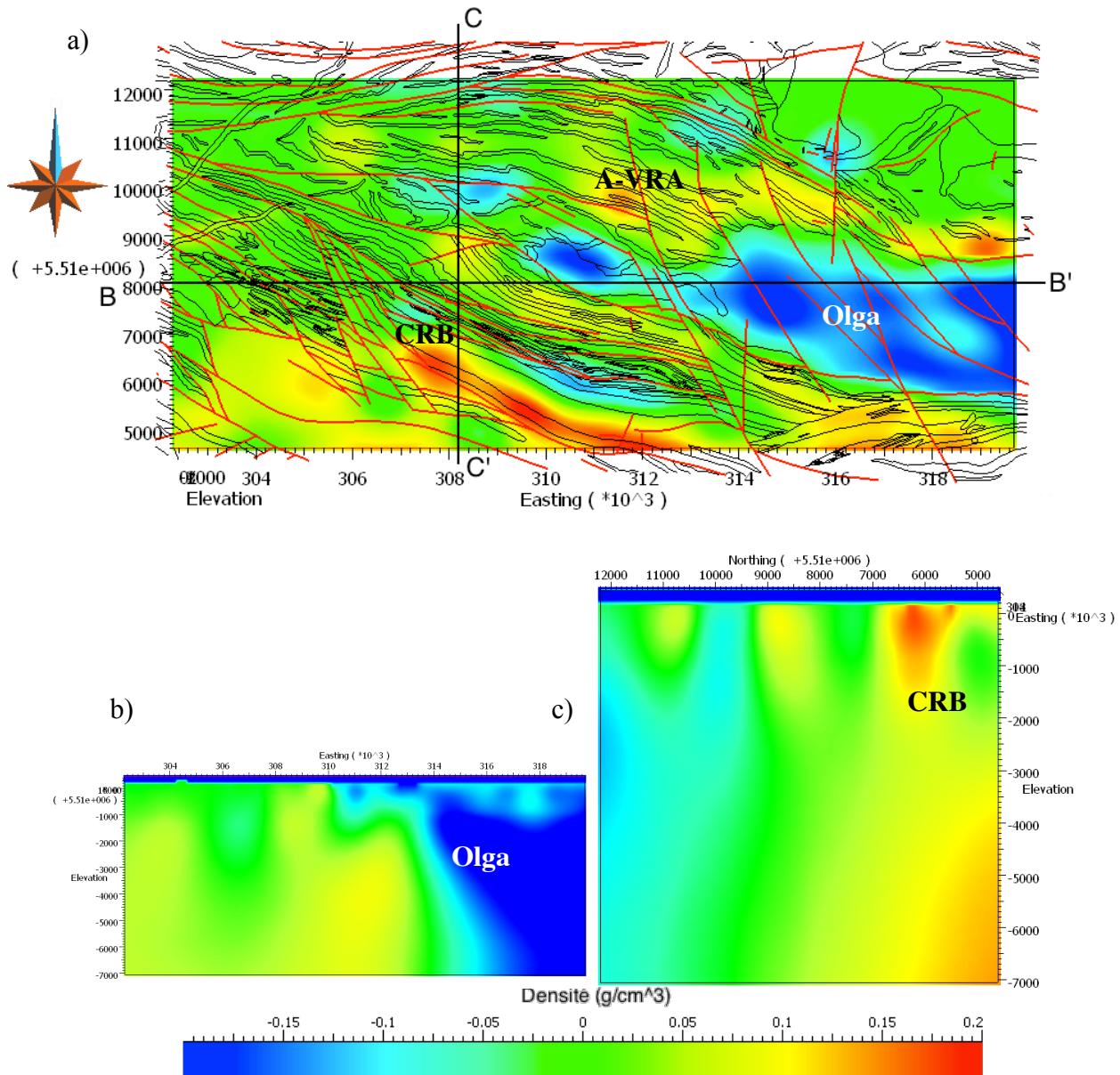


Figure 5.3: a) Coupe horizontale à 750m de profondeur de l'inversion contrainte des données de gravité. La phase pyroxénitique, le pluton de Olga et la masse inconnue sont visibles b) Profil (vue du sud) du pluton Olga. c) Profil (vue de l'ouest) du CRB (en noir : contours géologiques; en rouge : failles; unités en mètres)

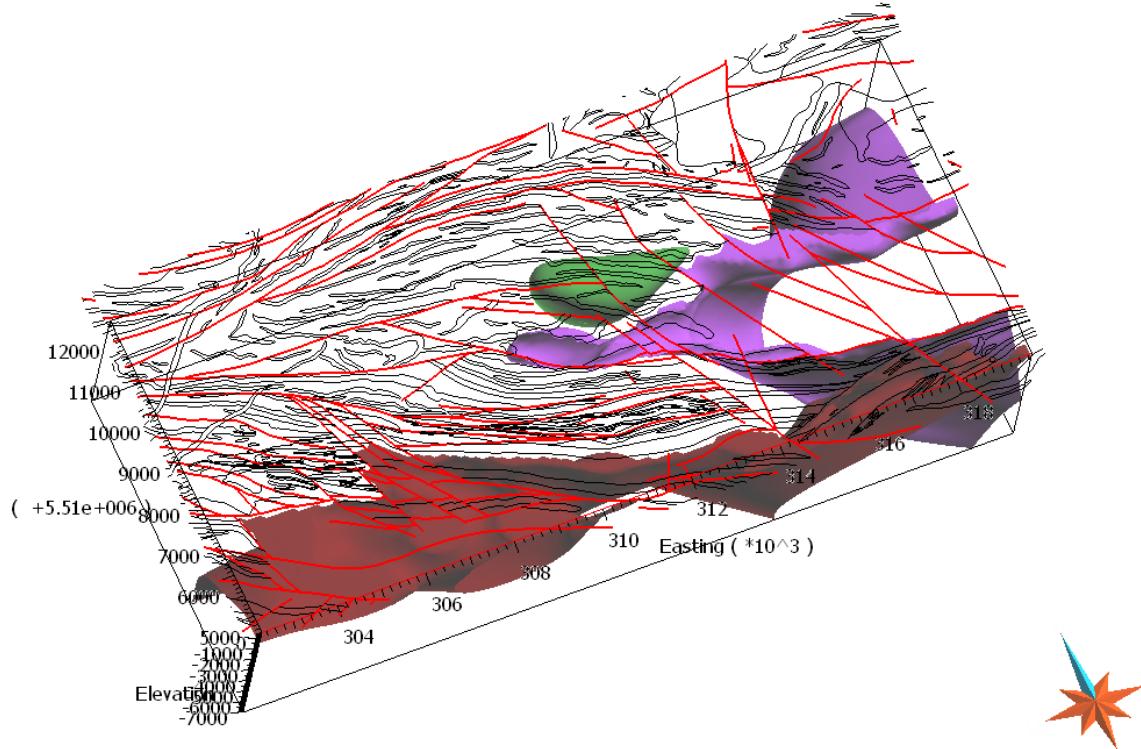


Figure 5.4: Voxet de la zone de modélisation (échelle verticale de 0.5) avec surfaces d'isodensité permettant de retrouver certaines lithologies majeures. En violet: Pluton de Olga; en marron: phase pyroxénitique du CRB; en vert : structure inconnue (unités en mètres)

On remarque que l'inversion non contrainte fournissait déjà un résultat très similaire à celui obtenu ici. Cela peut s'expliquer par le fait que les contrastes de densité sont assez forts et que les unités sont supposées quasi verticales. Le modèle peut présenter dès lors des gradients très forts qui lui permettent de suivre les contours de surface des unités et de reproduire les forts contrastes des données gravimétriques. L'effet des interfaces sur l'inversion est par contre visible et permet de mieux prolonger en profondeur les unités.

L'anomalie gravimétrique des VRA est toujours présente. Cependant au vue du faible nombre de données sur son origine géologique, l'interprétation de l'inversion contrainte n'apporte rien de plus que celle de l'inversion non contrainte car ces contraintes ne sont pas reliées à cette anomalie.

5.2.2 Magnétométrie

Une inversion magnétique contrainte a ensuite été réalisée avec les contraintes énoncées au chapitre 4. L'algorithme d'inversion a convergé et le modèle retrouvé reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne finale entre les données et la réponse synthétique du modèle de 30,19 nT (pour une erreur quadratique moyenne permise de 30,42 nT) (tableau 5.2).

L'inversion présente des variations sur les 3000 premiers mètres de terrain (figure 5.5b). C'est 1000 m de mieux qu'avec l'inversion non contrainte et ce que l'on peut s'attendre de mieux comme profondeur d'investigation maximale avec la magnétométrie (dont le champ décroît plus vite que le champ de gravité, en r^3).

Le pluton d'Olga est assez peu visible (figure 5.5a), notamment son extension ouest du fait que sa susceptibilité magnétique ne contraste pas ou trop peu avec les volcanites aux alentours.

La phase pyroxénitique à magnétite du CRB (figure 5.5a et 5.5b) est mieux limitée dans son extension latérale et se prolonge plus loin en profondeur, sur près de 3000 m, toujours de façon subverticale. On remarque encore le léger pendage vers le sud de ce dernier, comme dans l'inversion non contrainte.

L'anomalie gravimétrique des VRA n'apparaît pas. Les contraintes ne concernaient pas ce corps en particulier et les observations précédentes sur les anomalies magnétiques de ce secteur restent valides.

Les dykes synvolcaniques sont également visibles comme dans l'inversion non contrainte (point d'intérêt B, figure 5.5a).

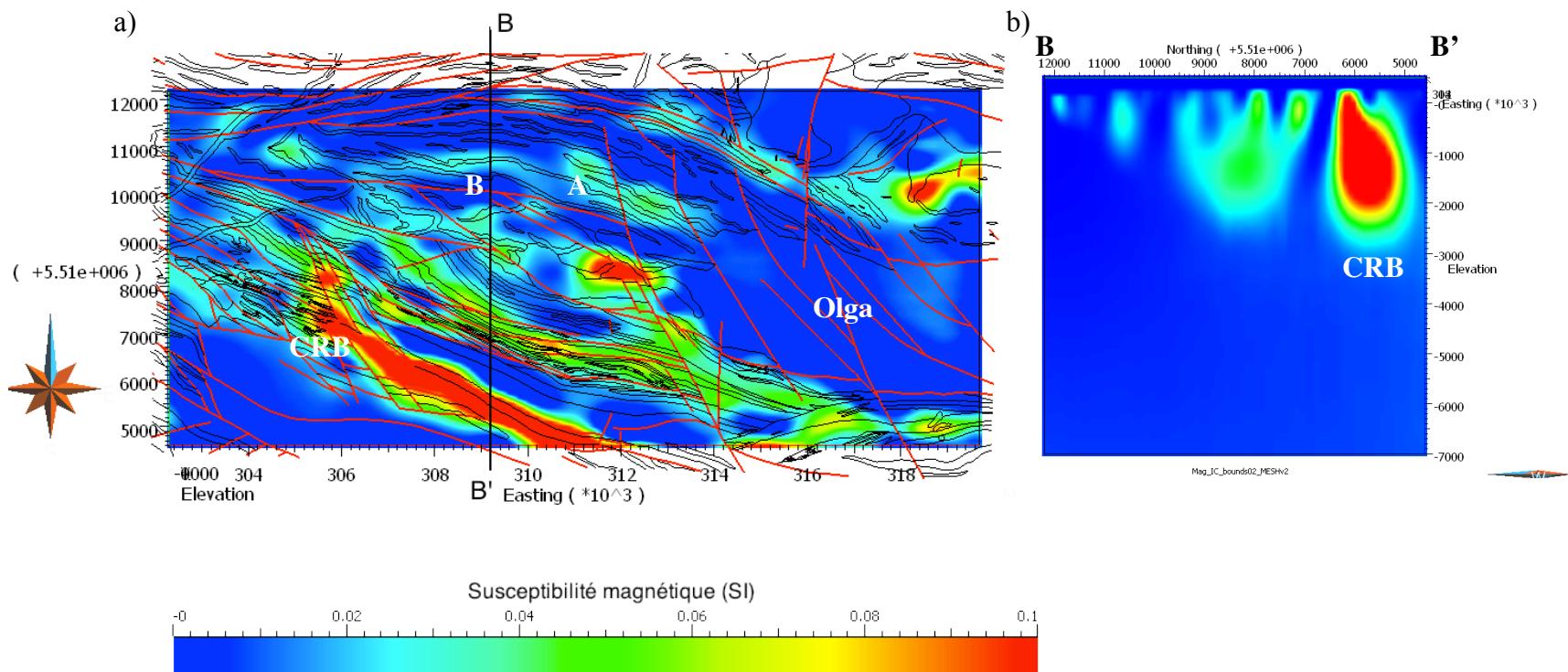


Figure 5.5: Résultat de l'inversion contrainte. a) Coupe horizontale à 750m de profondeur (en noir : contours géologiques; en rouge : failles). b) Profil (vue de l'ouest) du CRB et des dykes gabbroïques.

5.2.3 Effets des contraintes

On présente ici les effets généraux qu'ont eu les contraintes sur l'inversion des données géophysiques, aussi bien au niveau des modèles de distribution des propriétés physiques que sur les fonctions objectifs associées.

5.2.3.1 Effet sur les modèles

Par rapport aux inversions non contraintes, les inversions contraintes permettent de mieux déterminer en profondeur les diverses unités. Les contraintes ont permis de limiter les extensions latérales des unités et d'étendre en profondeur dans le cas de la susceptibilité la limite des inversions.

5.2.3.2 Effets sur la convergence et la fonction objectif:

Tableau 5.1 : Convergence et temps de calcul des inversions gravimétriques

Gravimétrie	Inversion non contrainte	Inversion contrainte
Temps de calcul	17 minutes	73 minutes
Distance au modèle	26	25
Distance aux données	10938	10980
Fonction-objectif	97243	64899

Tableau 5.2: Convergence et temps de calcul des inversions magnétiques

Magnétisme	Inversion non contrainte	Inversion contrainte
Temps de calcul	5h21min	8h44min
Distance au modèle	0,034	0,0277
Distance aux données	13281	13209
Fonction-objectif	7.24×10^4	6.674×10^4

La distance aux données est relativement équivalente entre les inversions et proche du nombre de point de données de chaque grille (10941 pour les données gravimétriques et 13475 pour les données magnétiques) ce qui est attendu puisqu'un paramètre *chifact* de 1 a été choisi. Il permet de retrouver les données dans la marge d'erreur sans surinterprétation. L'inversion contrainte, relativement plus longue, permet de diminuer la fonction objectif, ce qui semble appuyer les améliorations constatées.

5.3 Précision sur l'anomalie positive, au nord du platon Olga, dans les volcanites de la rivière Allard

L'anomalie gravimétrique des Volcanites de la Rivière Allard présente un intérêt particulier puisqu'elle ne semble pas pouvoir s'expliquer par les connaissances géologiques actuelles. Les densités des trois échantillons pris à la verticale de cette anomalie sont respectivement de 2,95 g/cm³, 3,03 g/cm³ et 3,06 g/cm³. Ces valeurs sont très proches de la valeur de densité moyenne des basaltes encaissants (3,03 g/cm³). De plus L'anomalie présente une forme relativement sphérique alors que les volcanites et intrusifs de ce secteur sont plutôt organisées en couches plus ou moins minces. Une couche ou plusieurs couches de basalte ou de gabbro plus denses, telles qu'elles sont décrites sur la carte géologique ne donneraient pas a priori une anomalie de cette forme. Il faut de ce fait envisager l'effet d'une structure géologique n'apparaissant pas à la surface comme source de cette anomalie. L'objet de cette étude est de déterminer les natures possibles et les gammes de profondeur acceptable de ce corps inconnu dans les limites des connaissances du camp minier de Matagami.

5.3.1 Analyse de profils

Deux profils orthogonaux de cette anomalie (figure 5.6) ont été réalisés en y faisant également figurer les points de mesure les plus proches (d'où parfois un certain écart). Le principe est de déterminer des intervalles possibles de profondeur de l'anomalie à partir de plusieurs hypothèses et d'informations a priori. On remarque que la décroissance se fait plutôt lentement ce qui plaiderait en faveur soit d'une structure plutôt profonde soit plutôt étalée. La pente est quasi linéaire sur le côté nord. Cependant cet aspect peut aussi provenir de la construction de la grille même car le nombre de stations pour décrire l'anomalie est réduit. On remarque néanmoins que l'emplacement des points de mesure tend à confirmer cette tendance. On se basera donc dans

cette étude sur les profils interpolés par krigeage (ce qui permet de garder en partie la structure des données).

L'anomalie atteint une valeur maximale de 6,4 mGal. Sa largeur à moitié d'intensité $x_{1/2}$ est d'environ 1900m pour le profil 1 et de 2800m pour le profil 2.

On suppose ici un contraste de densité de variant entre 0,1 et 0,3 g/cm³ du corps avec son encaissant, pour une densité absolue donc comprise entre 3 et 3,3 g/cm³. En se basant sur des méthodes décrites dans Grant and West (1965), l'excès de masse Δm du corps ciblé a pu être déterminé:

$$\Delta m = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) dx dy$$

Puisque la grille de données est régulière avec le krigeage, cela revient à :

$$\Delta m = \frac{\Delta x \Delta y}{2\pi G} \sum_i g(i) \quad \text{avec } i \text{ parcourant l'ensemble des points correspondant à l'anomalie.}$$

Avec l'hypothèse de contraste de densité, on peut retrouver la masse puis le volume correspondant. On trouve ainsi que le corps a un volume approximatif compris entre 3 km³ et 9 km³ (pour des contrastes de densité respectifs de 0,3 et 0,1 g/cm³) avec des marges d'erreur respectives de 0,2 km³ et 0,6 km³.

De même, Grant and West (1965) propose une estimation de la profondeur au sommet à partir des contrastes de densité et de la dérivée seconde :

$$\text{profondeur} \leq \frac{0.72 |\Delta g|_{max}}{|\partial^2 g / \partial z^2|_{max}}$$

On trouve alors que la profondeur du corps ne peut pas dépasser 500m dans le cas d'un contraste de 0,1 g/cm³ et 1500m dans le cas d'un contraste de 0,3 g/cm³.

Cependant, ces valeurs sont à prendre avec précaution car chacune des méthodes d'estimation utilise d'une façon ou d'une autre la décroissance de l'anomalie qui, comme nous l'avons souligné plus haut, n'est pas décrite de façon satisfaisante par les données disponibles.

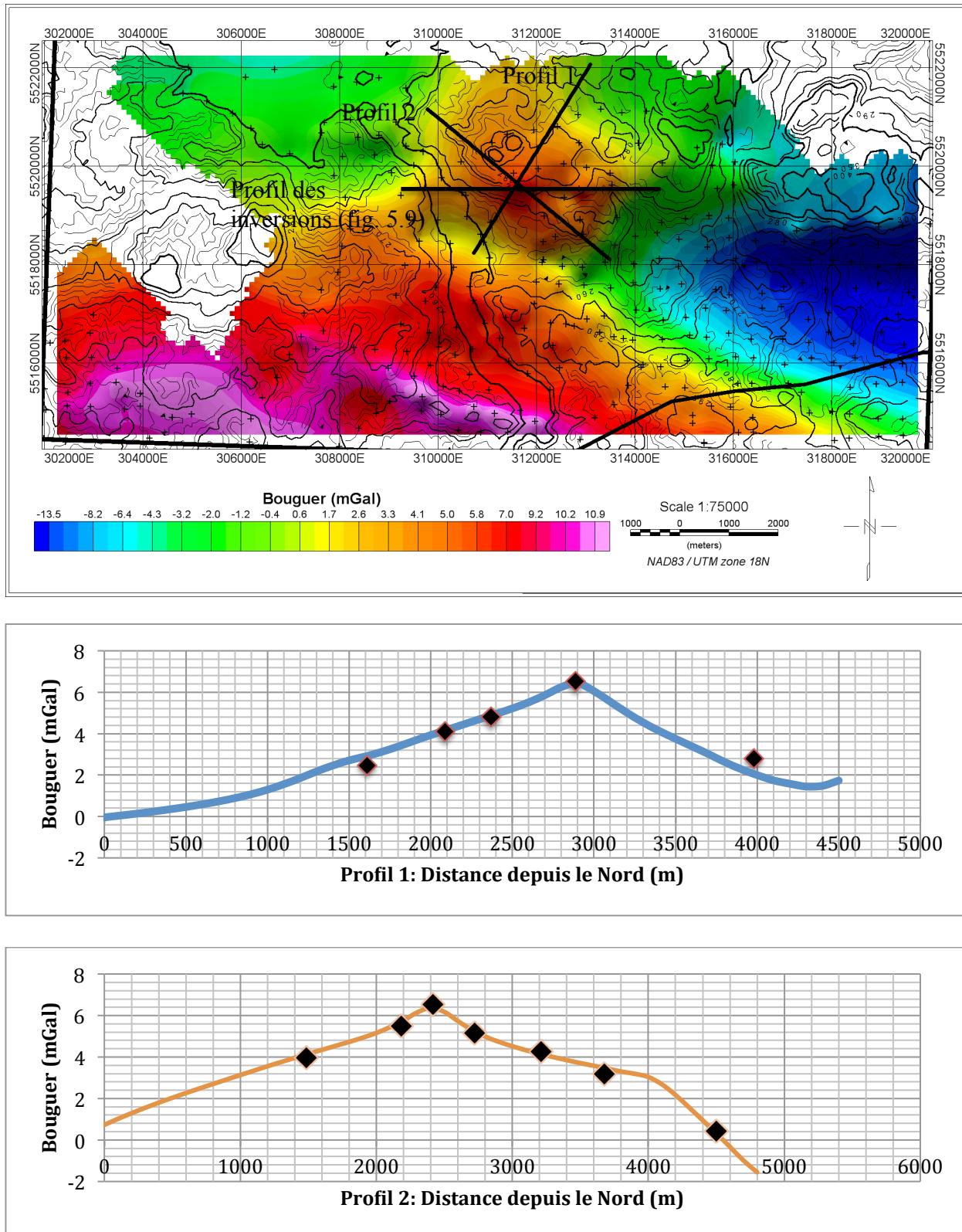


Figure 5.6: Profils gravimétriques (interpolés) de l'anomalie au nord du pluton Olga (en noir : points de mesures)

En l'absence de contrainte, il est difficile de dire à quoi peut ressembler ce corps. Nous avons néanmoins tenté deux autres approches complémentaires :

- une modélisation directe avec les points de mesures à l'aide d'un modeleur en 2D $\frac{1}{2}$ (Grav2dc de G.R.J Cooper (Cooper, 2001))
- Des inversions non contraintes et contraintes (limites de densité) sous Grav3D.

5.3.2 Modélisation directe en 2D $\frac{1}{2}$

En se basant uniquement sur les stations de mesures les plus proches des lignes de chaque profil, des modèles en 2D $\frac{1}{2}$ pour chacun des deux profils ont été réalisés. Les deux profils sont compatibles au niveau des géométries, dimensions, extensions latérales et densités des corps.

Une intrusion mafique en forme de dôme ayant une densité de 0.2 g/cm 3 permettant d'ajuster les données a été modélisée. Elle a été prolongée en profondeur jusqu'à 7500m, ce qui est la profondeur du modèle. Sur le profil 2, on remarque que trois points de données sont relativement proches et dessinent une anomalie de plus grande fréquence, ce qui a amené à modéliser un deuxième corps, de plus forte densité (de 0.3 g/cm 3) plus proche de la surface qui pourrait être un prolongement, une apophyse du corps de plus grande envergure.

Pour le profil 1, le toit du dôme se situe à 30m pour une largeur de 200m et une extension latérale (suivant la direction structurale, perpendiculaire au profil) de 200m. Le deuxième corps est à une profondeur au toit de 370m pour 2000m de largeur et 2200m d'extension latérale (figure 5.7).

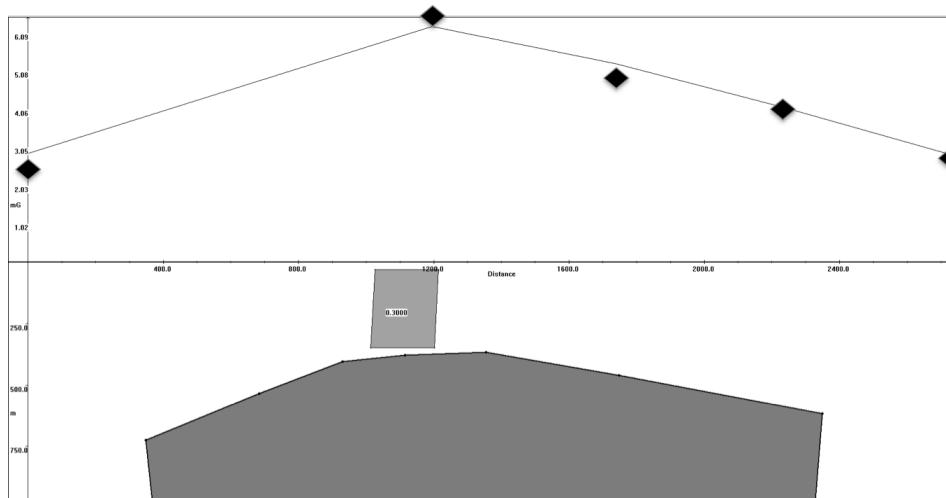


Figure 5.7 : Modélisation en 2D $\frac{1}{2}$ du profil 1 (en noir les points de données)

Pour le profil 2, le toit du dôme se situe à 380m pour une largeur de 2200m et une extension latérale de 2000m. Le deuxième corps est à une profondeur au toit de 30m pour 160m de largeur et 200m d'extension latérale (figure 5.8). Le dernier point de donnée n'est pas respecté car on entre dans le Pluton Olga et il faudrait donc ajouter un corps de contraste de densité négatif, ce qui n'est pas l'objet ici.

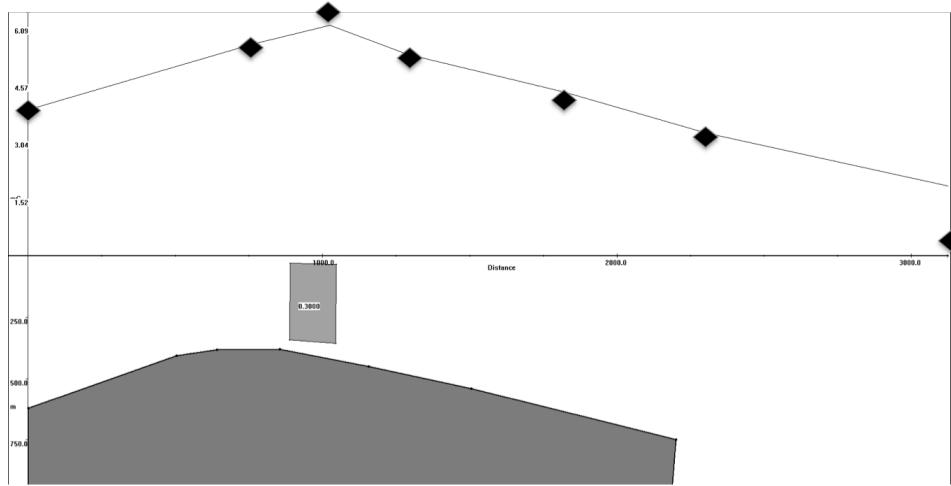


Figure 5.8 : Modélisation en 2D 1/2 du profil 2 (en noir les points de données)

Évidemment ces ajustements, parfois manuels, sont à considérer avec précaution. En l'absence de contrainte claire, ils ne sont qu'une proposition plausible parmi une infinité d'autres solutions approchées.

5.3.3 Inversions

En nous basant de nouveau sur la grille interpolée des données gravimétriques, celle-ci a été inversée spécifiquement dans la zone de l'anomalie.

Notre modèle fait 4600m par 3800m par 3650m (X, Y, Z). Les cellules font 100m par 100m par 50m. La zone tampon a été fixée à 1000m de chaque bord. La grille des données gravimétriques comporte 1701 points.

Tous les paramètres sont fixés à leurs valeurs par défaut, n'ayant pas plus d'information pour les choisir, notamment le paramètre de pondération en profondeur qui est égal ici à 2, contrairement aux inversions sur la zone complète. Pour l'inversion contrainte, les contrastes de densité pour tous le modèle ont été limités entre -0.1 et 0.3 g/cm³. Le choix de permettre des valeurs négatives provient du fait que le choix d'une limite basse de 0 g/cm³ entraîne un étalement disproportionné

des fortes densités en surface. Ce type de valeur est d'ailleurs possible et observé dans les mesures de densité des roches mafiques alentours. Ces inversions sont à considérer avec prudence au vue du faible nombre d'informations.

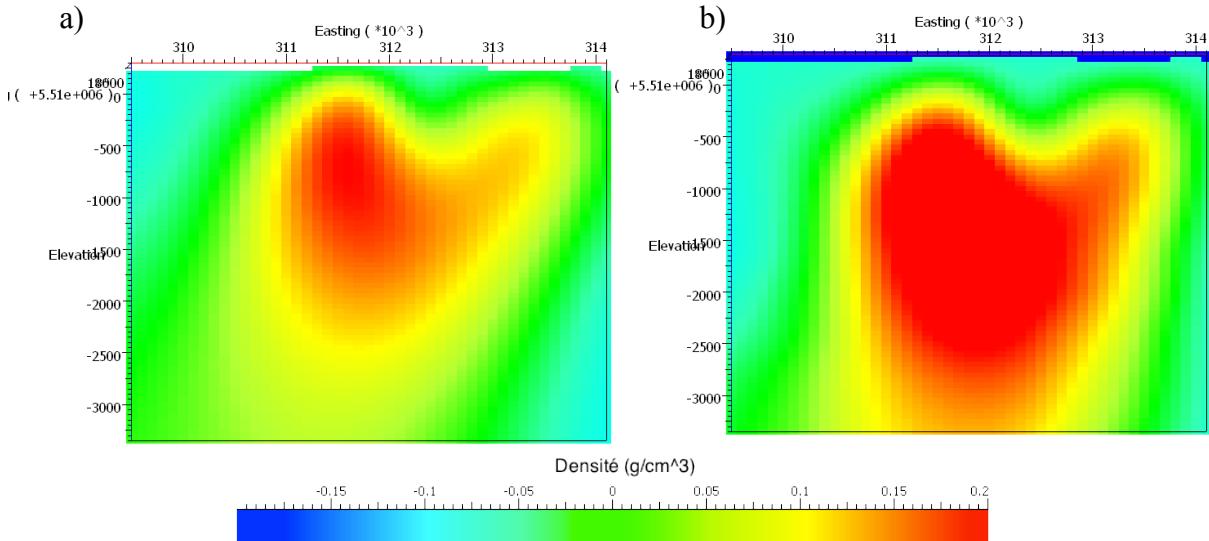


Figure 5.9: Profil (vue du sud à Y= 5519850m) de l'anomalie gravimétrique. a) Inversion non contrainte. b) Inversion contrainte

Tableau 5.3: convergence et temps de calcul des inversions gravimétriques pour l'anomalie des volcanites de la Rivière Allard

Gravimétrie	Inversion non contrainte	Inversion contrainte
Temps de calcul	133 secondes	181 secondes
Distance au modèle	3.1	7.71×10^{-3}
Distance aux données	1701	1684
Fonction-objectif	6292	4079

Pour l'inversion non contrainte, l'algorithme a convergé et le modèle retrouvé reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne entre les données et la réponse synthétique du modèle de 0,199983 mGal (pour une erreur sur les données de 0,2 mGal) (tableau 5.3).

Pour l'inversion contrainte, L'algorithme a convergé et le modèle retrouvé reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne entre les données et la réponse synthétique du modèle de 0,199009 mGal (pour une erreur sur les données de 0,2 mGal) (tableau 5.3).

Les inversions (figure 5.9a) montrent un objet en forme de dôme comme nous l'avions imaginé. On observe un corps de plus grande densité qui s'élargit à environ 300m de profondeur. Une sorte d'apophyse semble apparaître à l'est.

La profondeur du corps, considérant un contraste de densité de 0,1g/cm³, est de l'ordre de 200 à 300m dans l'inversion non contrainte et de l'ordre de 400 à 500m dans l'inversion contrainte. Cela expliquerait que les forages des années 50, de l'ordre de 100m de profondeur, n'ait pas intersecté ce corps.

Cette anomalie pourrait correspondre à un dôme d'intrusion gabbroïque, dans la même lignée que les gabbros synvolcaniques que l'on rencontre à la surface dans l'ensemble des volcanites andésitiques à basaltiques de la Rivière Allard.

5.3.4 Apport des données magnétiques

On remarque qu'à 1800 m au sud de cette anomalie gravimétrique une anomalie magnétique de presque 1600 nT est visible et a été interprétée comme causée par des dykes synvolcaniques (point d'intérêt B, figure 5.3a). Cette anomalie magnétique, d'environ 1000 m de large dans la direction est-ouest et de 400m de large dans la direction nord-sud, est de forme globalement ellipsoïdale. Les deux anomalies, gravimétrique et magnétique, ne se superposent pas mais il n'est pas inimaginable qu'elles soient causées par la même source ou que les deux sources soient liées. Il a été observé sur le terrain qu'un même gabbro peut être magnétique ou non. Cependant le corps modélisé en gravimétrie n'apparait pas assez étendu vers le sud pour permettre de trancher la question de leur lien possible.

5.4 Précisions sur le secteur de Radiore

Le secteur de Radiore avait déjà été mis en valeur pour son potentiel minier par Pierre Pilote (Pilote, 2010). En effet une mine, en enclave de surface dans ce complexe gabbroïque, y a déjà été exploitée. Il est tout à fait possible, au vu du peu d'exploration en profondeur qui y a été fait, que d'autres enclaves, qui n'apparaissent pas forcément à la surface, existent et présentent des minéralisations économiquement exploitables.

Pour ce secteur particulier, nous avons continué à utiliser les données magnétiques de la Commission Géologique du Canada mais à leur plus petit échantillonnage avec une grille au 50m à laquelle nous avons appliqué les mêmes traitements que précédemment. La gravimétrie n'a pas été utilisée car le champ est trop peu échantillonné pour déterminer le potentiel minier du secteur.

En regardant qualitativement les données magnétiques (figure 3.4), on s'aperçoit que le secteur de la mine de Radiore correspond à une très forte anomalie magnétique. Cette anomalie, de l'ordre de 4800 nT, est bien plus forte que celles qui permettent de différencier les deux phases du complexe de Radiore, généralement de l'ordre de quelques centaines de nanoteslas. Ceci pourrait être une signature pour l'exploration de ce secteur.

Un modèle couvrant le secteur de Radiore du flanc nord de Matagami a été généré (figure 5.10a). Celui-ci fait 5900 m par 2000 m par 3950 m. Les cellules font 50 m par 50 m par 50 m pour un total de 809914 cellules dans la zone d'intérêt. Une zone tampon de 1000 m a été ajoutée pour un effet des cellules du bord inférieur à 1% sur les données. Le modèle avec sa zone tampon fait 1092114 cellules.

Une inversion non contrainte a été faite (figure 5.10b). Comme attendu, une forte anomalie est retrouvée à l'endroit de la mine. Si d'autres anomalies apparaissent, aucune n'est de même ampleur dans le domaine couvert. On remarque cependant, à l'extrême sud-ouest, une anomalie qui semble assez forte de l'ordre de 2900 nT. Les autres contrastes sont continus sur la carte et semble être le fruit des différentes phases du complexe de Radiore.

Une hypothèse pour expliquer cette anomalie pourrait être que le gisement, lors de sa mise en enclave, a été suivi de sa zone d'altération en magnétite, zone d'altération typiques des gisements de type SMV.

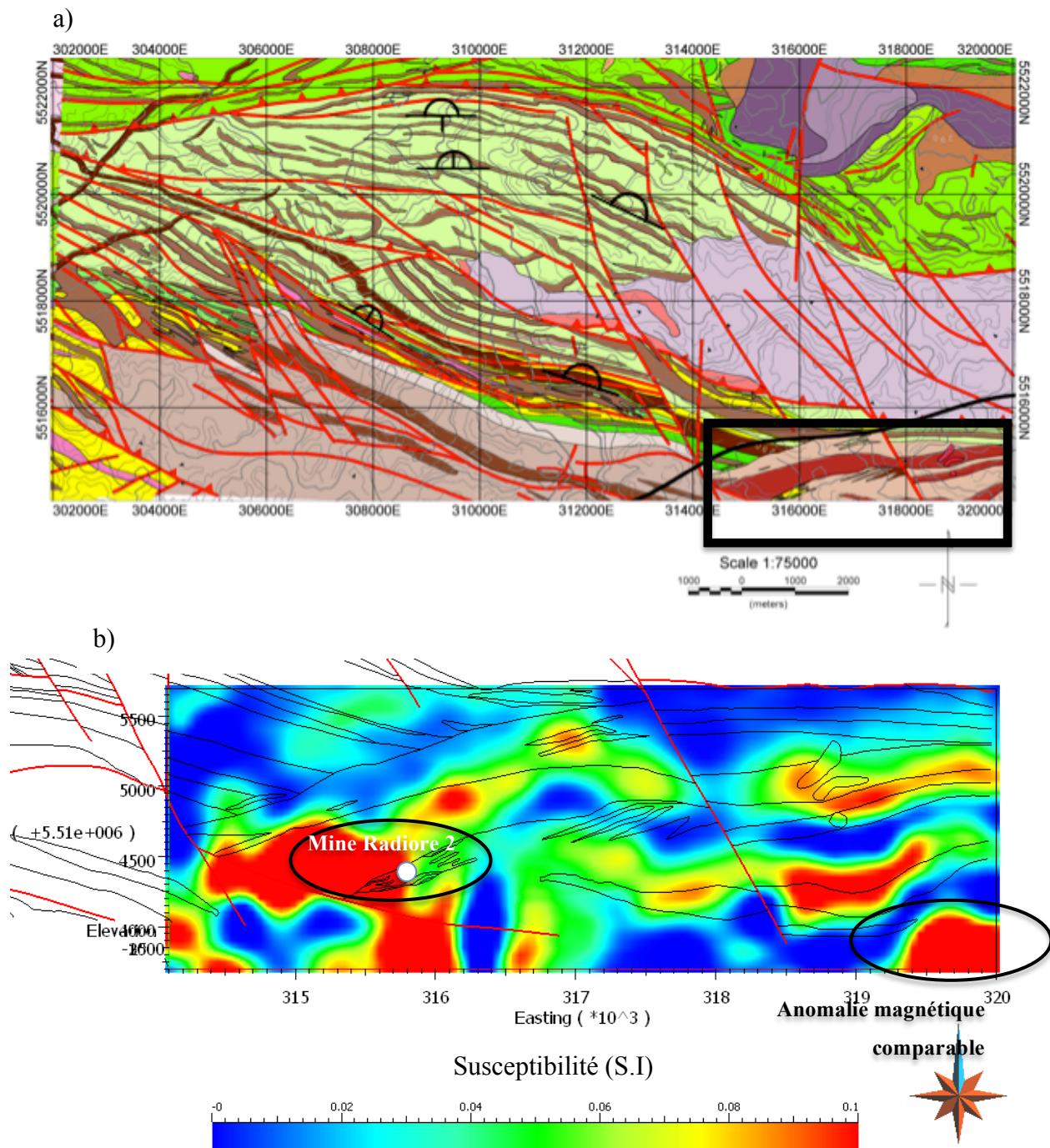


Figure 5.10: Inversion dans le secteur de Radiore. a) Localisation géographique (cadre noir). b) Coupe de l'inversion dans le secteur de Radiore à 250m (noir: contours géologiques; rouge: failles; ellipses : positions des fortes anomalies magnétiques; point blanc : mine Radiore 2)

5.5 Profondeur d'investigation

Selon la méthode, gravimétrie ou magnétométrie, les structures observées en profondeur par les inversions diffèrent grandement. Si en gravimétrie les structures sont prolongées quasiment jusqu'à la limite inférieure du modèle, en magnétométrie les structures s'effacent dès 1500m de profondeur. Cette différence a mené à estimer la profondeur d'investigation de deux façons différentes car les questions sont différentes. Pour la gravimétrie il s'agit de déterminer à partir de quelle profondeur les structures ne sont plus dictées par les données mais par les fonctions de lissage inhérentes à l'inversion. Le même travail sera également fait en magnétométrie mais il s'agit dans ce cas de vérifier si le résultat est cohérent ou s'il relève d'une erreur dans le traitement des données ou les paramètres d'inversion.

5.5.1 Évaluation de la profondeur d'investigation de la gravimétrie

On se sert ici de la matrice de sensibilité qui sert à calculer les corrections aux propriétés physiques du modèle en inversion. Plus particulièrement, à chaque cellule du modèle on a déterminé sa contribution moyenne à l'ensemble des données (sans tenir compte de la pondération en profondeur).

Dans le cas de la gravimétrie, la décroissance de l'importance des cellules en fonction de la profondeur est assez faible. Les cellules à la limite inférieure du modèle (à -7000 m d'élévation) ont une sensibilité moyenne comprise entre 6×10^{-11} et 8×10^{-11} (en considérant les cellules à la verticale des données) alors que la sensibilité maximum est de $4,12 \times 10^{-10}$. C'est-à-dire que les cellules de la limite basse ont une influence d'à peine un ordre de grandeur moins importante que celles de la surface. Les données présentant des contrastes très forts dépassant les 10 mGal et l'erreur sur la mesure étant de l'ordre de 0,2 mGal, il est possible de considérer que les prolongements en profondeur vus lors des inversions soient significatifs, probablement jusqu'à la base du modèle. On notera aussi que les cellules les moins significatives sont bien celles qui se situent à la surface sans aucun point de données gravimétriques dans leurs alentours (par exemple dans l'ouest du modèle (figure 3.2)).

La sensibilité des différentes couches de cellules du modèle a été testée avec une valeur de contraste de densité de $0,3 \text{ g/cm}^3$. Il est apparu que, même pour la couche la plus profonde du modèle (à 7250m de profondeur), l'effet sur les données était encore de l'ordre de 0,2 mGal. Il

apparaît donc que les prolongements en profondeur, s'ils dépendent largement des gradients, ne sont pas non plus dénués d'influence sur la réponse gravimétrique.

De ce fait, la profondeur d'investigation en gravimétrie semble suffisamment importante pour pouvoir considérer, avec un œil critique, l'ensemble du modèle, même s'il est certain qu'à grande profondeur, les effets de moyenne et d'intégration diminuent fortement la résolution de l'image.

5.5.2 Évaluation de la profondeur d'investigation en magnétométrie

Tout d'abord en utilisant à nouveau la contribution moyenne de chaque cellule, on remarque que dans le cas de la magnétométrie la décroissance des contributions des cellules en fonction de la profondeur est plus importante qu'en gravimétrie, ce qui était attendu. Ainsi, la contribution varie d'un facteur de 10 sur 1200 m, d'un facteur 50 sur 4000 m et d'un facteur de 100 sur 6500 m. Considérant ceci, on peut supposer que les interprétations des inversions seront plus sujettes à discussion dès les premiers 1000 m à 1500 m franchis.

Il s'agit ensuite de vérifier la cohérence des profondeurs maximales des inversions réalisées. Pour se faire, nous avons réalisé un modèle géologique synthétique 3D de la zone d'intérêt (figure 5.11a et 5.11b). Les unités de surface précédemment définies (chapitre 4) ont été prolongées à 90° sur 3 km de profondeur. À chacune des régions a été attribué une valeur de susceptibilité magnétique (tableau 5.4).

À partir de ce modèle de distribution des susceptibilités, une modélisation directe de la réponse magnétique est calculée. La réponse modélisée sert ensuite de données d'entrée pour des inversions non contraintes et contraintes (figure 5.10c) dans les mêmes conditions que dans le cas réel traité. L'erreur attribuée aux données est de 2nT plus 2% de l'amplitude, tel que cela était dans le cas des inversions sur les données réelles. La grille de données synthétiques est composée de 12975 points de données. L'inversion non contrainte reproduit les données avec une erreur quadratique moyenne de 26.22 nT et l'inversion contrainte avec une erreur quadratique moyenne de 27.41 nT pour une erreur quadratique moyenne sur les données de 27.78 nT, donc légèrement supérieure à l'erreur sur données (tableau 5.5).

Que ce soit en inversion non contrainte ou en ajoutant des contraintes d'interfaces et une limite de susceptibilité maximale à 0,2 SI, la profondeur des inversions ne dépasse souvent pas 1500m, comme cela a pu être observé lors des inversions sur les données réelles. Le modèle synthétique

d'origine n'a pu être retrouvé qu'avec l'ajout de limites sur les valeurs possibles de susceptibilité très proche du modèle d'origine (de 0 à la valeur vraie de susceptibilité de la région plus 10%).

Néanmoins, les géométries de surface et les contours des unités sont très bien retrouvés même en inversion non contrainte jusqu'à la profondeur de 1500m. Au-delà, deux phénomènes possibles sont observés. Le premier est la simple fin du corps géologique lorsque celui-ci est isolé. La deuxième possibilité est que, lorsque plusieurs corps magnétiques sont proches, au-delà de 1500m, l'inversion ne permet plus de les distinguer les uns des autres, les lissages et la perte de résolution les font se confondre. Ce phénomène explique les liens contre nature qui avait pu être observés sur les inversions magnétiques sur les données réelles. Ces deux phénomènes sont visibles à la figure 5.11c. Ce résultat démontre un fait déjà connu, à savoir que les inversions magnétiques sont un excellent outil pour les investigations minières de faible et moyenne profondeur. Cependant elles ne sont pas adaptées dans le cadre de la définition à moyenne et grande profondeur d'unités géologiques du fait de la forte décroissance du champ magnétique (en r^3).

À noter néanmoins que, en fixant pour chaque région la limite supérieure de susceptibilité magnétique à la valeur de susceptibilité, l'inversion est capable de retrouver le modèle jusqu'à 3 km. Néanmoins, dans la pratique, une telle uniformité et une telle connaissance des susceptibilités magnétiques au sein des unités ne sont pas possibles, sans compter les variations dues aux unités et hétérogénéités trop petites pour apparaître sur les cartes...

Tableau 5.4: Tableau des valeurs de susceptibilité magnétique du modèle synthétique

Région	Description (d'après Pilote 2010)	Susceptibilité du modèle
Avrb1_I3A	Volcanites (et intrusion synvolcanique) de la Rivière Bell	0
Acrb2	Gabbro à anorthosite (Complexe intrusif de la Rivière Bell)	0.05
Acrb5	Gabbro granophyrique (Rivière Bell)	0.1
Acrb6	Gabbro et pyroxénite rubanée à magnétite	0.2
Adqr1	Diorite et gabbro pegmatitique (Radiore)	0.01
Adqr2	Diorite quartzifère à magnétite (Radiore)	0.15
Aolg2	granodiorite à biotite et hornblende (Olga)	0.005
Avv2_I3A	Volcanites (et intrusions synvolcaniques) de la Rivière Allard	0.001
Awt1_I3A	Rhyolite de Watson avec intrusion mafique	0.001
Bande minéralisée	Bande minéralisée historique	0
dykes protérozoïques	Diabase	0.1
I1D_IsleDieu	Intrusion felsique d'Isle Dieu (flanc sud)	0
Awt1_I1D	Unité felsique d'Isle Dieu (flanc sud)	0
I3Aq	Gabbro à sommet granophyrique	0.2
Olga	Tonalite à biotite et à hornblende (Olga)	0

Tableau 5.5: Convergence et temps de calcul des inversions magnétiques de la réponse du modèle synthétique

Gravimétrie	Inversion non contrainte	Inversion contrainte
Temps de calcul	330 minutes	251 minutes
Distance au modèle	0.0718	0.0575
Distance aux données	13206	13148
Fonction-objectif	61734	58278

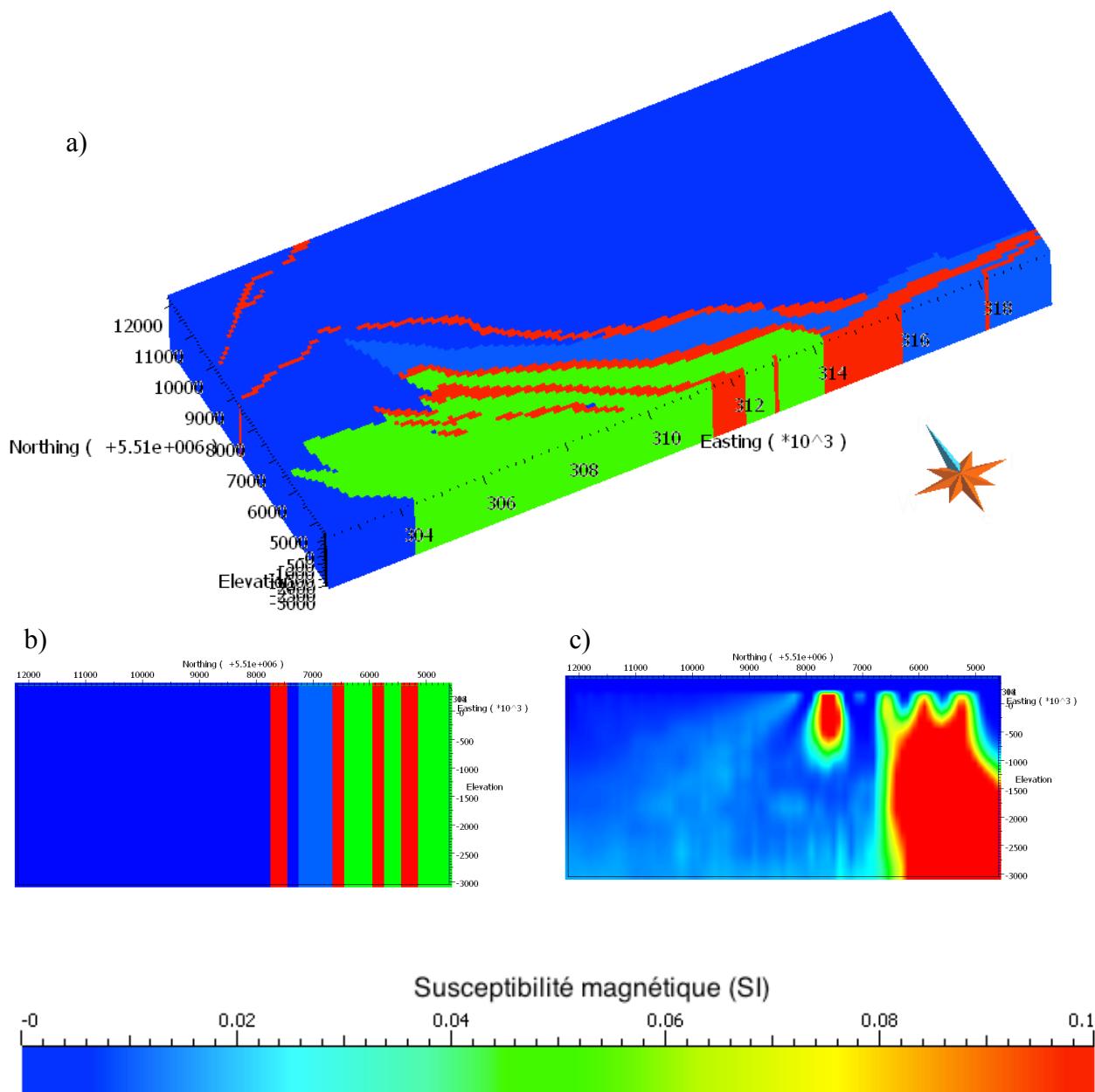


Figure 5.11: Étude de la profondeur d'investigation de la magnétométrie. a) Modèle synthétique 3D de susceptibilité (échelle verticale de 0,5). b) Profil (vue de l'ouest) du modèle. c) Profil retrouvé en inversion contrainte avec interfaces et limite de susceptibilité à 0,2 SI.

CHAPITRE 6 DISCUSSION ET CONCLUSION

6.1 Réponse aux problématiques structurales et minières

Concernant l'architecture géologique, ce travail a confirmé dans une très large mesure la géologie de surface et son interprétation en permettant de l'étendre à de grandes profondeurs selon des directions structurales proches de celles observées sur le terrain (figure 5.4 et figure 5.5). Les principales structures géologiques sont très bien retrouvées en magnétisme ou en gravimétrie, voire les deux. La forme du pluton Olga retrouvée par la gravimétrie est ainsi très cohérente avec les contours du gradient magnétique, notamment son apophyse ouest qui avait pu être observée par plusieurs affleurements (figure 5.4b). Cette apophyse apparaît être de faible épaisseur comparativement au cœur du pluton qui s'étend bien au-delà de notre sensibilité. La phase pyroxénitique du CRB présente un net pendage subvertical qui ne semble pas se résorber avec la profondeur, aussi bien en gravimétrie qu'en magnétisme.

Concernant l'exploration minérale, la zone de Radiore reste, au niveau actuel de connaissance, la zone la plus favorable pour l'exploration. L'exploration dans cette zone n'est cependant pas simple car on recherche des gisements en enclave dans un complexe gabbroïque. Dans ces conditions, en l'absence de tout indicateur géologique ou géochimique proximal ou distal connu à ce jour, les observations géologiques de surface ne peuvent que permettre de retrouver des gisements de surface dans un tel environnement. La géophysique a donc un rôle majeur à jouer dans l'exploration de ce secteur pour permettre de cibler de potentielles enclaves non affleurantes. D'ailleurs, le levé magnétique a présenté de fortes anomalies aux alentours de la mine Radiore 2 (figure 5.10), anomalies incomparables avec celles provoquées par les contrastes entre les différentes phases du complexe de Radiore. Cette observation pourrait servir de piste pour la stratégie d'exploration du secteur. De fait, une anomalie d'ampleur comparable semble apparaître à l'extrême bordure sud-est du feuillet (figure 5.10).

En raison des nombreux forages ayant été effectués dans la zone minéralisée que constitue le contact entre le Wabassee et le Watson, il est peu probable qu'il s'y trouve encore un gisement, à moins que celui-ci ne soit plus profond que les profondeurs ciblées jusqu'alors. Cette étude n'a pas permis de mises en valeurs majeures de cibles potentielles dans cette bande minéralisée. Cependant les orientations des structures semblent confirmer le prolongement en profondeur de

ce contact. Ainsi des cibles de plus grande profondeur que celles visées jusqu'à maintenant peuvent donc exister.

6.2 Ambigüités et incertitudes

Malgré le travail effectué ici, certaines incertitudes demeurent sur la nature ou la géométrie de certains corps du flanc nord de Matagami et qui ne peuvent être résolues par les méthodes utilisées dans ce travail. Des ambiguïtés demeurent sur l'origine de l'anomalie gravimétrique des volcanites de la Rivière Allard. L'extension et la profondeur de la source restent dans des intervalles assez larges et le lien avec l'anomalie magnétique proche reste incertain. Cependant cette structure géologique n'apparaît pas, selon le modèle géologique actuel du camp, comme une cible potentielle pour l'exploration minière. Seul un changement radical de paradigme ou la définition de nouveaux métallotectes pour l'exploration de certains gisements pourraient faire reconsidérer ce constat.

Le pluton Dunlop n'étant pas couvert par le levé gravimétrique et les deux plutons n'étant pas directement visible sur le levé magnétique, un contact et par là une origine commune des plutons Olga et Dunlop n'a pas pu être établi.

Les susceptibilités des familles lithologiques sont très dispersées. Comme cela a déjà été noté, la susceptibilité est plus efficace pour reconnaître des horizons particuliers que des familles lithologiques telles qu'elles ont été définies ici.

La mise à l'échelle supérieure des densités sur les échantillons de terrain et en forage n'a pas été fructueuse pour contraindre les inversions, créant de la rugosité dans les modèles interprétés malgré une augmentation des marges de tolérance permise. Cette contrainte a été incluse dans les inversions gravimétriques des flancs sud et ouest (Bosczuk et al., 2011) avec l'ajout d'un lissage mais son effet n'a été que très peu discuté et nous ne pouvons comparer leurs résultats aux nôtres. De plus, l'intérêt de ce travail était également de tester de nouvelles contraintes par rapport aux travaux précédents des flancs sud et ouest.

Enfin, si les extensions verticales des unités semblent se poursuivre loin en profondeur, rien ne permet dans ces inversions d'interpréter différents panneaux. Cependant cela était prévisible du fait des fortes similitudes entre les différentes écailles, ce qui ne permet pas de les différencier sur la base de leurs propriétés physiques. Pour cela, d'autres méthodes géophysiques permettant la

détection de zones de failles, telles que les méthodes électromagnétiques ou sismiques, devraient être utilisées. Néanmoins l'observation sur le terrain de couloirs de déformations extrêmement importants traversant l'ensemble du feuillet est déjà un argument fort pour cette interprétation de la genèse du flanc nord.

6.3 Discussion sur le choix de la régionale

La régionale a été choisi ici selon un procédé de prolongement vers le haut. Ce prolongement a été choisi assez haut en altitude de par le caractère régional de cette étude en se basant sur une certaine règle approximative proposée par Jacobsen (1987), même si la configuration du terrain est ici différente de celle utilisé dans l'article. Ce choix a permis de laisser une grande marge de manœuvre en profondeur dans le modèle, ce qui s'est fait au détriment du nombre d'éléments dans le maillage et donc des temps de calcul. Une étude uniquement tournée vers la recherche de cibles minières aurait amené à considérer une régionale plus proche de la surface et un modèle de 3 km de profondeur ou moins. Cependant l'objectif de ce projet était également d'appuyer le modèle géologique.

Il est certain que d'autres procédés plus ou moins complexes de détermination de la composante régionale sont disponibles, que ce soit par approximation des données par un polynômes (dont le choix de degré est difficile à justifier), par multi-grilles (Boulanger, 2004), par inversions préliminaires (Li & Oldenburg, 1998), par l'approche non linéaire de Naudy (Keating & Pinet, 2011) et d'autres encore. Néanmoins connaissant la sensibilité fortement décroissante des méthodes utilisées ici en fonction de la profondeur d'investigation, la détermination par prolongement vers le haut d'une régionale pour soustraire les effets de corps plus profonds qu'environ 7000 m ne devrait pas jouer un rôle majeur dans les résultats et les interprétations qui en découlent.

6.4 Effet du mort terrain

Les effets du mort terrain sur les données n'ont pas été considérés tout au long de ce travail. D'une part parce que l'épaisseur du mort-terrain sur le flanc nord reste peu connue et d'autre part son effet possible sur les mesures et inversions est apparu comme minime. Il apparaît cependant important de le quantifier ou tout au moins de le majorer afin de définir quelle est la plus petite variation significative, en n'oubliant pas l'erreur déjà intrinsèque à la mesure en soi.

Sur le flanc nord du camp minier de Matagami et particulièrement dans la zone étudiée, on dispose d'assez nombreuses observations d'affleurements, sauf en ce qui concerne la partie la plus à l'ouest. On peut donc supposer une couverture de mort terrain assez faible dans ce secteur. Les forages du secteur, bien que concentré autour de la bande minéralisée de faible épaisseur, montrent des épaisseurs moyennes de l'ordre de 24m. De plus, la topographie plutôt plane peut laisser croire que cette couverture varie selon des pentes plutôt faibles. Cela est en accord avec les levés magnétotelluriques réalisés le long des levés Lithoprobe (Tournerie & Chouteau, 2002) qui avaient permis de réaliser un modèle régional de l'Abitibi avec une épaisseur moyenne de mort terrain estimée à 50 m.

Le mort terrain n'a qu'un faible effet sur la réponse magnétique tout comme la topographie plutôt plane ici. On s'attardera donc surtout à la gravimétrie qui est bien plus sensible à ce type de paramètre.

Le mort terrain de Matagami est principalement constitué de sédiments d'eaux profondes tels que des argiles ou des dépôts organiques (Veillette & Pomares, 2003). Ce type de dépôt a une masse volumique variant entre 2 et 2,30 g/cm³ avec une moyenne de 2,21 g/cm³ (Telford, 1990). En considérant la présence de nombreux fragments de roches dans les couches quaternaire, nous considérerons une densité de 2,3 g/cm³. Dans le cas extrême d'une plaque mince horizontale représentant une variation de 50m d'épaisseur de 2,3 g/cm³ de densité, à comparer avec 2,8-2,9 g/cm³ pour le roc sous-jacent, l'erreur maximale engendrée est de 1.26 mGal. Considérant que ceci constitue la pire configuration possible, le mort-terrain ne devrait pas influencer l'interprétation qui a été faite des principales structures dont les anomalies dépassent les 6 mGal et dont des occurrences de surface ont été régulièrement retrouvées sur le terrain.

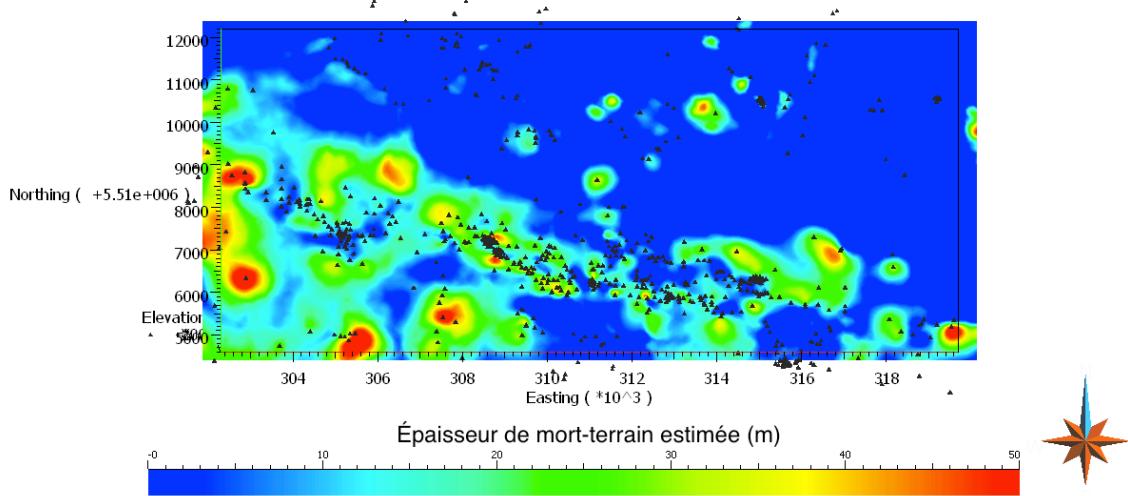


Figure 6.1: Épaisseur de mort-terrain de la zone estimée à partir des forages et des affleurements (Δ : emplacement des forages et des affleurements)

6.5 Effet de la topographie

Bien que la topographie soit prise en compte dans notre maillage, celui-ci ne permet pas de représenter des variations d'altitudes de moins de 100m (hauteur de nos cellules). La topographie dans le modèle est donc essentiellement uniforme à une même altitude (la topographie de notre secteur est assez plane), sauf dans deux secteurs particuliers. L'altitude varie de 244 à 454m au-dessus du niveau de la mer mais les hautes altitudes sont concentrées dans deux secteurs dont notamment celui du Mont Laurier. En effet, on note que la médiane se situe à 267m seulement, la moyenne à 271 m, près de 75% de nos altitudes sont en dessous de 277 m et 90% sont en dessous de 292 m. C'est à dire que dans 90% des cas, la différence maximale de topographie est de 48m. Ce faisant, l'effet sur le magnétisme peut être considéré comme négligeable. Il revient néanmoins de l'évaluer en gravimétrie car cette méthode est beaucoup plus sensible à ce type de variation. En supposant des contrastes courant de $0,2 \text{ g/cm}^3$ de densité et en se plaçant dans le cas d'une plaque horizontale infinie, cela correspond à une erreur maximale de l'ordre de 0,4 mGal dans 90% des cas. Bien évidemment, la différence maximale de topographie non prise en compte par le maillage est de 100m, ce qui correspond à une erreur maximale sur l'ensemble de la zone d'étude de 0.8 mGal. Or, ce qui est interprété ici, ce sont des anomalies de plusieurs mGal (de plus de 10 mGal dans le cas du CRB et du platon Olga, de plus de 6 mGal dans le cas de

l'anomalie des VRA). Les variations topographiques ne devraient donc pas affecter de manière importante l'interprétation.

6.6 Effets de l'élargissement des données et influence de la zone tampon

L'étude se limite ici à un secteur d'étude autour duquel une zone tampon est ajoutée afin de compenser les effets de bords. Or la géologie et/ou, les données géophysiques sont bien souvent également connues en dehors de ce secteur. Certes il n'est pas possible d'étendre le modèle à l'infini, que ce soit pour des raisons de capacité informatique ou des raisons d'adéquation au des paramètres d'inversions globaux (*depth weighting...*) à l'ensemble du modèle. Cependant il peut être intéressant de se demander si les inversions présentées ici sont robustes à une extension des données.

Deux autres configurations d'inversion ont donc été testées.

Tout d'abord, sans changer ni le modèle ni la zone tampon, les données géophysiques connues ont été étendues à l'ensemble du modèle incluant la zone tampon au lieu de s'étendre uniquement à la verticale de la zone d'étude. Cela n'a eu guère d'effet sur les inversions gravimétriques qui sont restés consistantes. À l'inverse, les inversions magnétiques paraissent extrêmement bruitées. Si les structures majeures sont encore visibles, l'image générale présente des variations très ponctuelles et des structures clairement assimilables à du bruit (annexe 12). Si cet effet n'a pas été complètement expliqué, une contagion d'effets de bord est soupçonnée. On n'explique pas néanmoins pourquoi cela influence seulement l'inversion magnétique et non l'inversion gravimétrique.

Par conséquent, une autre inversion magnétique sur un modèle plus large a été réalisée. Le modèle est consisté de l'ancien modèle avec sa zone tampon de 1500m de chaque bord, à la verticale duquel se trouve les données géophysiques. Une nouvelle zone tampon de 1500m de chaque bord est ajoutée. Le résultat de l'inversion dans la zone d'intérêt est alors bien retrouvé, avec néanmoins encore un peu de ce bruit qui semble donc provenir des données magnétiques.

Les inversions paraissent donc consistantes par rapport à l'extension géographique.

6.7 Conclusion

Au cours de ce travail, une méthodologie a été établie pour l'étude du flanc nord de Matagami selon deux grands axes, l'architecture géologique générale et l'exploration minière. Pour répondre à ces problématiques, l'intégration d'un grand nombre de données géoscientifiques au sein d'un même modèle géologique a été effectuée afin de diversifier les sources, de mettre en lumière les incompatibilités, le manque de connaissances dans certains secteurs ou bien de valider et compléter les interprétations géologiques. Préalablement à cette intégration, un certain nombre de traitements ont été réalisés afin d'adapter les données à nos problématiques ou de permettre la reconnaissance des entités géologiques au sein des inversions via leurs propriétés physiques. La densité s'est avérée un bon outil pour distinguer les unités mafiques des unités felsiques sans pouvoir discriminer les unités intermédiaires. La susceptibilité est très variable au sein d'une même famille lithologique mais permet de repérer certains horizons clés.

Le travail sur les paramètres d'inversion a permis de mettre en lumière les limites des modèles et de ce qui relève du choix du géophysicien. Ce travail permet d'affermir d'autant plus les interprétations des structures récurrentes.

Les inversions réalisées confirment l'extension subverticale des unités en profondeur. L'extension ouest du pluton Olga apparaît n'être qu'une apophyse de faible épaisseur, surmontant probablement les unités mafiques du groupe de Wabassee. Une anomalie d'origine inconnue dans les volcanites de la Rivière Allard a été repérée en gravimétrie et son étude a mené à formuler l'hypothèse de l'existence d'un dôme gabbroïque à quelques centaines de mètre de profondeur quasiment au contact du pluton Olga. Les inversions ne permettent pas de distinguer les différentes écailles tectoniques mais les méthodes géophysiques utilisées ne sont pas adaptées à ce problème du fait des fortes similitudes entre les différents panneaux.

Le secteur de Radiore apparaît comme la zone du flanc nord présentant le meilleur potentiel pour l'exploration minière. Le magnétisme, probablement associé aux zones d'altération en magnétite liées au gisement, montre des signes encourageants sur l'utilisation de la géophysique pour l'exploration difficile de cette zone. L'extrémité est du feuillet semble d'ailleurs présenter de très fortes anomalies qui pourraient être corrélées à des altérations en magnétite associé à un gisement de type SMV en enclave.

L'intégration des données géophysiques avec l'ensemble des données géoscientifiques disponibles au sein d'un même modèle 3D permet d'en tirer le plein potentiel en permettant de contraindre les inversions sur la base d'un ou plusieurs scénarios géologiques. Il est alors possible d'appuyer ou d'invalider certaines interprétations, de valider et compléter la géologie de surface et surtout de mettre en évidence les corps géologiques qui n'affleurent pas. Si par le passé ce type d'étude pouvait se révéler coûteuse, le développement récent des capacités des ordinateurs et de logiciels performants permet à présent de les réaliser à des coûts et dans des temps très raisonnables. Il est même possible d'intégrer de façon dynamique ce type d'étude tout au long des projets, comme par exemple en exploration minière en intégrant et en traitant au fur et à mesure les données prises afin d'orienter l'exploration tout du long. La quantité, la qualité et la disponibilité des données sont finalement les facteurs les plus limitants.

6.8 Possibilités et Travaux futurs

Les résultats de ces inversions ouvrent plusieurs perspectives. Il propose déjà une méthodologie adaptée dans le contexte du camp minier de Matagami pour réaliser de nouvelles inversions dans d'autres secteurs. Cette méthodologie est facilement généralisable et applicable à n'importe quel camp mature. Des travaux équivalents utilisant également la gravimétrie et la magnétométrie, ainsi que d'autres méthodes géophysiques, ont été réalisés par exemple dans un contexte métallogénique différent qu'est celui des gisements d'or orogénique Archéen de l'Abitibi par D.E Mitchison (Mitchison, 2009).

Les travaux les plus récents du MRNF (Pilote, et al., 2011) proposent un modèle du camp minier de Matagami complètement différent de ce qui a pu être proposé auparavant. La disponibilité des nouvelles cartes au 1 :20,000 ainsi que la couverture complète du camp par des levés magnétiques et gravimétriques rend possible la généralisation de ce travail à l'ensemble du camp, dans son intégralité ou dans des secteurs définis tel que cela a été fait ici. Si cela a déjà été fait en partie par P. Boszczuk (Boszczuk, et al., 2011), l'application de contraintes telles que cela a été fait dans ce travail et la considération des nouvelles conceptions concernant l'architecture du camp pourrait donner leur plein potentiel aux données géophysiques. Ces travaux pourraient permettre de confirmer, d'infirmer, ou de préciser les propositions nouvelles qui ont émergées des résultats récents effectués dans le cadre de ce projet multidisciplinaire. Notamment, dans le domaine sud nouvellement délimité, l'anticlinal défini devrait faire remonter les rhyolites du groupe de

Watson, qui sont surmontées et cachées par les basaltes du groupe de Wabassee de plus forte densité, plus près de la surface. Une anomalie gravimétrique négative devrait donc apparaître. Or il semble à première vue que cette zone correspond à un pic de gravimétrie. Il serait intéressant de s'attarder sur ce phénomène. De plus, cette nouvelle interprétation du camp de Matagami ouvre de nouvelles perspectives pour l'exploration géophysique. En effet, si le modèle est confirmé, la gravimétrie pourrait devenir un formidable outil d'exploration pour détecter les secteurs où les rhyolites sont au plus près de la surface.

Dans les secteurs les plus prometteurs pour l'exploration minière, des levés géophysiques en forage, gravimétrique ou magnétique, seraient un atout précieux. Ce type de données peut être particulièrement efficace pour compléter les données de surface et donner la vision en profondeur qui manque aux levés de surface. De même, à l'heure où les inversions géophysiques deviennent un outil récurrent, l'utilisation de techniques d'inversions plus avancées que celles utilisées ici, notamment les inversions stochastiques ou en forages qui se sont développées ces dernières années (Shamsipour, et al., 2010), pourraient apporter des éclairages nouveaux sur certaines certitudes ou incertitudes des inversions déterministes.

Une autre voie exploratoire serait de profiter de la couverture par les données gravimétriques et magnétiques pour réaliser des inversions conjointes. Comme il a pu être constaté, certains corps sont plus visibles en gravimétrie qu'en magnétisme (Pluton Olga) et inversement (dykes synvolcaniques des volcanites de la Rivière Allard), d'autres encore sont visibles sur les deux levés (phase à magnétite du complexe de la Rivière Bell). De plus, la magnétométrie est échantillonnée à des intervalles beaucoup plus fins, ce qui apporterait un complément intéressant aux données gravimétriques. L'ajout des autres données géophysiques disponibles (sismiques, magnétotelluriques etc.) serait évidemment d'autres pistes vers une plus grande intégration encore des données disponibles sur l'ensemble du camp.

RÉFÉRENCES

- Adam, E., Milkereit, B., & Mareschal, M. (1998). Seismic reflection and borehole geophysical investigations in the Matagami mining camp. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(6), 686-695.
- Adam, E., Perron, G., Milkereit, B., Wu, J. J., Calvert, A. J., Salisbury, M., et al. (2000). A review of high-resolution seismic profiling across the Sudbury, Selbaie, Noranda, and Matagami mining camps. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2), 503-516.
- Astic, T. (2010a). Contribution à l'étude des propriétés physiques des roches du Camp minier de Matagami. Unpublished Course GML6202 Project Report. École Polytechnique de Montréal, 48pp.
- Beaudry, C., & Gaucher, E. (1986). *Cartographie géologique dans la région de Matagami*. Val d'Or: Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec MB-86-32, 106pp.
- Bosczuk, P. (2008). *Mesure de densité sur les échantillons de terrain prélevés lors des travaux de terrain de Matagami, 2008*. Val d'Or: Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec et Unité de Recherche et de Service en Technologie Minérale, GM64056. 4pp.
- Bosczuk, P., Cheng, L. Z., Hammouche, H., Roy, P., Lacroix, S., & Cheilletz, A. (2011). A 3D gravity data interpretation of the Matagami mining camp, Abitibi Subprovince, Superior Province, Quebec, Canada: Application to VMS deposit exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 75(1), 77-86.
- Boulanger, O. (2004). *Modelisations et inversions tri-dimensionnelles en prospections gravimétrique et électrique*. Ph.D., Ecole Polytechnique de Montréal, Montréal, Qc, Canada.
- Boulanger, O., & Chouteau, M. (2001). Constraints in 3D gravity inversion. *Geophysical Prospecting*, 49(2), 265-280.
- Calvert, A. J., & Li, Y. (1999). Seismic reflection imaging over a massive sulfide deposit at the Matagami mining camp, Quebec. *Geophysics*, 64(1), 24-32.
- Chabot, L. (2009). Etude statistique multiparamétrique de mesures géophysiques en forage - Secteur Bracemac (Matagami). Unpublished Course GML6202 Project Report. École Polytechnique de Montréal.

- Chou, T.-K. (2010). *Magnetotelluric Prospecting in the Matagami Mining Camp*. Unpublished Mémoire, École Polytechnique de Montréal, Montréal, Qc., Canada.
- Chouteau, M., Boulanger, O., & GIroux, B. (2007). *Detection of Deep Conductive Massive Orebodies by Magnetotelluric Surveys: A Feasability Study on Xstrata Orebodies, Progress Report LGAP- 2007-05.*: DIVEX.
- Cooper, G. R. J. (2001). Grav2dc - Gravity Modelling and Inversion. Retrieved 15/11/2011, 2011, from <http://dspace.dial.pipex.com/town/place/vy12/products/cooper/grav2dc.html>
- Debreil, J. A., Ross, P.-S., McNicol, V., Roy, G., & Mercier-Langevin, P. (2010). *Architecture volcanique du camp minier de Matagami – Résultats préliminaires* Paper presented at the Québec Exploration 2010.
- Farquharson, C. G., & Oldenburg, D. W. (2004). A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems. *Geophysical Journal International*, 156, 411-425.
- Galley, A., Hannington, M., & Jonasson, I. (2007). *Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*. (Goodfellow WD ed. Vol. Mineral deposits of Canada). Ottawa, ON, Canada: Geol Assoc Can, Mineral Deposits Division.
- Genna, D., Gaboury, G., & Roy, G. (2011, 26-29 September 2011). *Behaviour of Europium in the Key Tuffite around the Bracemac-McLeod deposit: a new geochemical tool to assist VMS exploration in the Matagami mining camp, Quebec, Canada*. Paper presented at the Proceedings of the 11th Biennial SGA Meeting Antofagasta, Chile.
- Goutier, J., Rhéaume, P. & Davis, D. W. (2004). *Géologie de la région du lac Olga (32F/14)*. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-09, 40 pages et 4 cartes.
- Grant, F. S., & West, G. F. (1965). *Interpretation theory in applied geophysics*. New York : McGraw-Hill.
- Haber, E., & Oldenburg, D. W. (2000). A GCV based method for nonlinear ill-posed problems. *Computer Geosciences*, 4, 41-63.

Hammouche, H., Roy, P., & Boszczuk, P. (2008). *Cartographie géologique de la région de Matagami*. Paper presented at the Québec Exploration 2008.

HOCQ, M. (1990). *Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac*. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DV 89-04.

Jacobsen, B. H. (1987). A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8), 1138-1148.

Jobin, D., Keating, P., & Lefebvre, D. (2009). *DP-2009-06: Série des cartes géophysiques, parties des SNRC 32 E/9, 32 E/16, 32 F/11, 32 F/12, 32 F/13 et 32 F/14, levé gravimétrique de Matagami, Québec*: Comission Géologique du Canada.

Keating, P., & Pinet, N. (2011). Use of non-linear filtering for the regional-residual separation of potential field data. *Journal of Applied Geophysics*, 73(4), 315-322.

Lelievre, P. G., Oldenburg, D. W., & Williams, N. C. (2009). Integrating geological and geophysical data through advanced constrained inversions. *Exploration Geophysics*, 40(4), 334-341.

Li, Y., & Oldenburg, D. W. (2003). Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, 152(2), 251-265.

Li, Y. G., & Oldenburg, D. W. (1996). 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394-408.

Li, Y. G., & Oldenburg, D. W. (1998a). 3-D inversion of gravity data. *Geophysics*, 63(1), 109-119.

Li, Y. G., & Oldenburg, D. W. (1998b). Separation of regional and residual magnetic field data. *Geophysics*, 63(2), 431-439.

Liaghate, S., & MacLean, W. H. (1992). The Key Tuffite, Matagami mining district; origin of the tuff components and mass changes. *Exploration and Mining Geology*, 1(2), 197-207.

Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B., & Sawyer, E. (1993). A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos*, 30(3-4), 357-372.

- MacGeehan, P. J. (1979). *The petrology and geochemistry of volcanic rocks at Matagami, Québec, and their relationship to massive sulphide mineralization*. Ph.D., McGill University, Montréal, Qc, Canada.
- Matot, B. (2009). Interprétation qualitative et quantitative des données gravimétriques et magnétiques du camp minier de Matagami (Québec). Unpublished Internship. École Polytechnique de Montréal, Montréal, Qc, Canada.
- Mitchison, D. E. (2009). *Targeting Archean Orogenic Gold Mineralization Using Physical Properties and Integrated Geophysical Methods*. Ph.D., University of British-Columbia, Vancouver, BC, Canada.
- Mortensen, J. K. (1993). U-Pb Geochronology of the Eastern Abitibi Subprovince .1. Chibougamau-Matagami-Joutel Region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(1), 11-28.
- Oldenburg, D. W., & Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in DC resistivity and IP surveys. *Geophysics*, 64(2), 403-416.
- Piche, M., Guha, J., & Daigneault, R. (1993). Stratigraphic and Structural Aspects of the Volcanic-Rocks of the Matagami Mining Camp, Quebec - Implications for the Norita Ore Deposit. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 88(6), 1542-1558.
- Piche, M., & Jebrak, M. (2004). Normative minerals and alteration indices developed for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 82(1-3), 59-77.
- Pilote, P. (2010). *Géologie du flanc nord de la région de Matagami - Phase 3*. Paper presented at the Québec Exploration 2010.
- Pilote, P., Debreuil, J.-A., Williamson, K., Rabeau, O., & Lacoste, P. (2011). *Révision géologique de la région de Matagami*. Paper presented at the Quebec Exploration 2011.
- Rabeau, O., & Pilote, P. (2010). *Modélisation et étude lithogéochimique 3D du camp minier de Matagami (phase 1/2)*. Paper presented at the Québec Exploration 2010.
- Rheaume, P. (2009). *Cartographie de la région de la rivière Allard, Projet Matagami, phase 2/3*. Paper presented at the Québec Exploration 2009.

Ross, P.-S., & Bedard, J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 823-839.

Ross, P.-S., Bourke, A., & Fresia, B. (2011). *Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forage dans la région de Matagami - Partie 1, Méthodologie et performance*. MRNF, GM 65521, 72 pp.

Ross, P.-S., Bourke, A., Fresia, B., & Debreil, J.-A. (2011). *Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forage dans la région de Matagami - Partie 2, résultats préliminaires*. MRNF, GM 65522, 32 pp.

Shamsipour, P., Marcotte, D., Chouteau, M., & Keating, P. (2010). 3D stochastic inversion of gravity data using cokriging and cosimulation. *Geophysics*, 75(1), I1-I10.

Sharma, K. N. M., Gobeil, A., Hébert, C., Lamothe, D., & Lebel, D. (1998). *Guide d'utilisation des géofiches*. Val d'Or: Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec MB-98-05, 32pp.

Simard, A., Gobeil, A., Verpaelst, P., Rive, M., Lacroix, S., & Racicot, D. (1990). Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of northwestern Quebec In P. V. M. Rive, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard (Ed.), *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois* (Vol. 43, pp. 1-16). Québec: L'Institut canadien des mines et de la métallurgie.

Telford, W. M. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Telmat, H., Mareschal, J. C., Gariepy, C., David, J., & Antonuk, C. N. (2000). Crustal models of the eastern Superior Province, Quebec, derived from new gravity data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2), 385-397.

Tournerie, B., & Chouteau, M. (2002). Analysis of magnetotelluric data along the Lithoprobe seismic line 21 in the Blake River Group, Abitibi, Canada. [Article; Proceedings Paper]. *Earth Planets and Space*, 54(5), 575-589.

UBC-GIF. (2011a). Grav3D Manual - Execution. Retrieved 06/11/2011, 2011, from <http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/grav3d/execution.htm>

UBC-GIF. (2011b). GRAV3D/MAG3D Worflow. Retrieved 06/11/2011, 2011, from <http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/workflow/3D-mag/index.htm>

UBC-GIF. (2011c). Influence of alphas. Retrieved 06/11/2011, 2011, from <http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/workflow/3D-mag/why-alphas.htm>

UBC-GIF. (2011d). Introducing Geophysical Inversions. Retrieved 06/11/2011, 2011, from <http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/tutorials/invn-concepts/index.htm>

Veillette, J. J., & Pomares, J.-S. (2003). *Géologie des formations de surface et histoire glaciaire, Lac Matagami, Québec*. Commission Géologique du Canada, Map 1994A, scale 1/10000.

Williams, N., C., Oldenburg, D., & Lelievre, P. G. (2009). *Constraining Gravity and Magnetics Inversions for mineral exploration using limited geological data*. Paper presented at the ASEG Conference.

Williams, N. C. (2008). *Geologically-constrained ubc-gif gravity and magnetic inversions with examples from the agnew-wiluna greenstone belt, western australia*. Ph.D, University of British-Columbia, Vancouver, BC, Canada.

ANNEXE 1: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS DE TERRAIN

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
						erreur absolue		
I3A	311276	5514758	001A1	3.04	0.14%	0.00		3.04
I3A	311276	5514758	001A2	3.05	0.17%	0.01		
I4B	311340	5514790	002A	3.09	0.11%	0.00		3.07
I4B	309402	5515605	004A	3.06	0.25%	0.01		3.04
I3A	309427	5515579	005A	3.00	0.29%	0.01		
V2J	309427	5515579	005B	3.08	0.21%	0.01		3.12
V3B	308726	5521011	006A	2.91	0.18%	0.01		2.94
V3B	312769	5516736	007A	3.07	0.08%	0.00		3.06
V3B	312769	5516736	007A3	3.09	0.12%	0.00		
V3B	312769	5516736	007G	3.09	0.21%	0.01		
I3A	312839	5516707	008B	3.06	0.46%	0.01		
I3A	312491	5516808	009A	3.06	0.37%	0.01		
I3A	312491	5516808	009A2	3.06	0.17%	0.01		
I3A	312491	5516808	009C2	3.07	0.29%	0.01		
I3A	312491	5516808	009D	2.95	0.09%	0.00		
I3A	311626	5516962	010B	3.02	0.12%	0.00		
V3B	311545	5516991	012A	3.03	0.39%	0.01		
V3B	311544	5516990	012A	3.04	0.18%	0.01		
V1D	311544	5517016	013A1	2.83	0.11%	0.00		2.84
V1D	311544	5517016	013A1	2.81	0.15%	0.00		
I1D	314739	5516017	015A	3.05	0.15%	0.00		3.05
I1D	314739	5516017	015A2	3.02	0.12%	0.00		
I3A	315148	5515306	016A	3.04	0.11%	0.00		3.02
I3A	315148	5515306	016A2	3.03	0.17%	0.01		
I3A	315191	5515208	017A	3.10	0.18%	0.01		3.10
I3A/I1D	315191	5515208	017C	3.10	0.35%	0.01		3.10
I3A	315191	5515208	017D	3.09	0.10%	0.00		3.10
I3A	315459	5514283	018A	2.96	0.12%	0.00		
I3A	315459	5514283	018A	2.89	0.12%	0.00		2.90
I3A	315459	5514283	018A	2.87	0.12%	0.00		

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de mesure
I3A	315459	5514283	018A1	2.95	0.10%	0.00		
I3A	315459	5514283	018B1	2.89	0.38%	0.01		2.92
I3A	315459	5514283	018B1	2.86	0.47%	0.01		
I3A	315459	5514283	018C	2.90	0.07%	0.00		2.92
V1D	315566	5514304	019A	2.88	0.14%	0.00		2.86
V1D	315566	5514304	019D	2.79	0.21%	0.01		2.80
V3B	315555	5514289	020A	3.36	0.07%	0.00		3.23
I3A	315392	5514329	022A	2.97	0.18%	0.01		2.94
V3B	309495	5521775	023A	2.89	0.12%	0.00		2.90
V3B	309495	5521775	023A2	3.02	0.13%	0.00		
V3B	309567	5521775	024D	2.96	0.12%	0.00		
V3B	309600	5521817	025B	3.00	0.14%	0.00		3.05
V1D	308866	5521913	026B	2.74	0.19%	0.01		2.75
V1D	308866	5521913	026B	2.73	0.13%	0.00		
I1	308866	5521913	026C	2.70	0.17%	0.00		2.71
V3B	308866	5521913	026D	2.69	0.13%	0.00		
V3B	308083	5522840	027A	2.69	0.12%	0.00		
V3B	308083	5522840	027A	3.04	0.16%	0.00		
I3A	315253	5515059	028A	3.11	0.17%	0.01		3.08
I1	315437	5514844	030A1	2.82	0.11%	0.00		2.84
I1	315437	5514844	030A2	2.87	0.14%	0.00		
I3A	315437	5514844	030B	2.87	0.15%	0.00		
I1	315397	5514744	031A	2.79	0.36%	0.01		2.82
I1	315397	5514744	031B	2.88	0.11%	0.00		2.90
I1	315397	5514744	031C	2.89	0.16%	0.00		2.89
I3A	315391	5514717	032A	2.88	0.19%	0.01		
I3A	317898	5513836	037A	3.11	0.12%	0.00		
I3A	317898	5513836	037C	2.81	0.20%	0.01		
I3A	317898	5513836	037D	3.06	0.19%	0.01		
I3A	317898	5513836	037E	3.47	0.21%	0.01		
V1B	314675	5516224	038A	2.92	0.04%	0.00		2.88
V1B	314675	5516224	038B	2.81	0.10%	0.00		2.82
I3A	314741	5516198	039A1	3.09	0.09%	0.00		3.05

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de absolue
V1B	314741	5516198	039B	2.77	0.11%	0.00		2.79
V1B	314803	5516187	040A	2.75	0.39%	0.01		
V1B	314803	5516187	040A2	2.77	0.15%	0.00		2.78
V2J	314819	5516280	041A	2.97	0.13%	0.00		2.97
V1D	314588	5516263	043A	2.85	0.36%	0.01		2.86
V1D	314588	5516263	043A2	2.85	0.27%	0.01		
V1D	314623	5516242	044D	2.80	0.10%	0.00		2.82
I1	311228	5516206	046A	2.72	0.24%	0.01		2.72
I3A	311228	5516206	046B	2.95	0.17%	0.01		2.96
I3A	311228	5516206	046C	2.71	0.17%	0.00		
V1B	311228	5516206	046E1	2.77	0.14%	0.00		2.73
V1B	311228	5516206	046E3	2.74	0.15%	0.00		
I3A	310590	5516496	047A	3.01	0.19%	0.01		3.04
I3A	310552	5516475	048A	3.00	0.14%	0.00		
I3A	310652	5516370	049A	2.97	0.12%	0.00		2.99
V3B	308345	5520621	050A	2.86	0.13%	0.00		
V3B	308314	5520652	051A	2.86	0.28%	0.01		
V3B	308314	5520652	051A	2.87	0.33%	0.01		
V3B	308053	5521236	053A	3.04	0.39%	0.01		
V3B	308053	5521236	053A	3.11	0.45%	0.01		3.10
V3B	307897	5521758	054A	3.00	0.12%	0.00		
V1B	307897	5521758	054C	2.70	0.28%	0.01		2.71
V1B	307871	5521868	055A	2.69	0.15%	0.00		2.69
S11	307852	5521849	056A	2.71	0.28%	0.01		
S11	307852	5521849	056A	2.70	0.09%	0.00		2.70
V1D	307852	5521849	056B	2.79	0.09%	0.00		2.83
V2J	307967	5522007	060A	3.06	0.13%	0.00		3.08
V2J	307875	5522084	061A	2.91	0.27%	0.01		2.95
V3B	307822	5521779	062C	2.86	0.21%	0.01		2.88
I1D	316200	5520946	065A	2.73	0.15%	0.00		2.76
I2I	316200	5520946	065B	2.79	0.08%	0.00		2.81
V3B	317311	5523493	068A	2.99	0.25%	0.01		
V3B	317650	5524384	069B4	2.86	0.16%	0.00		2.94

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de mesure
V3B	317650	5524384	069C	2.69	0.11%	0.00		
I3A	317650	5524384	069D	2.93	0.25%	0.01		2.97
V3B	317650	5524384	069E	2.99	0.25%	0.01		
I4B	317650	5524384	069F	2.98	0.11%	0.00		2.96
I3A	317609	5524447	071B	2.83	0.13%	0.00		
V2J	308813	5521207	072A	3.02	0.10%	0.00		
I3B	308813	5521207	072C1	2.99	0.10%	0.00		3.03
V2J	308645	5521361	073A	3.05	0.10%	0.00		3.08
V2J	308959	5520583	074A	3.00	0.12%	0.00		2.96
V2J	308959	5520583	074A2	2.90	0.14%	0.00		
I3A	306051	5525160	075C1	3.05	0.13%	0.00		2.98
S6A	306051	5525160	075D3	2.80	0.13%	0.00		2.80
V3B	306658	5522371	076A	2.83	0.10%	0.00		
V3B	306067	5521933	077A1	3.02	0.15%	0.00		3.04
V3B	306067	5521933	077A2	2.87	0.19%	0.01		
V3B	306067	5521933	077D	2.83	0.12%	0.00		
I3B	305917	5522847	078A	2.98	0.13%	0.00		3.05
V3B	305566	5523762	079A	2.97	0.17%	0.00		2.97
V3B	305566	5523762	079B	2.73	0.16%	0.00		2.75
V2J	305494	5523748	080A	2.95	0.16%	0.00		2.96
I1D	305494	5523748	080C	2.64	0.13%	0.00		
V3B	305315	5523714	081A	2.69	0.33%	0.01		2.70
V3B	306332	5525609	082A	2.99	0.12%	0.00		3.01
V3B	306332	5525609	082B	2.90	0.08%	0.00		2.91
V3B	306332	5525609	082C	2.99	0.10%	0.00		
V3B	307509	5521739	083A	2.99	0.28%	0.01		3.04
V3B	307561	5521741	084D	2.73	0.09%	0.00		2.73
V3B	307561	5521741	084D	2.76	0.24%	0.01		
V3B	307606	5521923	085B	3.01	0.12%	0.00		3.05
I2	307606	5521923	085C	2.84	0.22%	0.01		2.87
V3B	307523	5521977	086A	3.02	0.15%	0.00		3.05
V3B	305453	5521261	087A	3.02	0.08%	0.00		3.03
V2J	305177	5521475	088A4	2.72	0.06%	0.00		2.72

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de mesure
V2J	305177	5521475	088A5	2.83	0.37%	0.01		
V3J	305177	5521475	088C2	2.73	0.25%	0.01		
V1B	304985	5521967	089B1	2.84	0.11%	0.00		
V1B	304985	5521967	089B2	2.70	0.16%	0.00		
V1B	304985	5521967	089B3	2.75	0.27%	0.01		2.73
I2J	304846	5521733	091B	2.83	0.27%	0.01		2.85
V3B	304846	5521733	091C	2.86	0.15%	0.00		2.90
V2J	307612	5521019	093B1	2.75	0.26%	0.01		
V2J	307612	5521019	093B2	2.84	0.19%	0.01		
V2J	307602	5520801	094A	2.82	0.15%	0.00		2.83
V2J	307210	5520501	095A1	2.78	0.21%	0.01		
V2J	307210	5520501	095B	2.83	0.12%	0.00		
V2J	306430	5520440	096A	2.92	0.15%	0.00		2.94
V2J	306610	5520411	097A2	2.90	0.17%	0.00		
I3A	306610	5520411	097D	2.74	0.35%	0.01		
I3A	306610	5520411	097D	2.73	0.10%	0.00		
V3B	305006	5521487	098A	2.85	0.14%	0.00		2.90
I2	305006	5521487	098B	2.69	0.12%	0.00		2.70
V2J	305273	5521419	100A	2.87	0.21%	0.01		2.92
V2J	305277	5521388	101A	2.82	0.13%	0.00		
V2J	305311	5521325	102C	2.75	0.38%	0.01		
V2J	305546	5521178	103A	2.85	0.16%	0.00		2.89
I1F	318154	5516880	104A	2.66	0.09%	0.00		2.70
V2J	318638	5524455	105A1	2.92	0.21%	0.01		2.94
I3A	318638	5524455	105C	3.00	0.16%	0.00		
I3A	319932	5524804	108B	2.79	0.16%	0.00		2.78
I2I	319043	5524460	111C	2.70	0.25%	0.01		2.72
V2J	318463	5524222	120A	3.06	0.12%	0.00		
V2J	318378	5524202	121D	2.98	0.32%	0.01		3.01
V2J	318267	5524194	122A	3.00	0.15%	0.00		
V2J	318209	5524135	123E	3.02	0.14%	0.00		3.06
V2J	318209	5524135	123F	3.00	0.14%	0.00		
V2J	318058	5524114	124A	3.03	0.29%	0.01		3.07

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de absolue
V2J	318058	5524114	124D	2.81	0.26%	0.01		
V2J	318058	5524114	124D2	2.82	0.14%	0.00		
V2J	317961	5524102	125A	3.04	0.09%	0.00		3.09
V2J	317961	5524102	125D	3.05	0.15%	0.00		
V2J	317283	5523840	126A	3.01	0.12%	0.00		
I2J	317283	5523840	126D	2.90	0.20%	0.01		2.93
V2J	317170	5524012	127A	2.99	0.12%	0.00		
V2J	317052	5523826	128A	2.98	0.10%	0.00		
I1D	305978	5526690	130A	2.82	0.10%	0.00		2.83
I2	305978	5526690	130C	2.74	0.10%	0.00		2.79
V1D	309970	5522673	132B	2.72	0.28%	0.01		2.74
V1D	309970	5522673	132C	2.75	0.17%	0.00		2.75
V2J	309970	5522673	132F	2.98	0.18%	0.01		
V2J	309812	5522604	133A	3.05	0.13%	0.00		
V2J	309852	5522333	135A	3.03	0.08%	0.00		3.02
S1	311497	5526065	137A	2.81	0.12%	0.00		2.82
S1	311924	5525978	140A	2.76	0.23%	0.01		2.79
V2J	310319	5523292	142A	2.84	0.21%	0.01		
V2J	313102	5523998	144A	2.99	0.08%	0.00		3.01
I1D	313102	5523998	144B	2.77	0.09%	0.00		2.81
V2J	313197	5524094	145A	3.00	0.14%	0.00		3.03
V2J	313197	5524094	145C	3.03	0.20%	0.01		3.05
S1	313391	5524321	146A	2.73	0.10%	0.00		2.72
I1D	313313	5524239	148A	2.71	0.06%	0.00		2.71
I3A	307543	5516392	149A	3.13	0.13%	0.00		3.13
I3A	307385	5516692	151A1	3.08	0.09%	0.00		
V2J	309742	5518184	153A	2.93	0.16%	0.00		2.92
I2F	310323	5517894	154A	3.10	0.17%	0.01		3.20
I2F	310323	5517894	154C	2.78	0.12%	0.00		2.83
I3A	311492	5516621	300B	2.88	0.32%	0.01		
V3B	311484	5516841	301A	2.94	0.29%	0.01		2.93
I3A	311624	5516865	302A	3.08	0.25%	0.01		
I4B	311624	5516865	302B	3.02	0.22%	0.01	veines d'épidote	

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue
V3B	311624	5516865	302D	3.00	0.22%	0.01		
I3A	314120	5516487	303A	3.14	0.08%	0.00		
I3A	314120	5516487	303A'	3.15	0.29%	0.01		
I3A	314120	5516487	303A'	3.14	0.46%	0.01		
I3A	314120	5516487	303A1	3.14	0.73%	0.02		
I3A	314120	5516487	303A1	3.13	0.27%	0.01		3.13
I3A	314120	5516487	303B	3.31	0.14%	0.00		
I3A	314120	5516487	303C	2.84	0.07%	0.00		
I3A	314120	5516487	303C2	3.10	0.39%	0.01		
V2J	312485	5516843	304B	2.94	0.27%	0.01		2.93
V3B	318439	5518763	305A1	3.00	0.08%	0.00		
I2D	318439	5518763	305F	2.84	0.33%	0.01		
I2D	318439	5518763	305F	2.77	0.12%	0.00		
I3A	309305	5521644	306A	3.00	0.28%	0.01		
V3B	307811	5522560	308A	2.93	0.73%	0.02		
V3B	307811	5522560	308A	2.98	0.49%	0.01		
V3B	307811	5522560	308B	2.79	0.26%	0.01	porosité des veines	
V3B	307828	5522534	309A	2.96	0.11%	0.00		2.94
V3B	311874	5517213	311A1	2.99	0.30%	0.01		
V2J	311417	5517194	313A	2.91	0.10%	0.00	Veine de quartz	
V2J	311417	5517194	313B	2.86	0.15%	0.00		2.93
V2J	311417	5517194	313C	2.78	0.55%	0.02		
I3A	314422	5516273	315A1	3.00	0.18%	0.01		3.08
I3A	311539	5514179	317A1	2.98	0.43%	0.01		3.05
I3A	311539	5514179	317A1	2.96	0.49%	0.01		
I3A	311539	5514179	317A2	2.94	0.33%	0.01	0.36	
I3A	311539	5514179	317A3	3.08	0.43%	0.01		
I3A	311557	5514257	318A	2.89	0.56%	0.02		
I3A	311557	5514257	318A2	2.94	0.35%	0.01		
I3A	311557	5514257	318B	2.84	0.89%	0.03		
V3B	316027	5519691	319A	3.02	0.11%	0.00		3.09
V3B	316027	5519691	319B	2.99	0.52%	0.02	ALTERE!	
V3B	316027	5519691	319B	3.07	0.13%	0.00	non homogène et bulles	

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de absolue
V3B	316027	5519691	319X	3.06	0.18%	0.01		
V3B	316027	5519691	319X	3.08	0.09%	0.00		
I1D	316306	5521085	322A	2.73	0.17%	0.00		
I3A	311608	5517077	323A	3.11	0.09%	0.00		
V2J	310668	5517335	324A	3.02	0.11%	0.00		2.98
V2J	310668	5517335	324B1	2.71	0.07%	0.00		
V2J	310668	5517335	324B1	2.69	0.18%	0.00		
V2J	310668	5517335	324B2	2.68	0.30%	0.01		
V2J	310668	5517335	324B2	2.66	0.31%	0.01		
V2J	310668	5517335	324D	2.79	0.08%	0.00		
I3A	311981	5516987	325A	3.20	0.11%	0.00		3.27
V1B	311981	5516987	325C	2.85	0.28%	0.01	0.35	2.85
V1B	311981	5516987	325D	2.73	0.19%	0.01		
I3A	312015	5516937	326A	3.06	0.11%	0.00		
V3B	317989	5519118	327A	3.03	0.27%	0.01	0.78	3.07
V3B	317989	5519118	327C	3.12	0.11%	0.00		
V3B	317989	5519118	327E	3.00	0.15%	0.00		
V2J	308756	5521216	329B	2.75	0.16%	0.00		
V2J	308457	5521360	330A	3.05	0.16%	0.00		
V2J	308457	5521360	330A	3.03	0.17%	0.01		
V2J	308564	5521350	331B	2.97	0.14%	0.00		
V3B	311838	5519662	332A	2.95	0.53%	0.02		2.97
V3B	309299	5520619	334A	2.99	0.11%	0.00		3.00
V3B	306085	5522081	335A	2.82	0.19%	0.01		
I3B	305878	5522741	336A	2.98	0.11%	0.00		
I3B	305878	5522741	336B	3.03	0.10%	0.00		
I2I	305878	5522741	336D1	2.72	0.34%	0.01		
I2I	305878	5522741	336D2	2.79	0.15%	0.00		2.84
I2I	316212	5514838	337B	2.95	0.15%	0.00		2.94
I3A	316366	5514773	338A	3.06	0.26%	0.01		
I3A	316433	5514769	339A	2.87	0.41%	0.01		
V3B	316433	5514769	339B	3.16	0.22%	0.01		3.10
I3A	316689	5515097	340A	3.16	0.20%	0.01		3.13

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de mesure
V3B	312573	5519384	341A	3.03	0.26%	0.01		
V3B	312620	5519344	342A	3.01	0.09%	0.00		
V1D	312430	5516377	343A	2.72	0.12%	0.00		2.73
I1D	318633	5515006	344A	2.76	0.15%	0.00		2.76
I3A	318769	5515215	345A	3.06	0.25%	0.01		
I3A	318816	5515238	346A	3.15	0.21%	0.01		3.15
I3A	318816	5515238	346B	2.96	0.18%	0.01		2.98
V3B	306236	5525653	349A	3.12	0.07%	0.00		
V3B	306236	5525653	349B	2.82	0.32%	0.01		
I2J	309938	5523160	353A	2.97	0.07%	0.00		
V2J	309938	5523160	353D	2.79	0.11%	0.00		
I1G	309938	5523160	353E	3.03	0.10%	0.00		3.08
V3B	312799	5519540	354A	3.05	0.08%	0.00		
V3B	313094	5519640	355A	3.02	0.18%	0.01		3.10
V3B	312985	5520331	356A	3.00	0.20%	0.01		
V3B	312985	5520331	356A	3.00	0.28%	0.01		
I3A	312838	5520418	357A	3.02	0.28%	0.01		3.03
V3B	312843	5521589	358A	2.99	0.12%	0.00		
V3B	312843	5521589	358B	2.95	0.15%	0.00		2.98
I3A	311580	5516937	600A	3.05	0.21%	0.01		
V3B	311455	5517072	601A	3.06	0.20%	0.01		
I3A	314155	5516477	603A1	3.08	0.21%	0.01		
I3A	314155	5516477	603A2	3.09	0.39%	0.01		
V3B	318421	5518736	604A	2.99	0.25%	0.01		
V3B	318421	5518736	604A	3.06	0.35%	0.01		
I2H	318421	5518736	604C	2.73	0.06%	0.00		2.76
I3A	312248	5519140	605A	2.94	0.12%	0.00		
V3B	312123	5517155	606B1	3.04	0.26%	0.01		3.00
I3A	312389	5517197	607A1	3.03	0.21%	0.01		
I3A	312389	5517197	607A2	3.03	0.34%	0.01		
I3A	312325	5517349	608A	3.04	0.15%	0.00		
V3B	312325	5517349	608B	3.07	0.07%	0.00		3.05
V3B	312459	5517308	609A	3.05	0.11%	0.00		

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de mesure
V3B	312459	5517308	609B	3.03	0.11%	0.00		
I3A	312459	5517308	609C	3.07	0.16%	0.00		
I3A	312482	5517277	610A	2.96	0.23%	0.01		
I3A	312482	5517277	610B	3.06	0.21%	0.01		
I1D	311829	5518004	611A	2.79	0.13%	0.00		2.82
I1D	311775	5518005	612A	2.84	0.26%	0.01		
V2J	308392	5521232	614A	2.91	0.19%	0.01		
V2J	308392	5521232	614B	3.06	0.07%	0.00		3.08
V1D	308435	5521304	615A	2.93	0.09%	0.00		2.95
V1D	308435	5521304	615A	2.71	0.31%	0.01		
V1D	308435	5521304	615A3	2.67	0.39%	0.01		
V2J	308435	5521304	615B	2.70	0.20%	0.01		
V2J	308435	5521304	615C	2.76	0.08%	0.00		
V2J	308468	5521415	616A	3.00	0.17%	0.01		3.03
V2J	308468	5521415	616A	2.78	0.25%	0.01		
V2J	308693	5521243	617A1	3.00	0.30%	0.01		2.98
V2J	308693	5521243	617D	2.78	0.18%	0.01		
V2J	308693	5521243	617E	2.83	0.29%	0.01		
V3B	311760	5519828	618A	3.07	0.13%	0.00		
V3B	311760	5519828	618B	3.06	0.11%	0.00		
V3B	311495	5520027	619A	3.03	0.10%	0.00		3.04
I1D	316569	5521822	620A	2.72	0.06%	0.00		
I3G	310895	5514954	621A	3.09	0.11%	0.00		
I3G	310895	5514954	621A2	3.06	0.07%	0.00		
I3A	310799	5514865	623A	3.11	0.09%	0.00		
I3G	310615	5515008	624A	3.09	0.08%	0.00		
I1D	316349	5521850	625A	2.70	0.20%	0.01		
I2J	316125	5521558	627A1	2.71	0.14%	0.00		2.74
I2J	316125	5521558	627A2	2.71	0.24%	0.01		
V3B	314802	5521058	628A	3.10	0.11%	0.00		3.12
V3B	314802	5521058	628D	3.25	0.09%	0.00		
I3G	314290	5521255	629A	3.08	0.13%	0.00		
I3G	311142	5514960	631A	3.13	0.13%	0.00		

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
								absolue de absolue de mesure
I3G	311651	5514962	632A	2.92	0.06%	0.00		2.92
I3G	311651	5514962	632B	3.09	0.14%	0.00		
I3G	311651	5514962	632D	3.17	0.14%	0.00		
I1D	316838	5522614	636A	2.71	0.08%	0.00		
I1D	316738	5522551	637A	2.71	0.10%	0.00		
I1D	316738	5522551	637D	2.73	0.36%	0.01		
V2J	309261	5520548	638A	2.91	0.18%	0.01		
I3G	306088	5525462	639A	3.08	0.27%	0.01		3.10
I3G	306088	5525462	639A	3.05	0.21%	0.01		
I3A	306088	5525462	639C	2.96	0.21%	0.01		
V3B	315734	5520643	640A	3.08	0.16%	0.00		3.07
S6A	306716	5522030	641A	2.84	0.08%	0.00		2.87
S6A	306716	5522030	641A	2.82	0.26%	0.01		
I1D	306716	5522030	641B	2.71	0.12%	0.00		
V3B	306716	5522030	641D	2.83	0.09%	0.00		
I3B	306046	5523254	642A	3.03	0.09%	0.00		
V3B	306046	5523254	642D	2.79	0.10%	0.00		
V3B	306046	5523254	642I	3.03	0.11%	0.00		
S6A	306046	5523254	642J	2.94	0.17%	0.00		2.98
I3A/I1D	316262	5514811	643A	2.75	0.13%	0.00		2.77
I3A/I1D	316465	5514855	644A	2.89	0.07%	0.00		
I3A/I1D	316465	5514855	644B	2.82	0.59%	0.02		
I3A	316465	5514855	644D	2.80	0.18%	0.01		2.82
I3A	316655	5515184	645A	3.02	0.21%	0.01		
V3B	312630	5519363	646A	2.83	0.15%	0.00		2.84
V3B	312650	5519355	647A	3.08	0.10%	0.00		
I3B	312650	5519355	647B	2.85	0.29%	0.01		
I2J	310779	5518060	648A1	2.75	0.09%	0.00		2.77
V2J	310179	5519574	649A1	2.80	0.17%	0.00		
V2J	310179	5519574	649A2	2.80	0.23%	0.01		
V2J	310179	5519574	649A2	2.77	0.13%	0.00		2.79
V2J	310179	5519574	649B	2.77	0.25%	0.01		
V2J	310114	5519674	650A	2.82	0.12%	0.00		

Lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes	Densité NORMAT
						erreur absolue		
V2J	310089	5519715	651A	2.89	0.17%	0.00		
V2J	310089	5519715	651A	2.82	0.20%	0.01		
I3A	310047	5519802	652A	2.98	0.16%	0.00		
V2J	310047	5519802	652B	2.87	0.19%	0.01		2.91
V3B	310047	5519802	652C	2.87	0.09%	0.00		
I3A	312124	5516502	653A	3.02	0.13%	0.00		3.03
I3A	312124	5516502	653A	2.72	0.10%	0.00		
i2	312109	5516398	654A	2.93	0.24%	0.01		
I2	312109	5516398	654A	2.92	0.17%	0.00		2.92
I3A	312109	5516398	654B	3.08	0.20%	0.01		
I3A	312109	5516398	654C2	2.85	0.19%	0.01		
I3A	312123	5516340	655A	3.11	0.31%	0.01		3.09
I3A	312123	5516340	655A	3.10	0.21%	0.01		3.09
I3A	312123	5516340	655B	3.07	0.06%	0.00		
I3A	312123	5516340	655B	3.07	0.17%	0.01		
I3A	312235	5516283	656A	3.06	0.11%	0.00		
I3A	312235	5516283	656B	3.15	0.10%	0.00		
I3A	312235	5516283	656C	3.17	0.25%	0.01		
I3A	312380	5516311	657A	3.06	0.13%	0.00		
I3A	312380	5516311	657B	3.10	0.07%	0.00		
I3G	312380	5516311	657C	2.82	0.07%	0.00		
I2	318835	5515266	658A	2.90	0.17%	0.01		2.90
I2	318835	5515266	658D	2.89	0.27%	0.01		2.85
I2I	305944	55226610	660B	2.82	0.51%	0.01		
V2J	314526	5522166	662A	2.99	0.22%	0.01		3.07
V3B	314463	5522204	663A	3.11	0.15%	0.00		3.13
V2J	314522	5522443	664A	3.03	0.29%	0.01		3.09
V2J	309817	5522955	665A	3.07	0.07%	0.00		3.10
V2J	309817	5522955	665C	2.81	0.16%	0.00		
V2J	309958	5523018	666A	2.97	0.12%	0.00		
V2J	309970	5523216	667A	2.85	0.13%	0.00		2.93
V2J	309970	5523216	667C	2.77	0.11%	0.00		2.82
I2	309970	5523216	667D	2.82	0.14%	0.00		2.83

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité	erreur relative (%)	mesure de mesure	notes		Densité NORMAT
							absolue	de absolue	
M8	309970	5523216	667E2	2.74	0.11%	0.00			
V2J	309970	5523216	667F	2.66	0.13%	0.00		2.68	
V2J	312983	5523993	668A2	3.01	0.23%	0.01		3.03	
I3B	312983	5523993	668C	2.80	0.12%	0.00		2.82	
I1D	312983	5523993	668F	2.67	0.11%	0.00		2.67	

ANNEXE 2: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS DE FORAGES

lithologie	Forage	Azimut	Dip	De	À	densité	erreur de mesure relative (%)	erreur de mesure absolue	notes	Densité NORMAT
V3B	BC-06-30	20	-67	205.4	205.55	2.70	0.16%	0.00		
V3A	BC-06-30W3	20	-67	607.85	608.1	2.71	0.11%	0.00		
V3B	BC-06-30W3	20	-67	726	726.3	2.73	0.09%	0.00		
I1I	BC-06-30	20	-67	40.75	41.15	2.69	0.09%	0.00		
I1I	BC-06-30	20	-67	42.3	42.6	2.69	0.09%	0.00		
V3A	BC-06-30W3	20	-67	668.8	669	2.75	0.19%	0.01		
I1I	BC-06-30	20	-67	61.6	61.9	2.72	0.07%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	38.7	38.9	2.76	0.16%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	39.2	39.4	2.76	0.13%	0.00		
I1I	BC-06-30	20	-67	98.7	98.85	2.83	0.16%	0.00		
V2J	BC-06-30	20	-67	99.95	100.5	2.86	0.34%	0.01		
V2J	BC-06-30	20	-67	143.1	143.4	2.84	0.09%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	62.65	62.75	2.77	0.22%	0.01		
V3B	BC-06-30	20	-67	145.4	145.7	2.78	0.09%	0.00		
I1	BC-06-30	20	-67	208.6	208.85	2.72	0.11%	0.00		
I1	BC-06-30	20	-67	218.6	218.85	2.71	0.10%	0.00		
V1B	BC-06-30	20	-67	237	237.25	2.71	0.10%	0.00	Watson	2.71
V3B	BC-06-30	20	-67	36.5	36.75	2.79	0.11%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	60.5	60.75	2.79	0.12%	0.00		
V1B	BC-06-30	20	-67	263.4	263.7	2.75	0.08%	0.00	Watson	
V1B	BC-06-30	20	-67	324	324.25	2.81	0.10%	0.00	Watson	2.84
T1	BC-06-30	20	-67	326.7	327	2.90	0.09%	0.00		
V1B	BC-06-30	20	-67	332.9	333	2.72	0.24%	0.01	Watson	
T1	BC-06-30	20	-67	335.7	336	2.74	0.11%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	424.2	424.5	2.80	0.08%	0.00		
I3A	BC-06-30	20	-67	372.65	372.95	2.87	0.08%	0.00		
I3A	BC-06-30	20	-67	404.4	404.6	2.82	0.18%	0.00		
V3B	BC-06-30W3	20	-67	714	714.8	2.83	0.09%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	370.3	370.55	2.84	0.12%	0.00		
V1D	BC-06-30	20	-67	427.1	427.4	2.77	0.11%	0.00		2.79
I3A	BC-06-30	20	-67	438.3	438.6	2.78	0.10%	0.00		

lithologie	Forage	Azimut	Dip	De	λ	densité	erreur de mesure relative (%)	erreur de mesure absolue	notes	Densité NORMAT
V1D	BC-06-30W3	20	-67	427.1	427.4	2.78	0.09%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	604.7	605	2.84	0.08%	0.00		
V3B	BC-06-30W3	20	-67	693.2	693.5	2.85	0.14%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	95.1	95.45	2.86	0.07%	0.00		
V1B	BC-06-30W3	20	-67	671.1	671.3	2.74	0.13%	0.00		
V1B	BC-06-30W3	20	-67	672.5	672.75	2.74	0.10%	0.00		2.75
V1B	BC-06-30W3	20	-67	690.5	690.8	2.74	0.09%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	406.7	406.8	2.86	0.15%	0.00		
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	195	195.8	2.99	0.07%	0.00		
PIPE	BC-06-30W3	20	-67	714.8	715.3	2.94	0.18%	0.01		
PIPE	BC-06-30W3	20	-67	724.9	725	2.82	0.20%	0.01		
V3B	BC-06-30	20	-67	251.1	251.3	3.01	0.16%	0.00		
TUF	BC-06-30W3	20	-67	726.85	727.1	2.79	0.06%	0.00		
I3B	BC-06-30W3	20	-67	745.8	746.1	2.85	0.09%	0.00		
T	BC-06-30W3	20	-67	777	777.25	2.74	0.10%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	777.6	777.9	2.85	0.09%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	843.3	843.5	2.89	0.14%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	845.4	845.6	2.98	0.13%	0.00		2.92
I3A	BC-06-30W3	20	-67	983	983.5	3.04	0.10%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	983.5	984	3.21	0.14%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	984	985	3.25	0.10%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	985	986	3.46	0.09%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	986	987	3.10	0.07%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	991.9	992.2	3.10	0.09%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	995.45	995.75	2.89	0.09%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	1034.8	1035	2.96	0.13%	0.00		
I3A	BC-06-30W3	20	-67	1037.25	1037.55	2.90	0.08%	0.00		2.97
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	16.65	16.9	3.04	0.14%	0.00		
V3B	BC-06-30	20	-67	260.5	260.75	3.04	0.11%	0.00		
I3A	BC-06-31	202.3	-55.2	21.1	21.4	3.09	0.09%	0.00		
I3A	BC-06-31	202.3	-55.2	57.6	57.75	2.76	0.18%	0.00		
I3A	BC-06-31	202.3	-55.2	61.25	61.5	2.82	0.10%	0.00		
I1	BC-06-31	202.3	-55.2	71.2	71.45	3.11	0.10%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	148.1	148.4	3.00	0.07%	0.00		

lithologie	Forage	Azimut	Dip	De	λ	densité	erreur de mesure relative (%)	erreur de mesure absolue	notes	Densité NORMAT
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	150.5	151.85	2.98	0.04%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	151.85	152.45	2.90	0.12%	0.00		
I3A	BC-06-31	202.3	-55.2	154	154.8	2.99	0.05%	0.00		
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	173.4	174	3.05	0.09%	0.00		
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	175	175.9	3.05	0.07%	0.00		
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	18.3	18.5	3.07	0.09%	0.00		
T3	BC-06-31	202.3	-55.2	176.3	176.6	2.94	0.15%	0.00		
T3	BC-06-31	202.3	-55.2	179.5	179.9	3.01	0.15%	0.00		
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	174	175	3.07	0.05%	0.00		
T3	BC-06-31	202.3	-55.2	196.8	197.5	2.98	0.08%	0.00		
V3B	BC-06-31	202.3	-55.2	218	218.6	3.08	0.08%	0.00		
T2	BC-06-31	202.3	-55.2	220.7	221.3	2.98	0.10%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	225.1	225.9	2.89	0.06%	0.00		
I2	BC-06-31	202.3	-55.2	234.25	235	2.85	0.06%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	237	238.5	2.86	0.04%	0.00		
I3	BC-06-31	202.3	-55.2	238.8	239.4	2.85	0.10%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	241.5	242.4	2.89	0.10%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	275.7	276	2.93	0.10%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	279.5	279.8	2.92	0.07%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	347	347.1	2.81	0.14%	0.00		
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	349.2	349.45	2.81	0.11%	0.00		
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	363.5	363.7	2.73	0.13%	0.00		
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	364.35	364.5	2.75	0.16%	0.00		
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	364.7	364.9	2.72	0.15%	0.00		2.73
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	398	398.3	2.74	0.07%	0.00		
I2	BC-06-31	202.3	-55.2	399.7	400	2.77	0.09%	0.00		
I2	BC-06-31	202.3	-55.2	412.65	412.8	2.75	0.18%	0.00		
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	413.3	413.6	2.75	0.09%	0.00		
V1B	BC-06-31	202.3	-55.2	526	526.1	3.10	0.30%	0.01		
I2A	BC-06-31	202.3	-55.2	528.25	528.55	2.84	0.08%	0.00		
I2A	BC-06-31	202.3	-55.2	552	553.5	2.82	0.05%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	554.4	554.8	2.77	0.13%	0.00		
V2J	BC-06-31	202.3	-55.2	563.6	563.8	3.07	0.20%	0.01		
I3A	BC-06-31	202.3	-55.2	565.9	566.2	2.96	0.09%	0.00		

ANNEXE 3: DENSITÉS NORMAT, AU STANDARD DES FACIÈS SCHISTES VERTS À 400°C, CALCULÉES À PARTIR DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité NORMAT
rhyolite-Watson	312391	5515816	B6-06-30 237m	2.71
rhyolite-Watson	312391	5515816	B6-06-30 324m	2.84
gabbro	312391	5515816	B6-06-30-W3 1037,25m	2.97
rhyodacite	312391	5515816	B6-06-30-W3 427,1m	2.79
rhyolite	312391	5515816	B6-06-30-W3 672,5m	2.75
gabbro	312391	5515816	B6-06-30-W3 845,4m	2.92
rhyolite	311650	5516960	BC-06-31 364,7m	2.73
rhyolite	314675	5516224	geochron 1 GLR	2.88
rhyolite	315555	5514289	geochron 2 Radiore	2.88
monzonite	318514	5518739	LB-10-604C	2.76
basalte	312123	5517155	LB-10-606 B1	3.00
basalte	312325	5517349	LB-10-608 B	3.05
tonalite	311829	5518004	LB-10-611 A	2.82
diorite quartzifère	311454	5517999	LB-10-613 A	2.87
andésite	308392	5521232	LB-10-614 B	3.08
andésite	308435	5521304	LB-10-615 A	2.95
andésite	308468	5521415	LB-10-616 A	3.03
andésite	308693	5521243	LB-10-617 A1	2.98
basalte	311495	5520027	LB-10-619 A	3.04
gabbro	310615	5515008	LB-10-624 B	2.82
diorite	316125	5521558	LB-10-627 A1	2.74
basalte-M18	314802	5521058	LB-10-628 A	3.12
rhyolite-TC-TL	314365	5521185	LB-10-630 B	2.88
tonalite	314365	5521185	LB-10-630 C	2.69
gabbro anorthositique	311651	5514962	LB-10-632 A	2.92
gabbro anorthositique	306088	5525462	LB-10-639 A	3.10
basalte-M18	315734	5520643	LB-10-640 A	3.07
siltstone	306716	5522030	LB-10-641 A	2.87
siltstone	306046	5523254	LB-10-642 J	2.98
gabbro à quartz	316262	5514811	LB-10-643 A	2.77
gabbro-M25	316465	5514855	LB-10-644 D	2.82
basalte	312630	5519363	LB-10-646 A	2.84
diorite	310779	5518060	LB-10-648 A1	2.77
andésite	310179	5519574	LB-10-649 A2	2.79
andésite	310047	5519802	LB-10-652 B	2.91
gabbro	312124	5516502	LB-10-653 A	3.03
gabbro	312109	5516398	LB-10-654 A	2.92

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité NORMAT
gabbro	312123	5516340	LB-10-655 A	3.09
gabbro	318835	5515266	LB-10-658 A	2.90
gabbro	318835	5515266	LB-10-658 D	2.85
tonalite	307749	5527482	LB-10-661 B2	2.69
rhyolite-M18	314526	5522166	LB-10-662 A	3.07
rhyolite-M18	314463	5522204	LB-10-663 A	3.13
andésite silicifiée	314522	5522443	LB-10-664 A	3.09
andésite	309817	5522955	LB-10-665 A	3.10
andésite	309970	5523216	LB-10-667 A	2.93
andésite-M25	309970	5523216	LB-10-667 C	2.82
I1	309970	5523216	LB-10-667 D	2.83
andésite silicifiée	309970	5523216	LB-10-667 F	2.68
andésite-M25	312983	5523993	LB-10-668 A2	3.03
Diabase	312983	5523993	LB-10-668 C	2.82
I1	312983	5523993	LB-10-668 F	2.67
Gabbro	311278	5514764	PP-10-01 A1	3.04
Pyroxénite/gabbro	311340	5514790	PP-10-02 A	3.07
Pyroxénite	309402	5515605	PP-10-04 A	3.04
rhyolite	309427	5515579	PP-10-05 B	3.12
Basalte	308726	5521011	PP-10-06 A	2.94
Basalte	312769	5516736	PP-10-07 A	3.06
Basalte	311631	5516968	PP-10-10 A	3.02
andésite	305273	5521419	PP-10-100 A	2.92
andésite	305546	5521178	PP-10-103 A	2.89
tonalite	318154	5516880	PP-10-104 A	2.70
andésite	318638	5524455	PP-10-105 A1	2.94
andésite-M18	320207	5524772	PP-10-106 A	3.02
gabbro	319932	5524804	PP-10-108 B	2.78
andésite	319593	5524734	PP-10-109 A	2.97
tonalite	319593	5524734	PP-10-109 D	2.74
diorite quartzifère	319043	5524460	PP-10-111 C	2.72
andésite	306157	5520773	PP-10-117 C	3.09
andésite	305713	5521144	PP-10-119 A	2.82
andésite	318378	5524202	PP-10-121 D	3.01
andésite	318209	5524135	PP-10-123 E	3.06
andésite	318058	5524114	PP-10-124 A	3.07
andésite	317961	5524102	PP-10-125 A	3.09
diorite	317283	5523840	PP-10-126 D	2.93
S1-S4C	305891	5526006	PP-10-129 A	2.95
dacite	311544	5517016	PP-10-13 A1	2.84
tonalite	305978	5526690	PP-10-130 A	2.83
gabbro	305978	5526690	PP-10-130 C	2.79

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité NORMAT
andésite	309970	5522673	PP-10-132 B	2.74
diorite quartzifère	309970	5522673	PP-10-132 C	2.75
andésite	309852	5522333	PP-10-135 A	3.02
arénite/grès	311497	5526065	PP-10-137 A	2.82
rhyolite	314720	5516057	PP-10-14 A	2.86
grès	311924	5525978	PP-10-140 A	2.79
grès conglomératique	311728	5525040	PP-10-141 A	2.77
andésite	313102	5523998	PP-10-144 A	3.01
tonalite	313102	5523998	PP-10-144 B	2.81
andésite-TC-TL-M18	313197	5524094	PP-10-145 A	3.03
andésite-M19	313197	5524094	PP-10-145 C	3.05
grès	313391	5524321	PP-10-146 A	2.72
tonalite	313313	5524239	PP-10-148 A	2.71
gabbro	307543	5516392	PP-10-149 A	3.13
tonalite	314739	5516017	PP-10-15 A	3.05
gabbro	305905	5517483	PP-10-152 A	3.01
andésite/cornéenne	309742	5518184	PP-10-153 A	2.92
monzonite	310323	5517894	PP-10-154 A	3.20
monzonite	310323	5517894	PP-10-154 C	2.83
basalte-M18	312395	5516794	PP-10-155 A	3.09
rhyolite	300640	5514994	PP-10-158 A	2.80
Gabbro	315148	5515306	PP-10-16 A	3.02
Gabbro	315191	5515208	PP-10-17 A	3.10
gabbro à quartz	315191	5515208	PP-10-17 C	3.10
gabbro	315191	5515208	PP-10-17 D	3.10
gabbro	315459	5514283	PP-10-18 A	2.90
gabbro	315459	5514283	PP-10-18 B	2.92
gabbro à quartz	315459	5514283	PP-10-18 C	2.92
rhyolite	315566	5514304	PP-10-19 A	2.86
rhyolite	315566	5514304	PP-10-19 D	2.80
rhyolite	315555	5514289	PP-10-20 A	3.23
Gabbro	315392	5514329	PP-10-22 A	2.94
Basalte	309495	5521775	PP-10-23 A	2.90
dacite	309600	5521817	PP-10-25 B	3.05
Basalte	308866	5521913	PP-10-26 B	2.75
Diabase	308866	5521913	PP-10-26 C	2.71
gabbro	315253	5515059	PP-10-28 A	3.08
gabbro	315437	5514844	PP-10-30 A1	2.84
gabbro	315397	5514744	PP-10-31 A	2.82
gabbro	315397	5514744	PP-10-31 B	2.90
gabbro	315397	5514744	PP-10-31 C	2.89
rhyolite	314675	5516224	PP-10-38 A	2.88

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité NORMAT
rhyolite	314675	5516224	PP-10-38 B	2.82
gabbro	314741	5516198	PP-10-39 A1	3.05
rhyolite	314741	5516198	PP-10-39 B	2.79
rhyolite	314803	5516187	PP-10-40 A2	2.78
rhyolite	314819	5516280	PP-10-41 A	2.97
rhyolite	314588	5516263	PP-10-43 A	2.86
rhyolite	314623	5516242	PP-10-44 D	2.82
rhyolite	314566	5516285	PP-10-45 A	2.78
gabbro	311228	5516206	PP-10-46 A	2.72
gabbro	311228	5516206	PP-10-46 B	2.96
rhyolite	311228	5516206	PP-10-46 E1	2.73
gabbro	310590	5516496	PP-10-47 A	3.04
gabbro	310652	5516370	PP-10-49 A	2.99
Basalte	308053	5521236	PP-10-53 A	3.10
rhyolite-TC-TL	307897	5521758	PP-10-54 C	2.71
andésite	307871	5521868	PP-10-55 A	2.69
rhyolite-TC-TL	307852	5521849	PP-10-56 A	2.70
Basalte	307852	5521849	PP-10-56 B	2.83
Basalte	307852	5521849	PP-10-56 D	2.85
andésite	307967	5522007	PP-10-60 A	3.08
andésite	307875	5522084	PP-10-61 A	2.95
Basalte	307822	5521779	PP-10-62 C	2.88
tonalite	316200	5520946	PP-10-65 A	2.76
diorite quartzifère	316200	5520946	PP-10-65 B	2.81
basalte	317650	5524384	PP-10-69 B4	2.94
gabbro	317650	5524384	PP-10-69 D	2.97
Pyroxénite	317650	5524384	PP-10-69 F	2.96
Gabbro	308813	5521207	PP-10-72 C1	3.03
andésite	308645	5521361	PP-10-73 A	3.08
andésite	308959	5520583	PP-10-74 A	2.96
Gabbro	306051	5525160	PP-10-75 C	2.98
siltstone	306051	5525160	PP-10-75 D3	2.80
Basalte	306067	5521933	PP-10-77 A1	3.04
Diabase	305917	5522847	PP-10-78 A	3.05
Basalte	305566	5523762	PP-10-79 A	2.97
V3B-TC-TL	305566	5523762	PP-10-79 B	2.75
andésite	305494	5523748	PP-10-80 A	2.96
rhyolite-TC-TL	305315	5523714	PP-10-81 A	2.70
Basalte	306332	5525609	PP-10-82 A	3.01
Basalte	306332	5525609	PP-10-82 B	2.91
Basalte	307509	5521739	PP-10-83 A	3.04
V3B-TC-TL	307561	5521741	PP-10-84 D	2.73

lithologie	UTM18U_X	UTM18U_Y	Échantillon	densité NORMAT
Basalte	307606	5521923	PP-10-85 B	3.05
gabbro	307606	5521923	PP-10-85 C	2.87
Basalte	307523	5521977	PP-10-86 A	3.05
Basalte	305453	5521261	PP-10-87 A	3.03
andésite	305177	5521475	PP-10-88 A4	2.72
rhyolite	304985	5521967	PP-10-89 B3	2.73
diorite	304846	5521733	PP-10-91 B	2.85
Basalte	304846	5521733	PP-10-91 C	2.90
andésite	307602	5520801	PP-10-94 A	2.83
andésite	306430	5520440	PP-10-96 A	2.94
basalte-M25	305006	5521487	PP-10-98 A	2.90
gabbro	305006	5521487	PP-10-98 B	2.70
basalte	311484	5516841	TA-10-301 A	2.93
gabbro	314120	5516487	TA-10-303 A	3.13
rhyolite	312485	5516843	TA-10-304 B	2.93
basalte	307828	5522534	TA-10-309 A	2.94
andésite	311417	5517194	TA-10-313 B	2.93
gabbro	314422	5516273	TA-10-315 A1	3.08
gabbro	311539	5514179	TA-10-317 A1	3.05
basalte	316027	5519691	TA-10-319 A	3.09
rhyolite	310668	5517335	TA-10-324 A	2.98
gabbro	311981	5516987	TA-10-325 A	3.27
rhyolite	311981	5516987	TA-10-325 C	2.85
basalte	317989	5519118	TA-10-327 A	3.07
basalte	311838	5519662	TA-10-332 A	2.97
basalte	309299	5520619	TA-10-334 A	3.00
diorite quartzifère	305878	5522741	TA-10-336 D2	2.84
diorite quartzifère	316212	5514838	TA-10-337 A	2.93
diorite quartzifère	316212	5514838	TA-10-337 B	2.94
basalte	316433	5514769	TA-10-339 B	3.10
gabbro	316689	5515097	TA-10-340 A	3.13
dacite	312430	5516377	TA-10-343 A	2.73
tonalite	318633	5515006	TA-10-344 A	2.76
gabbro	318816	5515238	TA-10-346 A	3.15
gabbro	318816	5515238	TA-10-346 B	2.98
I2	318816	5515238	TA-10-346 C	2.85
basalte	313051	5523959	TA-10-348 A1	3.08
pegmatite gabbroïque	309938	5523160	TA-10-353 E	3.08
basalte	313094	5519640	TA-10-355 A	3.10
gabbro	312838	5520418	TA-10-357 A	3.03
basalte	312843	5521589	TA-10-358 B	2.98

ANNEXE 4: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE APPARENTE SUR LES ÉCHANTILLONS DE TERRAIN

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
311580	5516937	I3A	7.06	
311455	5517072	V3B	1.52	
314153	5516477	I3A	5.71	
314153	5516477	I3A	14.1	
318421	5518736	V3B	0.35	
318421	5518736	V3B	0.52	
318421	5518736	V3B	0.72	
318421	5518736	I2H	0.86	
312248	5519140	I3A	0.65	
312248	5519140	I3A	0.87	
312123	5517155	V3B	0.92	
312123	5517155	V3B	0.95	
312123	5517155	V3B	1.1	
312123	5517155	V3B	1.24	
312123	5517155	VEINE DE QUARTZ	0	
312389	5517197	I3A	0.86	
312389	5517197	I3A	16.1	
312325	5517349	V3B	1.32	variation de 2 odg. de 0,8 à 21
312325	5517349	I3A	20.2	
312459	5517308	V3B	0.89	
312459	5517308	V3B	60.3	
312459	5517308	I3A	0.95	
312482	5517277	I3A	0.86	
312482	5517277	I3A	0.98	
311829	5518004	I1D	8.47	variation de 3 à 12
311775	5518005	I1D	23.3	
308392	5521232	V2J	0.94	
308392	5521232	V2J	1.12	
308435	5521304	V2J	0.34	
308435	5521304	V2J	0.38	
308435	5521304	V2J	2.78	
308435	5521304	V2J	4	
308435	5521304	V2J	16.5	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
308468	5521415	V2J	0.41	
308693	5521243	V2J	0.47	
308693	5521243	V2J	0.56	
308693	5521243	V2J	0.67	
311760	5519828	V3B	1.05	
311760	5519828	V3B	4.1	
311495	5520027	V3B	31.1	
316569	5521822	I2I	0.34	
316569	5521822	I1D	9.19	
310895	5514954	I3G	44.3	
310799	5514865	I3A	82.6	
310615	5515008	I3A/I3G	71.8	
316349	5521850	I1D	4.95	
316125	5521558	I2J	0.3	
316125	5521558	I2J	0.86	
314802	5521058	V3B	63.3	
314802	5521058	V3B	83.2	
314290	5521255	I2A/I3G	0.72	
314365	5521185		0.14	
314365	5521185		1.01	
314365	5521185		1.19	
311142	5514960	I3G	108	
311651	5514962	I3G	1.41	
311651	5514962	I3G	1.56	
311651	5514962	I3G	115	
316838	5522614	I1D	2.97	
316738	5522551	I1D	0.27	
316738	5522551	I1D	0.41	
309261	5520548	V2J	0.72	
306088	5525462	I3A	1.06	
306088	5525462	I3A	1.55	
315734	5520643	V3B	97.5	
306716	5522030	S6A	21.4	
306716	5522030	V3B	0.81	
306716	5522030	I1D	0.18	
306046	5523254	S6A	0.55	
306046	5523254	V3B	0.41	
306046	5523254	I3B	18	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
306046	5523254	VEINE	13.4	variation de 8 à 20
316262	5514811	I3A	47.5	
316465	5514855	I3A	5.6	
316465	5514855	I3A	19.6	variation de 1,5 à 30
316465	5514855	I3A	108	
316655	5515184	I3A	0.61	
312630	5519363	V3B	8.09	variation de 1,5 à 20
312650	5519355	V3B	1.59	
312650	5519355	I3B	0.33	
310779	5518060	I2J	3.47	
310779	5518060	I2J	6.93	
310179	5519574	V2J	0.26	
310179	5519574	V2J	0.31	
310179	5519574	V2J	0.41	
310114	5519674	V2J	0.37	
310089	5519715	V2J	0.46	
310047	5519802	V3B	0.92	
310047	5519802	V2J	0.74	
310047	5519802	I3A	79.2	
312124	5516502	I3A	7.54	
312124	5516502	I3A	83.5	
312109	5516398	I3A	0.72	
312109	5516398	I3A	16.4	
312109	5516398	I2	0.84	
312109	5516398	I2	19.3	
312123	5516340	I3A	10.5	DE 6 A 32
312123	5516340	I3A	61.8	
312235	5516283	I3A	0.92	
312235	5516283	I3A	1.24	
312235	5516283	I3A	30.5	
312380	5516311	I3A	6.2	
312380	5516311	I3A	95.6	
312380	5516311	I3G	0.73	
318835	5515266	I3A	54.7	
318835	5515266	I2	1.74	
318835	5515266	I2	123	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
318835	5515266		9.57	DE 3 A 10
305944	5526610	I1D	0.3	
314526	5522166	V2J	0.78	
314463	5522204	V3B	5.27	
314522	5522443	V2J	0.68	
309817	5522955	V2J	0.62	
309817	5522955	V2J	0.9	
309958	5523018	V2J	24	
309970	5523216	M8	0.41	
309970	5523216	V2J	0.36	
309970	5523216	V2J	0.69	
309970	5523216	I2	0.46	
309970	5523216	I1	0.16	
312983	5523993	V2J	8.2	
312983	5523993	I3B	0.32	
312983	5523993	I1D	3.38	
312983	5523993		0.31	
312983	5523993		0.31	
314282	5521161	V3B	1.22	
311276	5514758	I3A	22.7	variation de 5 à 45
311276	5514758	I3A	22.8	variation de 5 à 45
311340	5514790	I4B	3.02	
309402	5515605	I4B	2.58	
309402	5515605	I4B	2.78	
309427	5515579	V2J	0.37	
309427	5515579	V2J	0.43	
309427	5515579	I3A	5.7	
308726	5521011	V3B	0.62	
312769	5516736	V3B	0.99	
312769	5516736	V3B	2.03	
312769	5516736	V3B	2.15	
312769	5516736	V3B	4.54	
312839	5516707	I3A	0.37	
312839	5516707	I3A	0.97	
312495	5516807	I3A	0.95	
312495	5516807	I3A	1.14	
312491	5516808	I3A	1.53	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
312495	5516807	I3A	1.54	
312495	5516807	I3A	2.25	
312495	5516807	I3A	4.24	
311630	5516968	I3A	1.28	
311544	5516990	V3B	2.29	
311544	5516990	V3B	17.90	
311544	5516990	V3B	89.5	
311544	5517016	V1D	2.54	
314739	5516017	I1D	2.50	
314739	5516017	I1D	115.00	
315148	5515306	I3A	15.3	
315148	5515306	I3A	33	
315190	5515208	I3A	1.36	
315190	5515208	I3A	8.13	
315190	5515208	I3A	30.60	
315459	5514283	I3A	0.63	
315459	5514283	I3A	0.81	
315459	5514283	I3A	1.00	
315459	5514283	I3A	1.16	
315459	5514283	I3A	2.42	
315459	5514283	I3A	84.8	variation de 16 à 100
315566	5514304	V1B	8.19	
315566	5514304	V1B	180	
315555	5514289	V3B	39.70	
315555	5514289	V3B	>999	
315555	5514289	V3B	>999	
315392	5514329	I3A	108	
309495	5521775	V3B	0.92	
309495	5521775	V3B	1.02	
309567	5521775	V3B	0.57	
309600	5521817	V3B	0.62	
308866	5521913	V3B	6.67	
308866	5521913	V1D	0.47	
308866	5521913	I3A	3.58	
308083	5522818	I3A	24.9	
315250	5515058	I3A	1.98	
313437	5514844	I3A	57.4	variation de 21 à 100

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
313437	5514844	I1	32.3	variation de 0,4 à 100 pour les deux mesures
313437	5514844	I1	102	stable
315396	5514744	I1	0.62	
315396	5514744	I1	6.98	
315396	5514744	I1	153.00	variation de 120 à 200
315391	5514717	I3A	101.00	
317898	5513836	I3A	0.35	
317898	5513836	I3A	7.64	
317898	5513836	I3A	49.7	
317898	5513836	I3A	235	
314675	5516224	V1B	0.95	
314675	5516224	V1B	1.79	
314741	5516198	V1B	0.37	
314741	5516198	V1B	2.84	
314741	5516198	I3A	1.01	
314803	5516187	V1B	0.37	
314803	5516187	V1B	5.72	
314819	5516280	V2J	3.01	
314588	5516263	V1D	0.41	
314588	5516263	V1D	3.61	
314618	5516247	V1D	0.43	
311229	5516206	V1B	0.17	
311229	5516206	V1B	0.3	
311229	5516206	V1B	0.37	
311228	5516206	I3A	0.2	
311229	5516206	I3A	69.6	
311229	5516206	I1	0.27	
310590	5516496	I3A	21.4	
310552	5516475	I3A	0.87	
310652	5516370	I3A	0.76	
308345	5520621	V3B	0.92	
308314	5520652	V3B	59.3	
308053	5521236	V3B	1.1	
307897	5521758	V3B	2.18	
307897	5521758	V1B	0.21	
307871	5521868	V1B	0.2	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
307852	5521849	S11	0.13	
307852	5521849	V1D	0.5	
307967	5522007	V2J	0.78	
307875	5522084	V2J	0.64	
307822	5521779	V3B	0.89	
316200	5520946	I2I	12.2	
316200	5520946	I1D	10.5	
317311	5523493	V3B	1.36	
317650	5524384	V3B	0.11	
317650	5524384	V3B	41.50	
317650	5524384	V3B	88.00	
317650	5524384	I4B	0.92	
317650	5524384	I3A	0.56	
317602	5524401	V3B	1.03	
317609	5524447	I3A	0.48	
308813	5521207	V2J	2.97	
308813	5521207	I3B	27.8	
308645	5521361	V2J	1	
308959	5520583	V2J	1.02	
308959	5520583	V2J	1.05	
306051	5525160	S6A	0.31	
306051	5525160	I3A	0.64	
306658	5522371	V3B	0.79	
306067	5521933	V3B	0.75	
306067	5521933	V3B	0.84	
306067	5521933	V3B	25.4	
305917	5522847	I3B	25	
305566	5523762	V3B	0.32	
305566	5523762	V3B	0.64	
305494	5523748	V2J	34.5	
305494	5523748	I1D	0.06	
305315	5523714	V3B	0.05	
306332	5525609	V3B	0.86	
306332	5525609	V3B	0.87	
306332	5525609	V3B	0.88	
307509	5521739	V3B	26.1	
307561	5521741	V3B	0.45	
307606	5521923	V3B	0.65	
307606	5521923	V3B	0.77	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
307606	5521923	I2	0.3	
307523	5521977	V3B	0.81	
305453	5521261	V3B	1.07	
305177	5521475	V2J	0.11	
305177	5521475	V2J	0.27	
305177	5521475	V2J	0.31	
304985	5521967	V1B	0.28	
304985	5521967	V1B	14.5	
304985	5521967	V1B	15.3	
304846	5521733	V3B	27.1	
304846	5521733	I2J	0.42	
304923	5521491	V3B	0.29	
307612	5521019	V2J	0.24	
307612	5521019	V2J	0.62	
307602	5520801	V2J	71.7	
307210	5520501	V2J	0.55	
307210	5520501	V2J	0.58	
307210	5520501	V2J	47.4	
306430	5520440	V2J	0.93	
306610	5520411	V2J	0.58	
306610	5520411	V2J	83.3	
306610	5520411	I3A	0.33	
305006	5521487	V3B	41	
305006	5521487	I2	0.25	
305273	5521419	V2J	0.48	
305277	5521388	V2J	24.5	
305311	5521325	V2J	0.47	
305546	5521178	V2J	0.87	
318154	5516880	I1F	6.87	
318638	5524455	V2J	0.7	
318638	5524455	I3A	0.6	
319932	5524804	I3A	0.41	
319043	5524460	I2I	0.13	
318463	5524222	V2J	1.32	
318378	5524202	V2J	0.96	
318267	5524194	V2J	0.96	
318209	5524135	V2J	1.15	
318209	5524135	V2J	1.28	
318058	5524114	V2J	0.33	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
318058	5524114	V2J	0.33	
318058	5524114	V2J	0.81	
317961	5524102	V2J	1.42	
317961	5524102	V2J	1.76	
317283	5523840	V2J	3.38	
317283	5523840	I2J	0.43	
317170	5524012	V2J	25.6	
317052	5523826	V2J	1.2	
305978	5526690	I2	0.28	
305978	5526690	I1D	0.37	
309970	5522673	V2J	0.96	
309970	5522673	V1D	0.18	
309970	5522673	V1D	0.23	
309812	5522604	I3A	1.17	
309852	5522333	V2J	0.92	
311497	5526065	S1	0.36	
311924	5525978	S1	0.58	
310319	5523292	V2J	35.3	
313102	5523998	V2J	0.71	
313102	5523998	I1D	0.43	
313197	5524094	V2J	19.1	
313197	5524094	V2J	24.6	
313391	5524321	S1	0.13	
313313	5524239	I1D	0.11	
307543	5516392	I3A	55.4	
307385	5516692	I3A	2.5	
310323	5517894	I2F	0.3	
310323	5517894	I2F	1.13	
311500	5516616	I3A	66.2	
311480	5516842	V3B	0.42	
311480	5516842	V3B	0.42	
311524	5516865	V3B	1.23	
311524	5516865	I3A	0.67	
311524	5516865	I3A	4.36	variation de 1 à 9
314131	5516488	I3A	0.61	
314131	5516488	I3A	1.21	
314131	5516488	I3A	5.53	
314131	5516488	I3A	39.3	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
314131	5516488	I3A	44.7	
314131	5516488	I3A	58.7	
312485	5516843	V2J	85	
318439	5518763	V3B	0.41	
318439	5518763	V3B	0.66	PIN MODE; Forte concentration de veines d'épidote
318439	5518763	V3B	0.87	
318439	5518763	I2D	0.37	
309305	5521644	T1	0.21	
309305	5521644	I3A	0.73	
307811	5522560	V3B	0.55	
307811	5522560	V3B	0.56	
307828	5522534	V3B	0.72	
311890	5517184	V3B	0.73	
311874	5517213	V3B	1.79	
311422	5517105	I3A	0.47	
311417	5517194	V1B	0.20	
311417	5517194	V1B	0.27	
311417	5517194	V1B	0.38	
311421	5517244	V2J	0.4	
311421	5517244	V2J	0.73	
314422	5516273	I3A	0.65	
314422	5516273	I3A	0.94	
311539	5514179	I3A	0.28	
311539	5514179	I3A	0.38	
311539	5514179	I3A	0.83	variation de 0,7 à 20 PIN MODE
311537	5514177	I3A	0.84	
311539	5514179	I3A	8.28	
311557	5514257	I3A	0.09	
311557	5514257	I3A	0.29	
311557	5514257	I3A	4.68	
316027	5519691	V3B	1.63	
316027	5519691	V3B	3.34	
316027	5519691	V3B	36.4	
316306	5521085	I1D	13.8	
311608	5517077	I3A	2.05	
311608	5517077	I3A	2.07	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
310668	5517335	V2J	0.17	variation de 0,05 à 1,05
310668	5517335	V2J	0.21	variation de 0,05 à 1,05
310668	5517335	V2J	0.3	
310668	5517335	V2J	1.17	
311981	5516987	V1B	9.22	variation observée de 1 odg.
311981	5516987	I3A	6.92	variation de 1 à 18
312015	5516937	I3A	1.5	
317989	5519118	V3B	1.28	
308756	5521216	V2J	0.23	
308457	5521360	V2J	0.88	
308564	5521350	V2J	0.82	
309299	5520619	V3B	1.05	
306085	5522081	V3B	0.33	
305878	5522741	I3B	21.8	
305878	5522741	I3B	43.7	
305878	5522741	I2I	0.27	
305878	5522741	I2I	0.49	
316212	5514838	I2I	1.69	DE 2 A 50 sur in situ
316366	5514773	I3A	34.3	
316433	5514769	V3B	1.03	
316433	5514769	I3A	124	
316689	5515097	I3A	88.4	
312573	5519384	V3B	0.68	
312620	5519344	V3B	0.82	
312430	5516377	V1D	0.38	
318633	5515006	I1D	10.3	
318769	5515215	I3A	9.93	
318816	5515238	I3A	0.59	
318816	5515238	I3A	24.6	
306236	5525653	V3B	0.66	
306236	5525653	V3B	2.6	
314479	5522192	V1B	1.02	
309938	5523160	V2J	0.64	

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	Susceptibilité apparente au KT-9 (10^{-3} SI)	notes
309938	5523160	I2J	0.63	
309938	5523160	I1G	0.5	
312799	5519540	V3B	1.14	
313094	5519640	V3B	0.88	
312985	5520331	V3B	0.85	DE 1 A 25 sur in situ
312838	5520418	I3A	1.6	
312843	5521589	V3B	1.17	
312843	5521589	V3B	1.21	DE 1 A 6 sur in situ

ANNEXE 5: BASE DE DONNÉES DES MESURES DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE IN SITU

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	texture/type	Susceptibilité au KT-9 (10^{-3} notes SI)
312248	5519140	I3A		0.83
312325	5517349	V3B		9.56
312325	5517349	V3B	TUF	11.9 variation de 2 odg. de 0,8 à 21
312325	5517349	I3B	DYKE	0.61
312325	5517349	I3A		26.8
311760	5519828	V3B	BRECHE	3.52
311760	5519828	V3B	MASSIF	20
311495	5520027	V3B		16
306088	5525462	T2		0.99
306088	5525462	I3A		1.22
306088	5525462	I3A/I3G		2.17
306716	5522030	S6A		45
306716	5522030	V3B	VESICULE	0.81
306716	5522030	I1F		0.18
306716	5522030	I1D		0.21
306046	5523254	V3B	BRECHE	8.64
306046	5523254	I3B		36.7
316262	5514811	I3A/I1D		PAS DE MESURE VARIATION DE 0,8 A 200
316465	5514855	I3A	pegmatique	85.9
316655	5515184	I3A		0.67
312650	5519355	V3B		0.9
312650	5519355	I3B	DYKE	0.28
310779	5518060	I2J		5.5 variation de 1 à 10
312124	5516502	I3A/I3G		0.77
312124	5516502	I3A		57.7
312109	5516398	I3A/I3G		0.61
312109	5516398	I3A		4.42
312109	5516398	I3A	pegmatique	5.47

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	texture/type	Susceptibilité au KT-9 (10^-3 SI)
312235	5516283	I3A		1.49
312235	5516283	I3A	pegmatique	4.74
312380	5516311	I3A ANORTHOSITE	DYKE	0.85
312380	5516311	I3A	GG, AMPHIBOLE	35.2
312380	5516311	I3A	GM	70.3
305944	5526610	I2I		0.41
305944	5526610	I1D		0.29
314526	5522166	M18		0.71
314463	5522204	V1B/M18	BRECHE	0.72
314522	5522443	V1B/M18	BRECHE	1.09
309817	5522955	V2J		0.86
309958	5523018	V2J	VESICULE	11
309970	5523216	V2J		0.44
312362	5516292	I3A	A AMPHIBOLES	50.7
311630	5516968	V3B		48.4
311630	5516968	I3A		5.57
311559	5516979	I3A		0.8
311544	5516990	V3B	TUF	2.4
311544	5516990	V3B		52.1
311544	5517016	V1D		0.79
315459	5514283	I3A	granophyre	220
315459	5514283	I3A	pegmatique	239
315250	5515058	I3A		2.64
315285	5515018	I3A		2.2
313437	5514844	I3A	dyke	28.9
313437	5514844	I3A	granophyre	45.7
306332	5525609	V3B	TUF	0.74
306332	5525609	V3B	COUSSIN RECRYSTALLISE	0.94
314131	5516488	I3A		35.3
314131	5516488	I3A		75.4
311890	5517184	V3B		0.89

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	texture/type	Susceptibilité au KT-9 (10^-3 notes SI)
311422	5517105	I3A		1.19
311417	5517194	V1B		0.22
311421	5517244	V2		0.99
314422	5516273	I3A		0.66
314422	5516273	I3A		0.7
312268	5514207	I3A		16.8
312268	5514207	I3A		28.7
311537	5514177	I3A	GF	0.87
311537	5514177	I3A	GG	4.82 variation de 0,7 à 20
311537	5514177	I3A	GM	38.7
316028	5520152	V3B		1.41
317200	5522840	V3B		0.61
311608	5517077	I3A		1.91
310668	5517335	V1B	porphyrique	0.28
310668	5517335	V1B	Tuf	0.5 variation de 0,05 à 1,05
310668	5517335	V1B		1.34
311982	5516987	V3B TUF		6 variation observée de 1 odg.
311982	5516987	V1B brèche		8.01 variation observée de 1 odg.
311982	5516987	V1B		15 variation observée de 1 odg.
311982	5516987	I3A/V3B		10.2 variation observée de 1 odg.
318002	5519120	V3B		0.61
318002	5519120	V3B TUF		0.77
308756	5521216	V2J	MASSIF	1.01
308756	5521216	V2J	COUSSIN	1.14
308756	5521216	V2J	BRECHE	1.65
308457	5521360	V2J	COUSSIN	1.01
308564	5521350	V2J	BRECHE	0.94
311838	5519662	V3B		1.64

UTM_X_18U	UTM_Y_18U	lithologie	texture/type	Susceptibilité au KT-9 (10^-3 notes SI)
311609	5519921	V3B	BRECHE	1.08
309299	5520619	V3B	porphyrique	1.16
305878	5522741	I3B		24
305878	5522741	I3B		57.4
316212	5514838	I3A/I2I	granophyre	1.09
316212	5514838	I3A/I2I	granophyre	16.9 variation de 2 à 50
316366	5514773	I3A	pegmatique	16.8
316433	5514769	V3B	TUF	2.38
316433	5514769	I3A	granophyre	25.8
316689	5515097	I3A		116
312573	5519384	V3B	COUSSIN	1.01
312573	5519384	V3B		1.04
312430	5516377	V3B/M18		0.3
318633	5515006	I1D		15
318769	5515215	I3A		14.1
318816	5515238	I3A/I2J		1.23
318816	5515238	I3A		1.79
318816	5515238	I1		3.15
313051	5523959	V3B	VESICULE	92.9 variation de 60 à 160
306236	5525653	V3B/M16		0.81
309938	5523160	I2J/I2I		0.76
312799	5519540	V3B/M18		1
313094	5519640	V3B	VESICULE	1.07
312985	5520331	V3B		11 variation de 1 à 25
312838	5520418	I3A		0.8
312843	5521589	V3B	BRECHE	0.81
312843	5521589	V3B	VESICULE	1.6 variation de 1 à 6

ANNEXE 6: MODE DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS POUR LA DENSITÉ

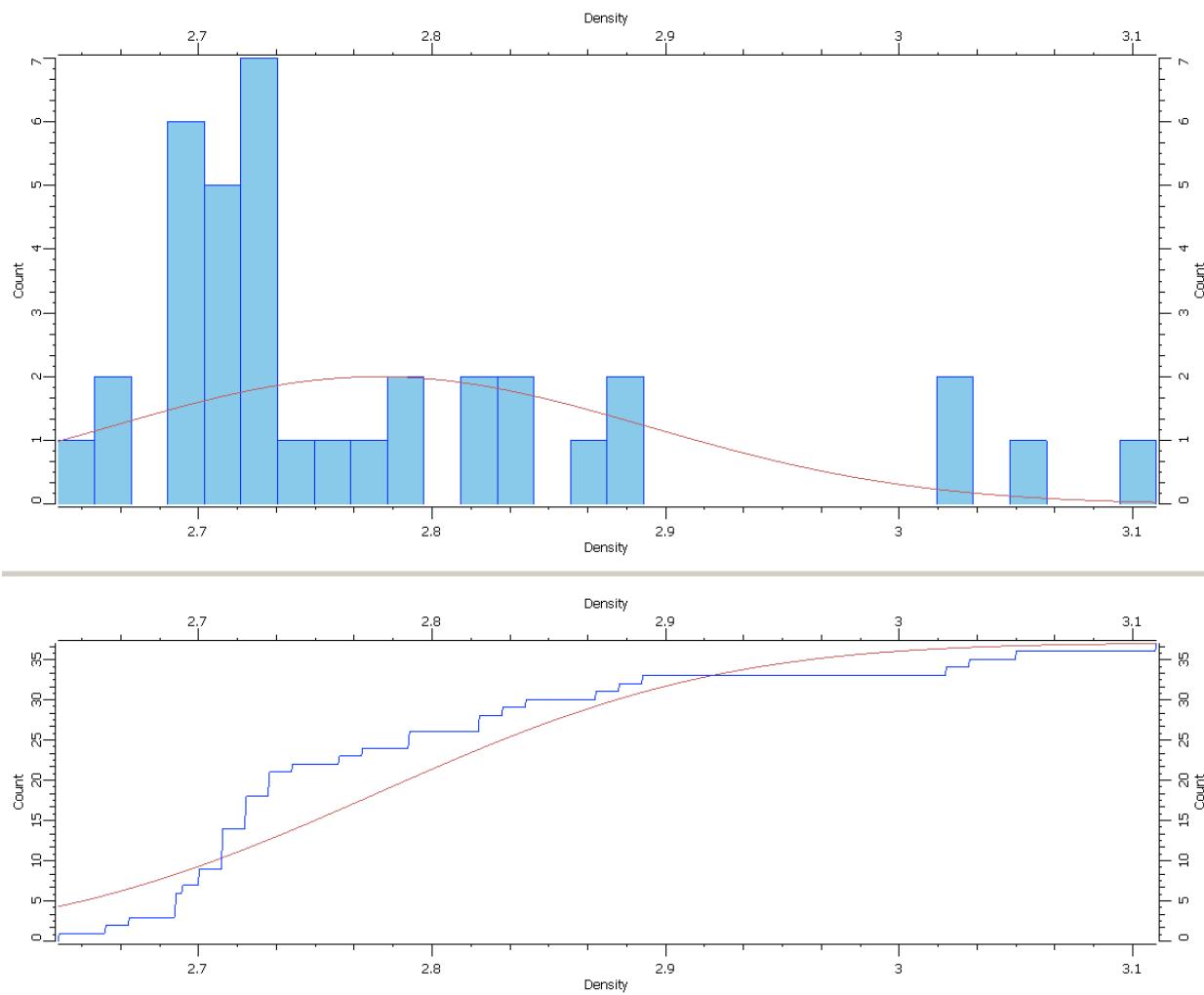
Une autre méthode de préparation des échantillons aurait été de les saturer en eau. Cependant d'une part nous ne disposions pas sur place des moyens nous permettant d'assurer une saturation complète des échantillons, d'autre part les roches échantillonées ici sont principalement des roches effusives et intrusives de faible porosité. De plus nous avons effectué un test décrit où nous comparons les densités obtenues pour de mêmes échantillons lorsque ceux-ci ont été séchés ou lorsqu'ils ont été immergés durant une période 5 jours. Les différences relatives observées sont inférieures à l'erreur relative de mesure dans la majorité des cas (Tableau ci-dessous).

Échantillon	Densité saturée	densité sèche	erreur de mesure relative de la densité humide (%)	différence relative entre les deux mesures de densité
302A	3,08	3,08	0,25%	-0,015%
302B	3,02	3,02	0,22%	-0,076%
303A'	3,15	3,14	0,29%	0,354%
303A1	3,13	3,13	0,27%	-0,168%
303B	3,30	3,31	0,14%	-0,111%
303C	2,84	2,84	0,07%	-0,118%
304B	2,94	2,94	0,27%	0,044%
306A	3,01	3,01	0,28%	0,008%
308B	2,78	2,79	0,25%	-0,152%
311A1	2,99	2,99	0,30%	-0,124%
313A	2,91	2,91	0,10%	0,037%
313B	2,86	2,86	0,15%	0,002%
319A	3,03	3,02	0,11%	0,026%
319B	3,06	3,07	0,13%	-0,121%
319X	3,06	3,06	0,18%	-0,056%
322A	2,73	2,73	0,17%	-0,031%
600A	3,05	3,05	0,21%	0,001%
601A	3,05	3,05	0,20%	-0,021%
603A1	3,08	3,08	0,21%	-0,030%

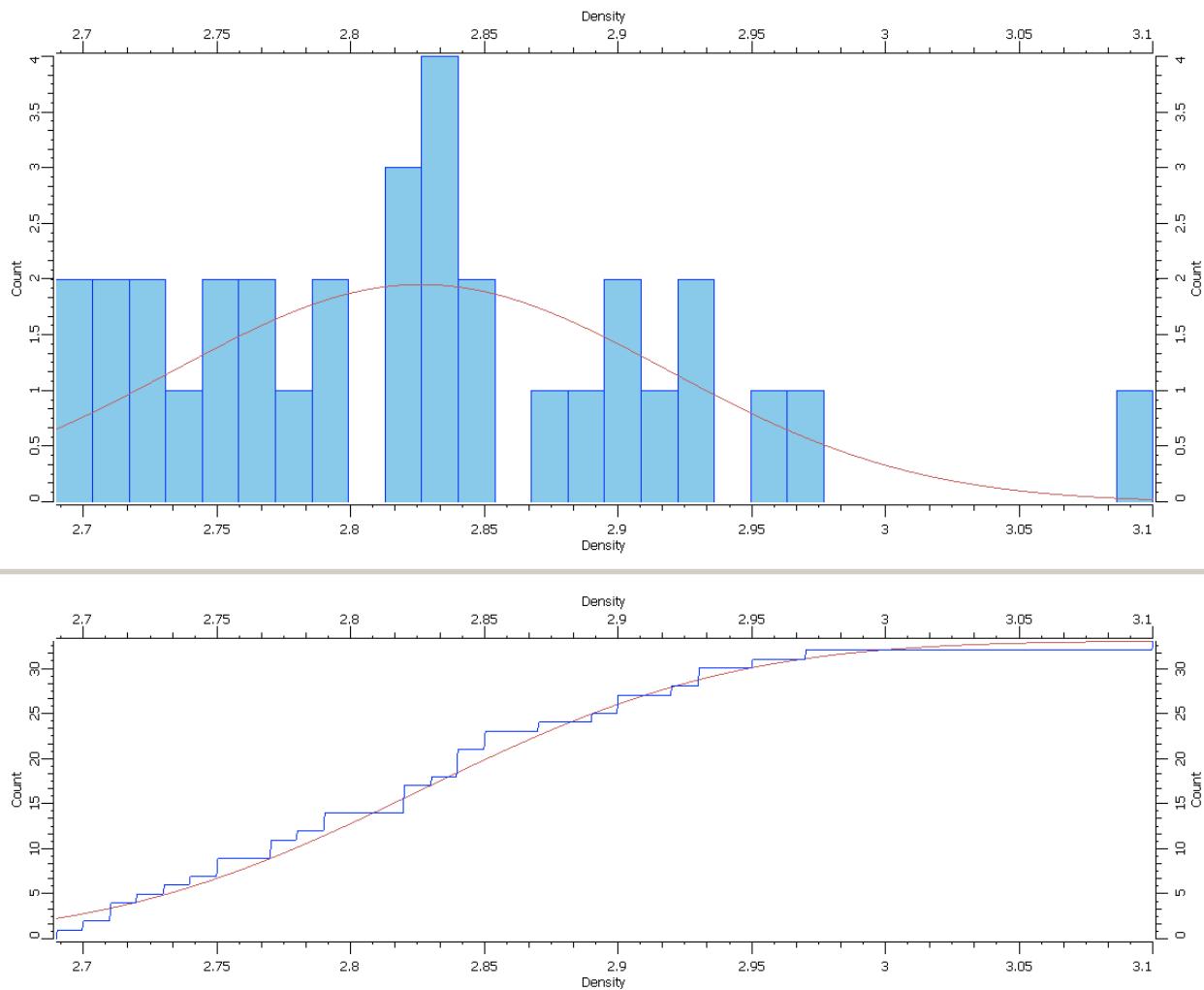
ANNEXE 7: FACTEUR DE CORRECTION POUR LA TEMPÉRATURE POUR LES MESURES DE DENSITÉ

		Dixième de degré									
		0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Degré	0	0,999841	0,999847	0,999854	0,99986	0,999866	0,999872	0,999878	0,999884	0,999889	0,999895
	1	0,9999	0,999905	0,999909	0,999914	0,999918	0,999923	0,999927	0,99993	0,999934	0,999938
	2	0,999941	0,999944	0,999947	0,99995	0,999953	0,999955	0,999958	0,99996	0,999962	0,999964
	3	0,999965	0,999967	0,999968	0,999969	0,99997	0,999971	0,999972	0,999972	0,999973	0,999973
	4	0,999973	0,999973	0,999973	0,999972	0,999972	0,999972	0,99997	0,999969	0,999968	0,999966
	5	0,999965	0,999963	0,999961	0,999959	0,999957	0,999955	0,999952	0,99995	0,999947	0,999944
	6	0,999941	0,999938	0,999935	0,999931	0,999927	0,999924	0,99992	0,999916	0,999911	0,999907
	7	0,999902	0,999898	0,999893	0,999888	0,999883	0,999877	0,999872	0,999866	0,999861	0,999855
	8	0,999849	0,999843	0,999837	0,99983	0,999824	0,999817	0,99981	0,999803	0,999796	0,999789
	9	0,999781	0,999774	0,999766	0,999758	0,999751	0,999742	0,999734	0,999726	0,999717	0,999709
	10	0,9997	0,999691	0,999682	0,999673	0,999664	0,999654	0,999645	0,999635	0,999625	0,999615
	11	0,999605	0,999595	0,999585	0,999574	0,999564	0,999553	0,999542	0,999531	0,99952	0,999509
	12	0,999498	0,999486	0,999475	0,999463	0,999451	0,999439	0,999427	0,999415	0,999402	0,99939
	13	0,999377	0,999364	0,999352	0,999339	0,999326	0,999312	0,999299	0,999285	0,999272	0,999258
	14	0,999244	0,99923	0,999216	0,999202	0,999188	0,999173	0,999159	0,999144	0,999129	0,999114
	15	0,999099	0,999084	0,999069	0,999054	0,999038	0,999023	0,999007	0,998991	0,998975	0,998959
	16	0,998943	0,998926	0,99891	0,998893	0,998877	0,99886	0,998843	0,998826	0,998809	0,998792
	17	0,998774	0,998757	0,998739	0,998722	0,998704	0,998686	0,998668	0,99865	0,998632	0,998613
	18	0,998595	0,998576	0,998558	0,998539	0,99852	0,998501	0,998482	0,998463	0,998444	0,998424
	19	0,998405	0,998385	0,998365	0,998345	0,998325	0,998305	0,998285	0,998265	0,998244	0,998224
	20	0,998203	0,998183	0,998162	0,998141	0,99812	0,998099	0,998078	0,998056	0,998035	0,998013
	21	0,997992	0,99797	0,997948	0,997926	0,997904	0,997882	0,99786	0,997837	0,997815	0,997792
	22	0,99777	0,997747	0,997724	0,997701	0,997678	0,997655	0,997632	0,997608	0,997585	0,997561
	23	0,997538	0,997514	0,99749	0,997466	0,997442	0,997418	0,997394	0,997369	0,997345	0,99732
	24	0,997296	0,997271	0,997246	0,997221	0,997196	0,997171	0,997146	0,99712	0,997095	0,997069
	25	0,997044	0,997018	0,996992	0,996967	0,996941	0,996914	0,996888	0,996862	0,996836	0,996809
	26	0,996783	0,996756	0,996729	0,996703	0,996676	0,996649	0,996621	0,996594	0,996567	0,99654
	27	0,996512	0,996485	0,996457	0,996429	0,996401	0,996373	0,996345	0,996317	0,996289	0,996261
	28	0,996232	0,996204	0,996175	0,996147	0,996118	0,996089	0,99606	0,996031	0,996002	0,995973
	29	0,995944	0,995914	0,995885	0,995855	0,995826	0,995796	0,995766	0,995736	0,995706	0,995676
	30	0,995646	0,995616	0,995586	0,995555	0,995525	0,995494	0,995464	0,995433	0,995402	0,995371

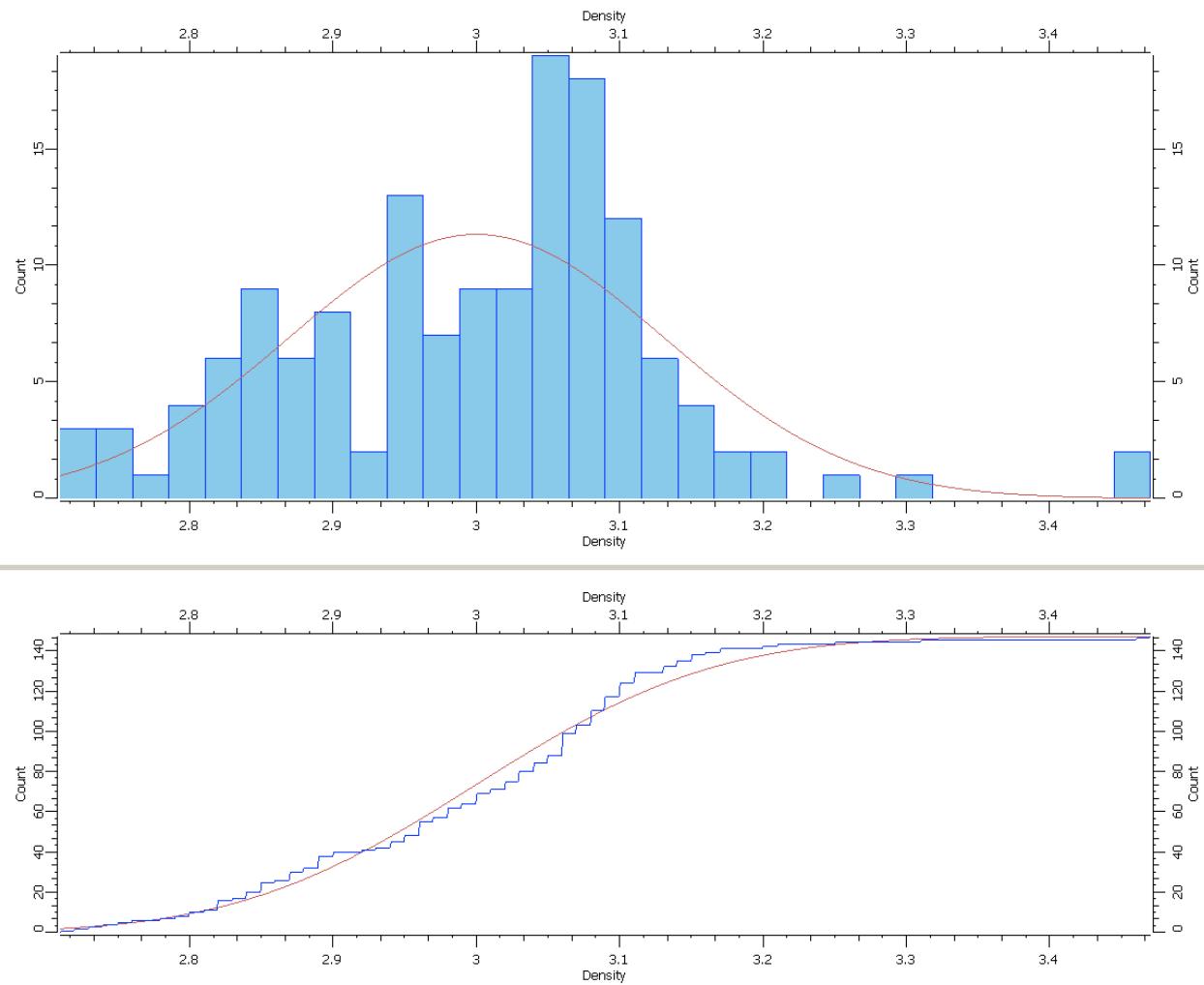
ANNEXES 8: DISTRIBUTIONS DES DIFFÉRENTES LITHOLOGIES



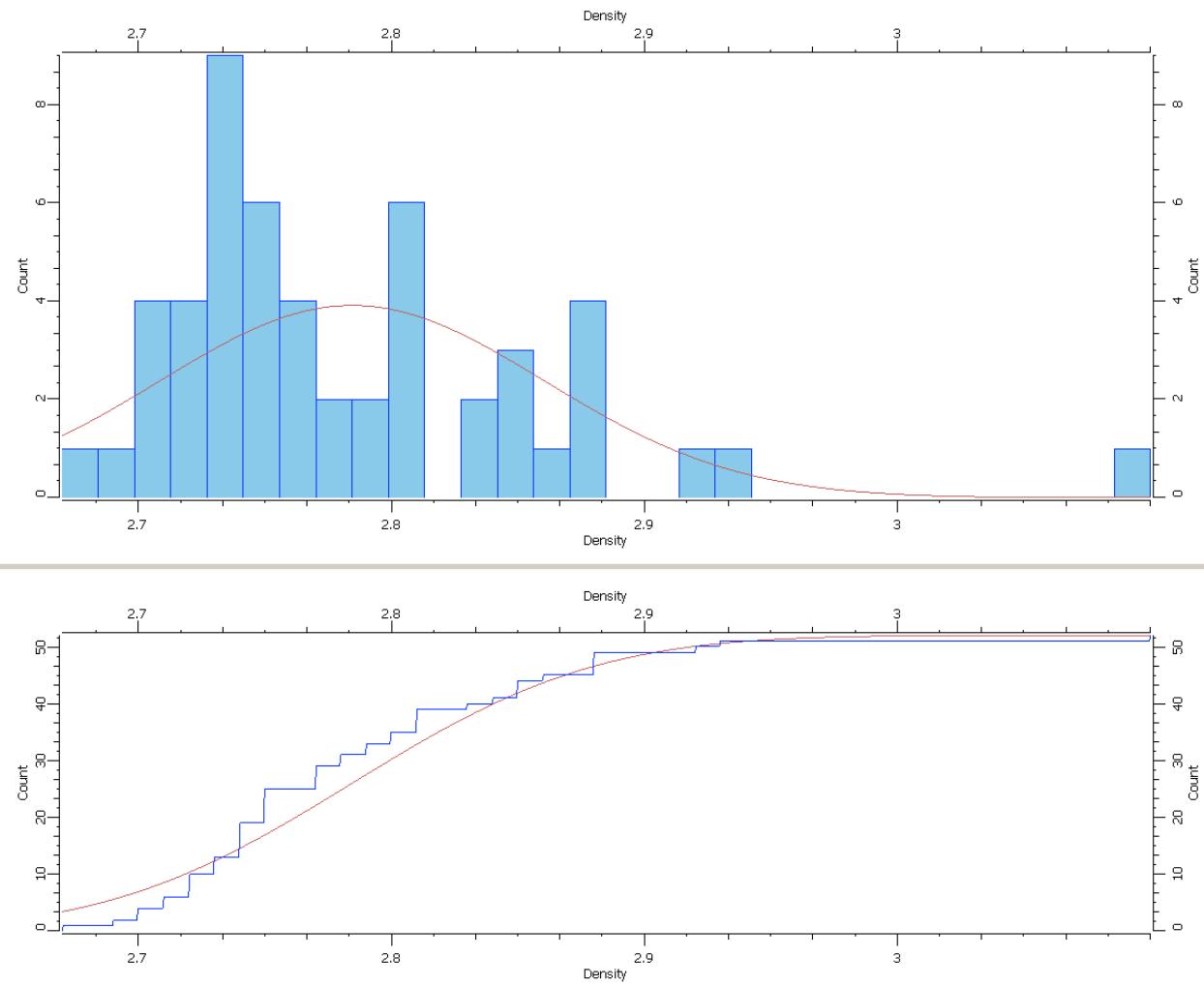
Distribution des densités des intrusions felsiques et comparaison à une loi normale



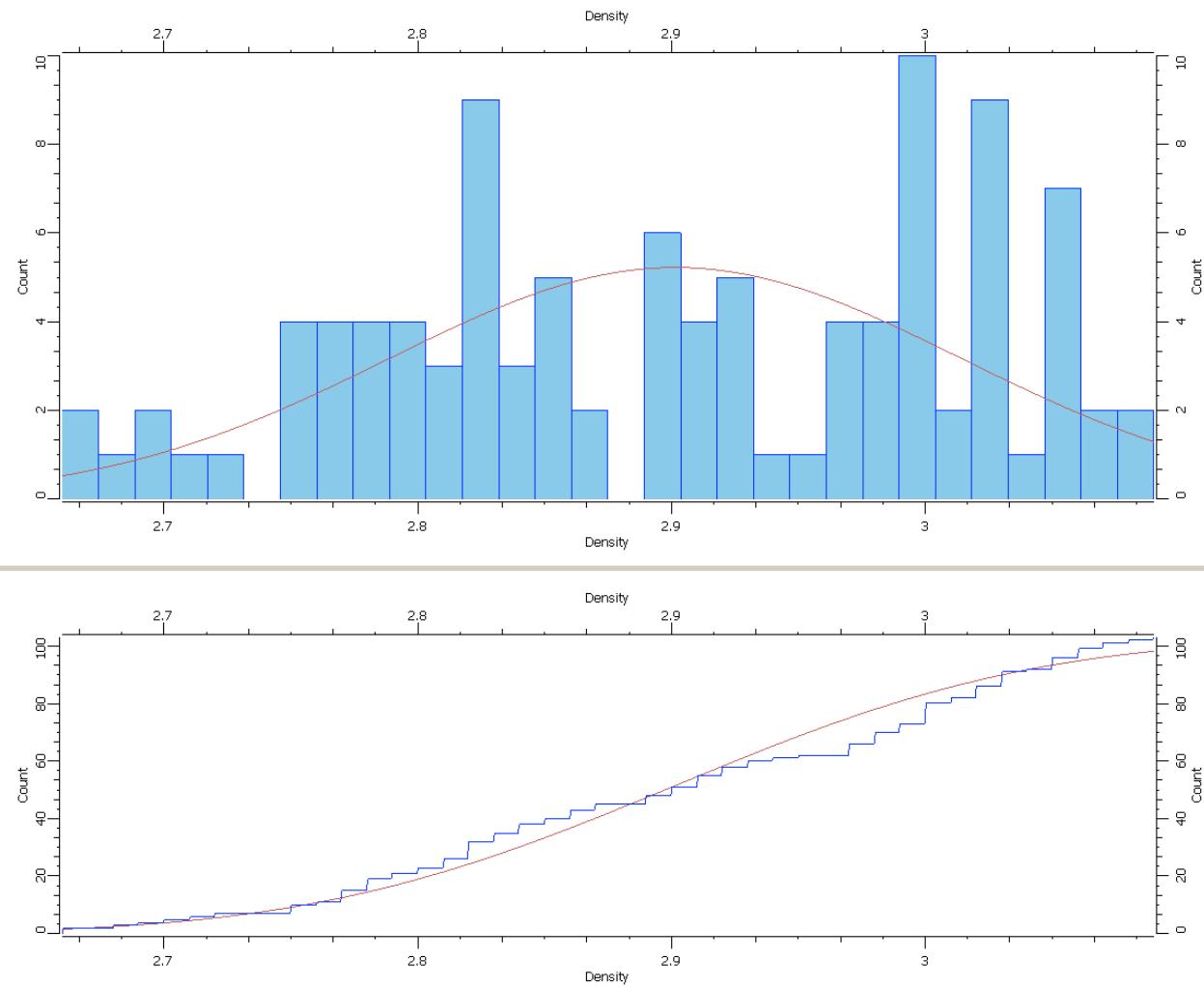
Distribution des densités des intrusions intermédiaires et comparaison à une loi normale



Distribution des densités des intrusions mafiques et comparaison à une loi normale

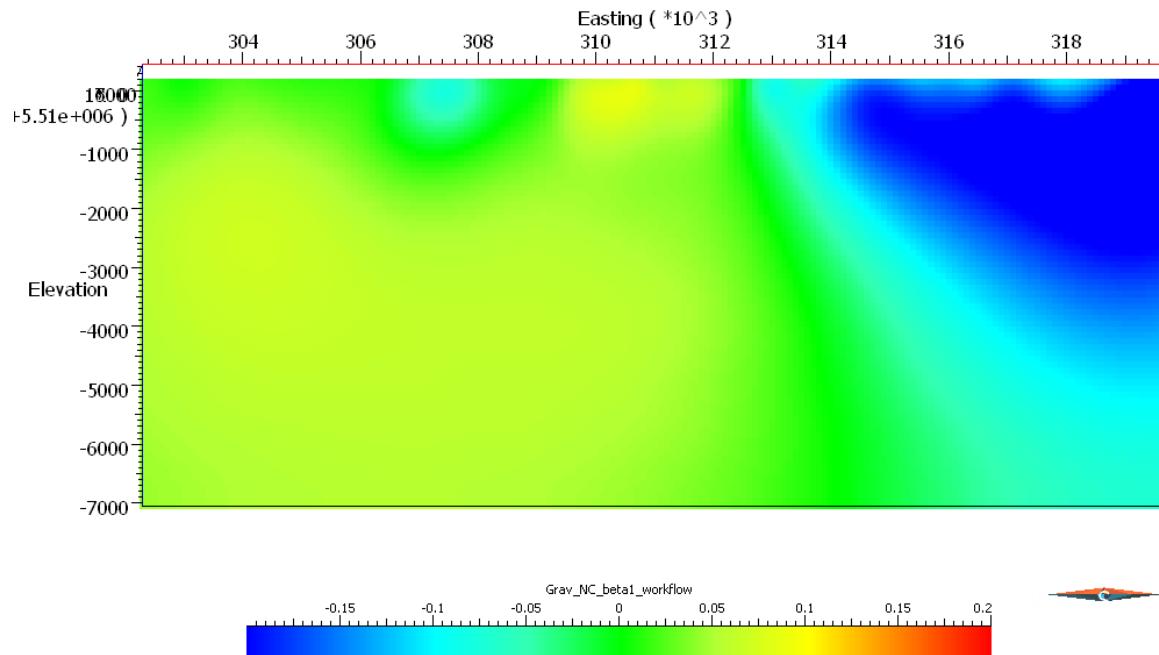


Distribution des densités des roches effusives felsiques et comparaison à une loi normale

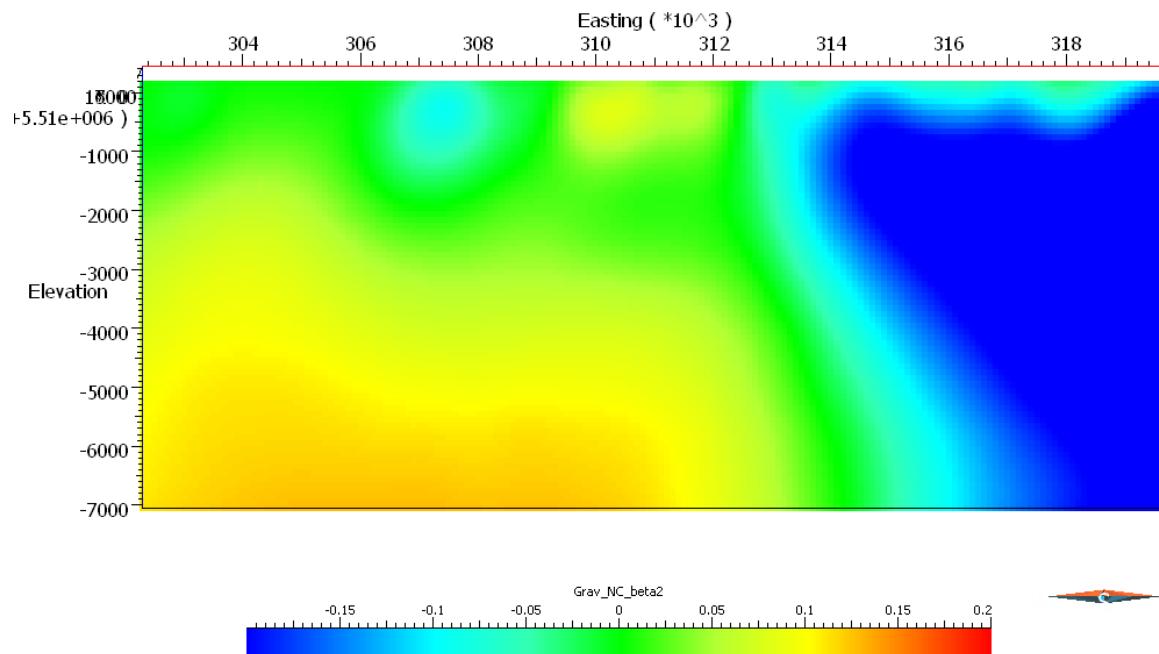


Distribution des densités des roches effusives intermédiaires et comparaison à une loi normale

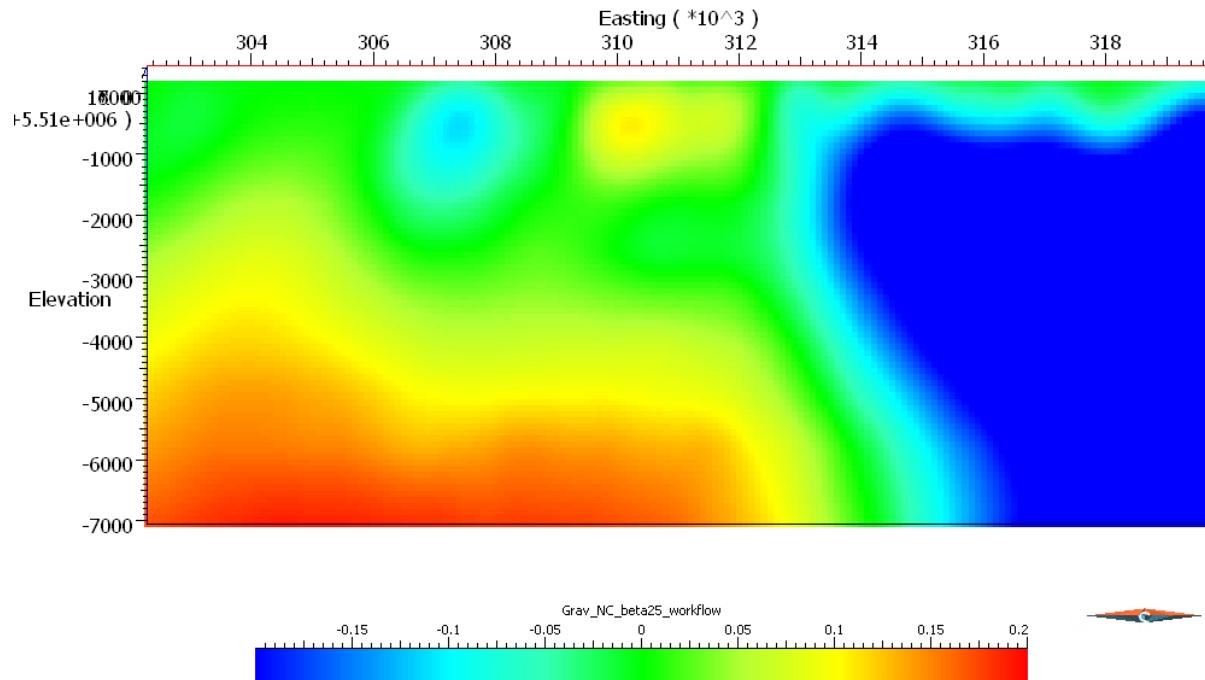
ANNEXE 9A: CHOIX DES PARAMÈTRES DE *DEPTH WEIGHTING* (GRAVITÉ)



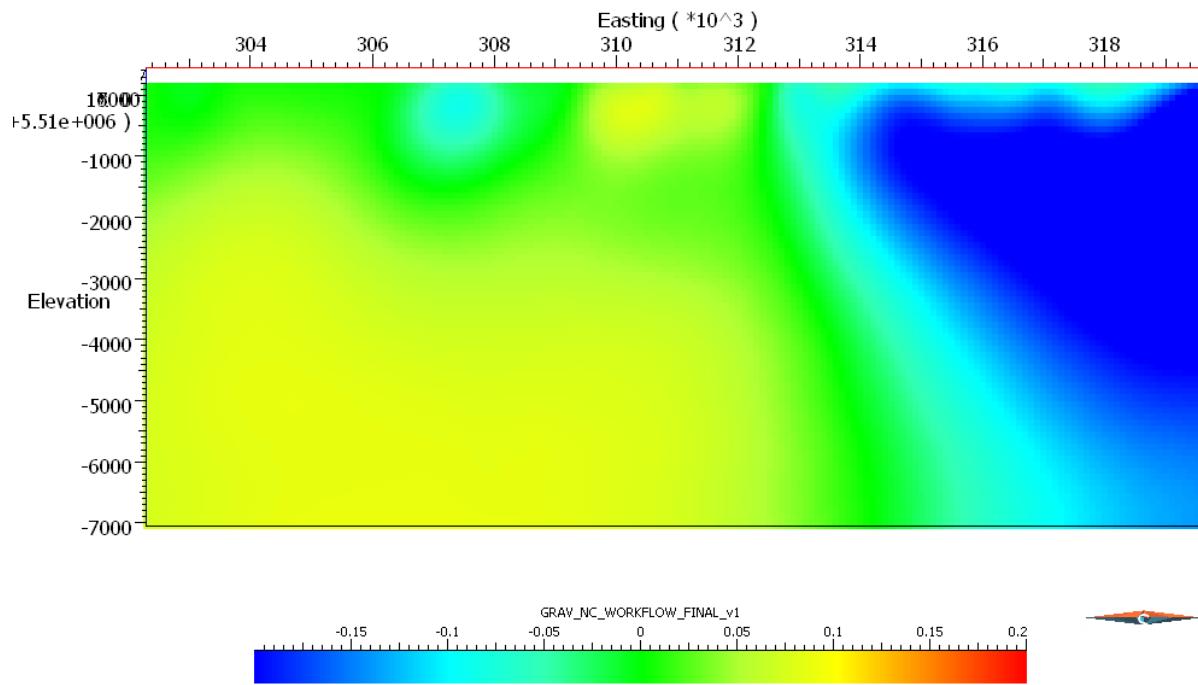
Gravité : Profil du Pluton Olga avec un paramètre $\beta=1$



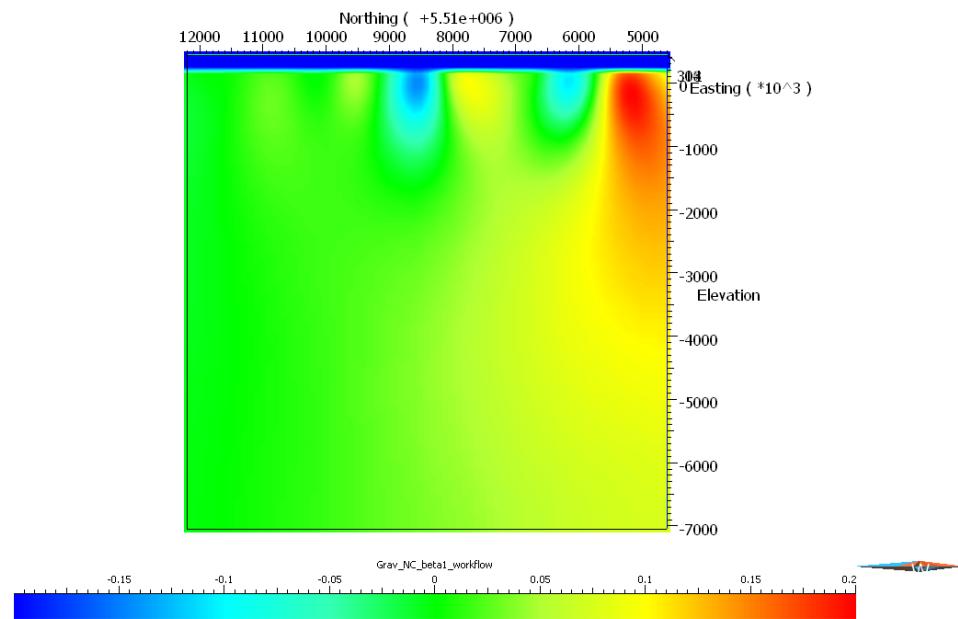
Profil du Pluton Olga avec un paramètre $\beta=2$



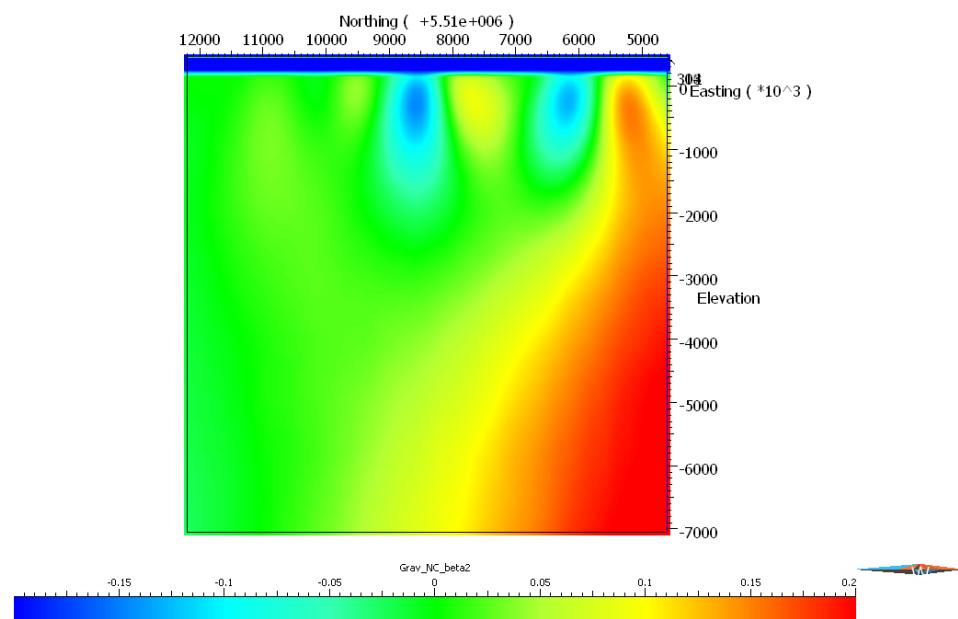
Profil du Pluton Olga avec un paramètre $\beta=2.5$



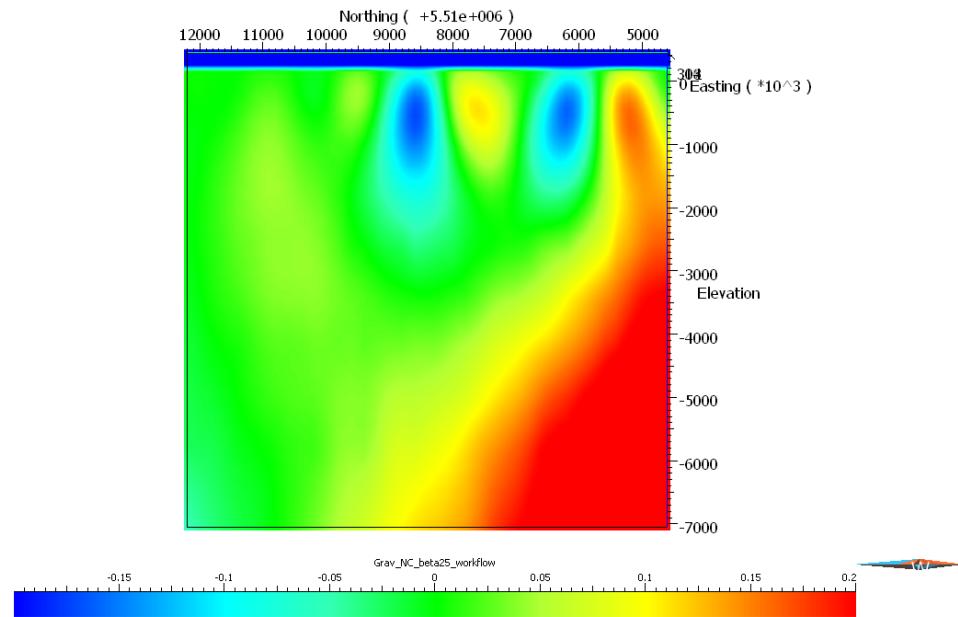
Profil du Pluton Olga avec un paramètre $\beta=1.5$ (choix final)



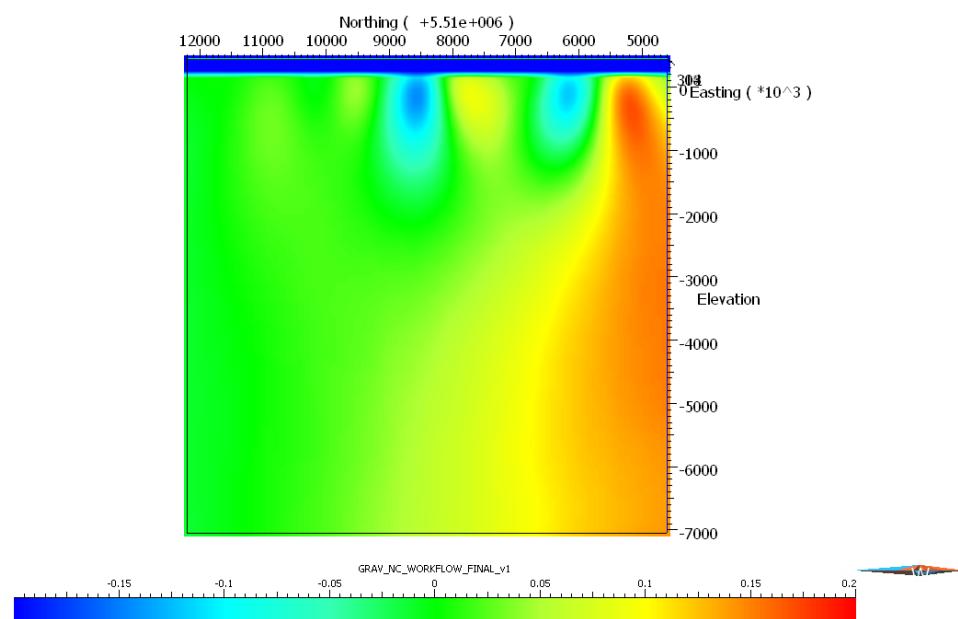
Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=1$



Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=2$

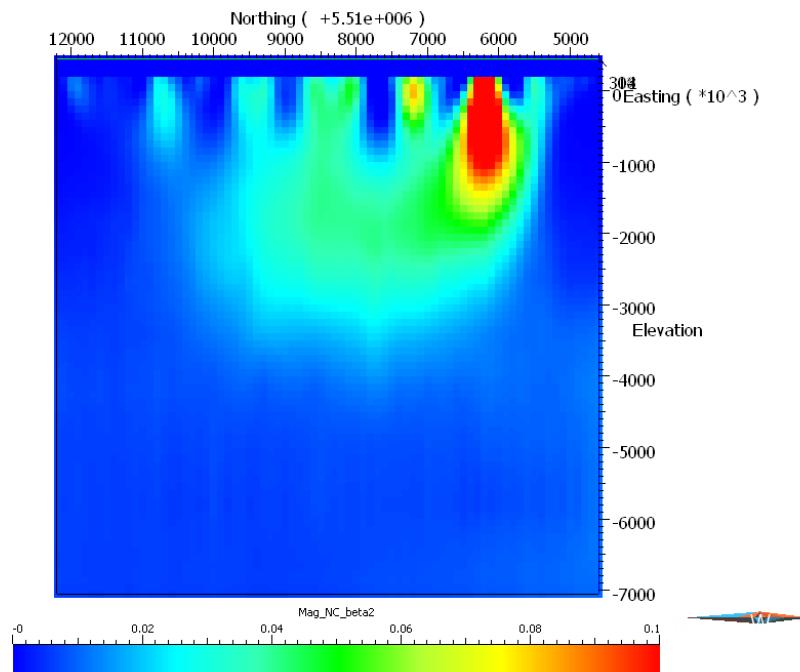


Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=2.5$

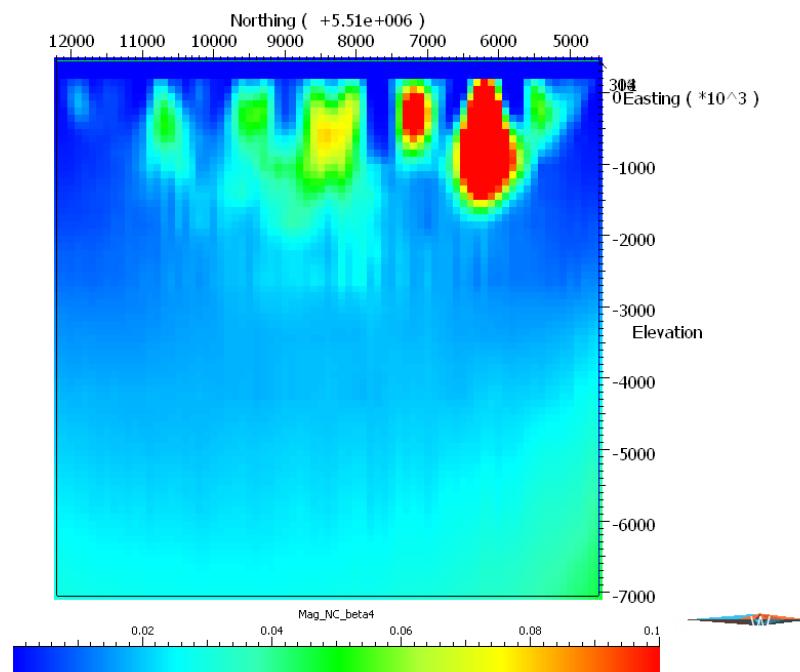


Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=1.5$ (choix final)

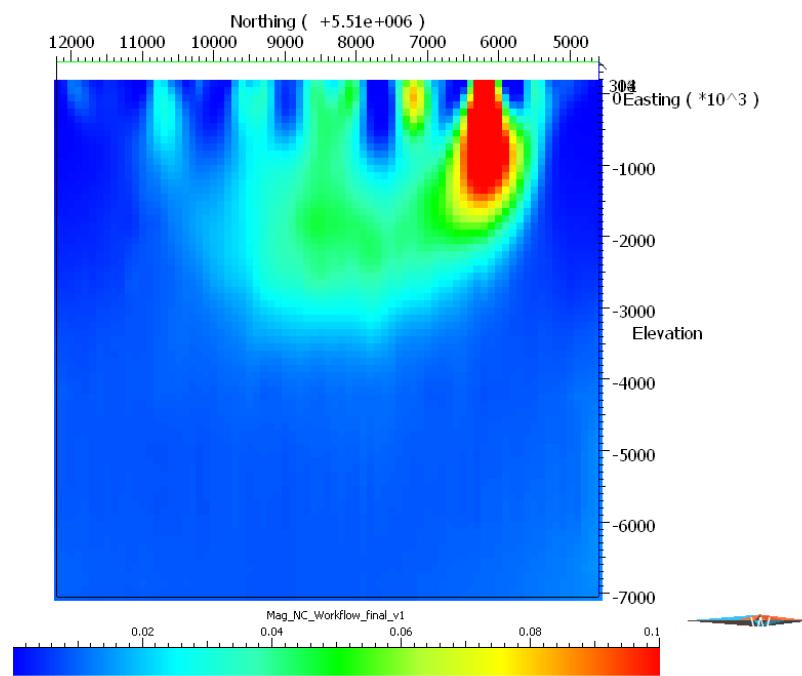
ANNEXE 9B: CHOIX DES PARAMÈTRES DE *DEPTH WEIGHTING* (MAGNÉTISME)



Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=2$

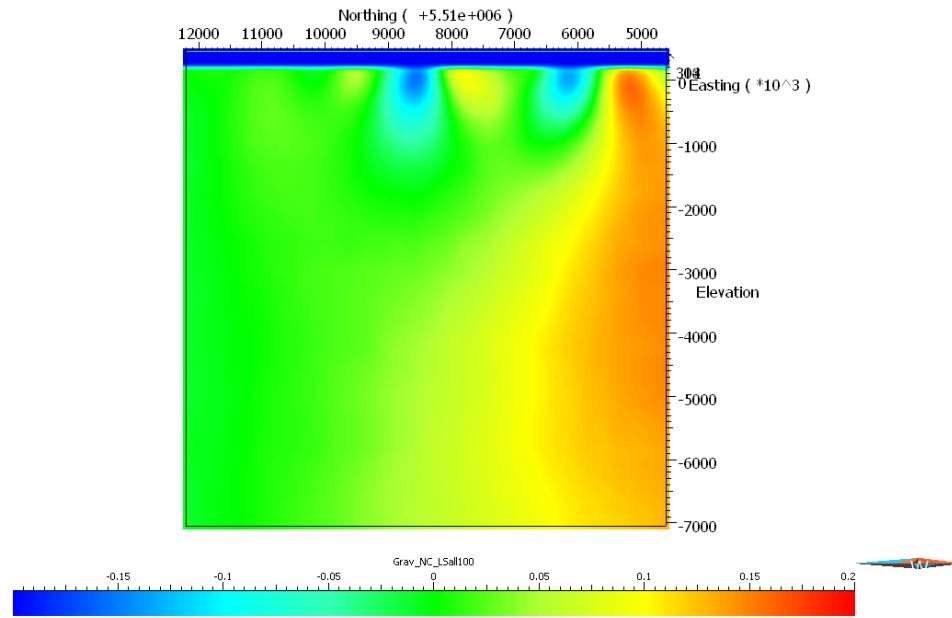


Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=4$

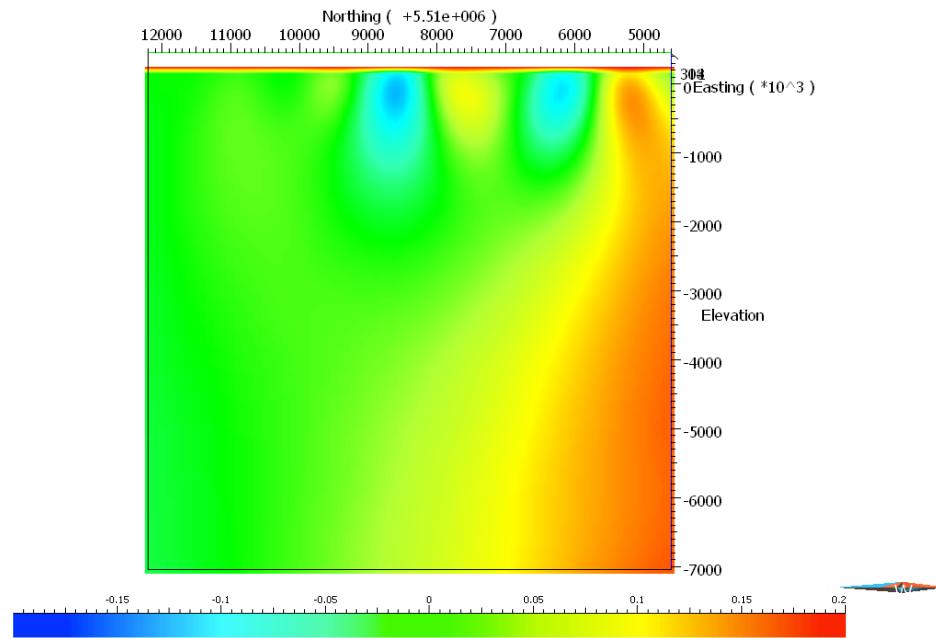


Profil vue de l'est avec un paramètre $\beta=3$ (choix final)

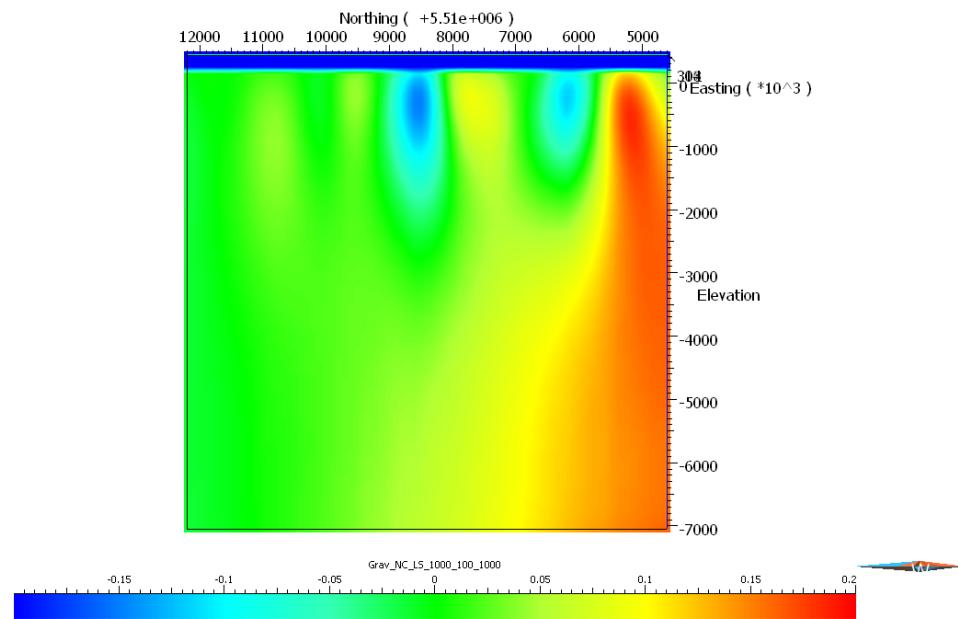
ANNEXE 10: CHOIX DES PARAMÈTRE DE *LENGTH SCALE*



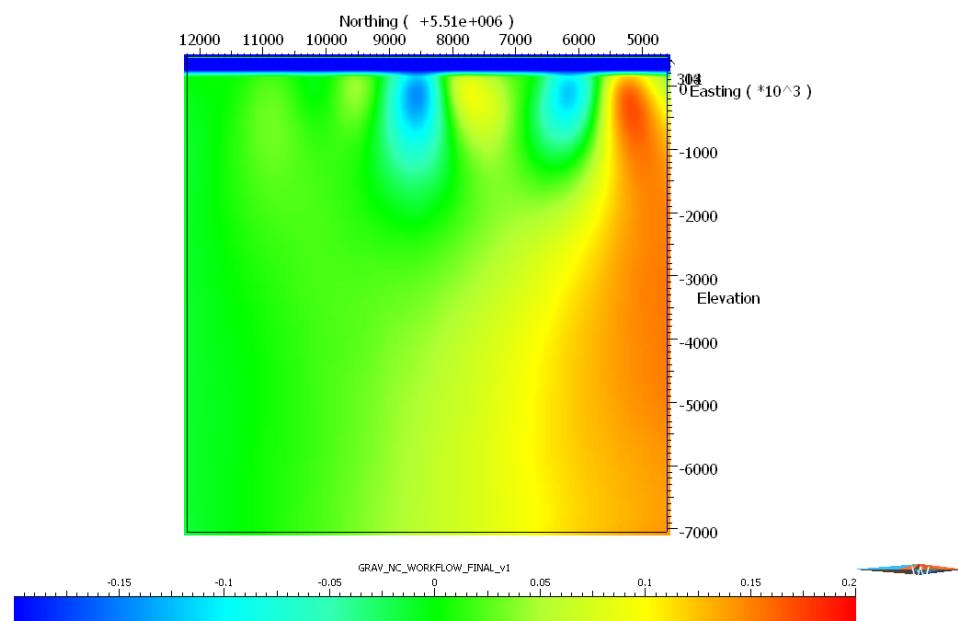
Profil vue de l'est tous les paramètres de lissage égaux à 100



Profil vue de l'est tous les paramètres de lissage égaux à 1000

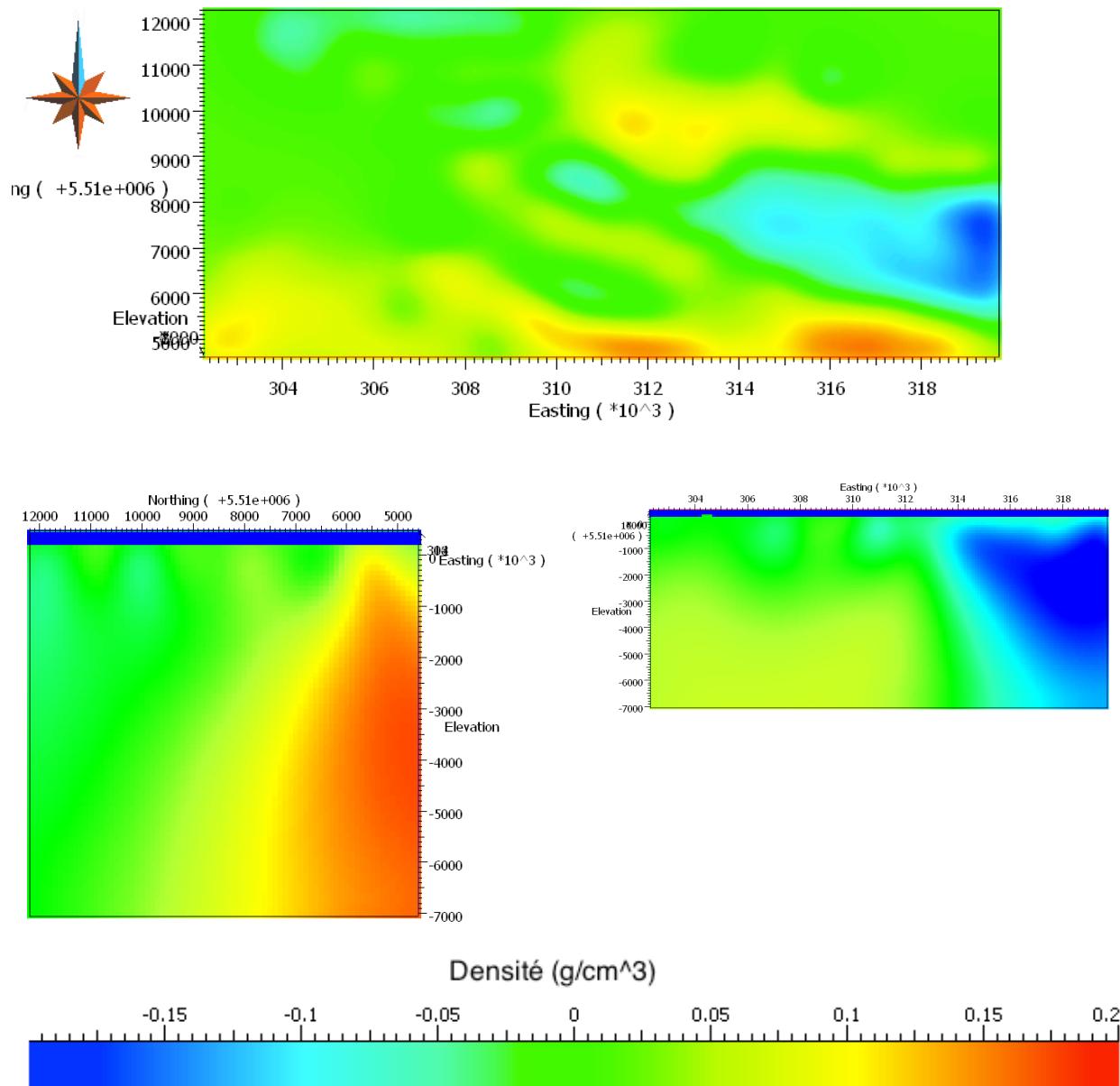


Profil vue de l'est avec (Lx; Ly; Lz)= (1000; 100; 1000) (en mètres)

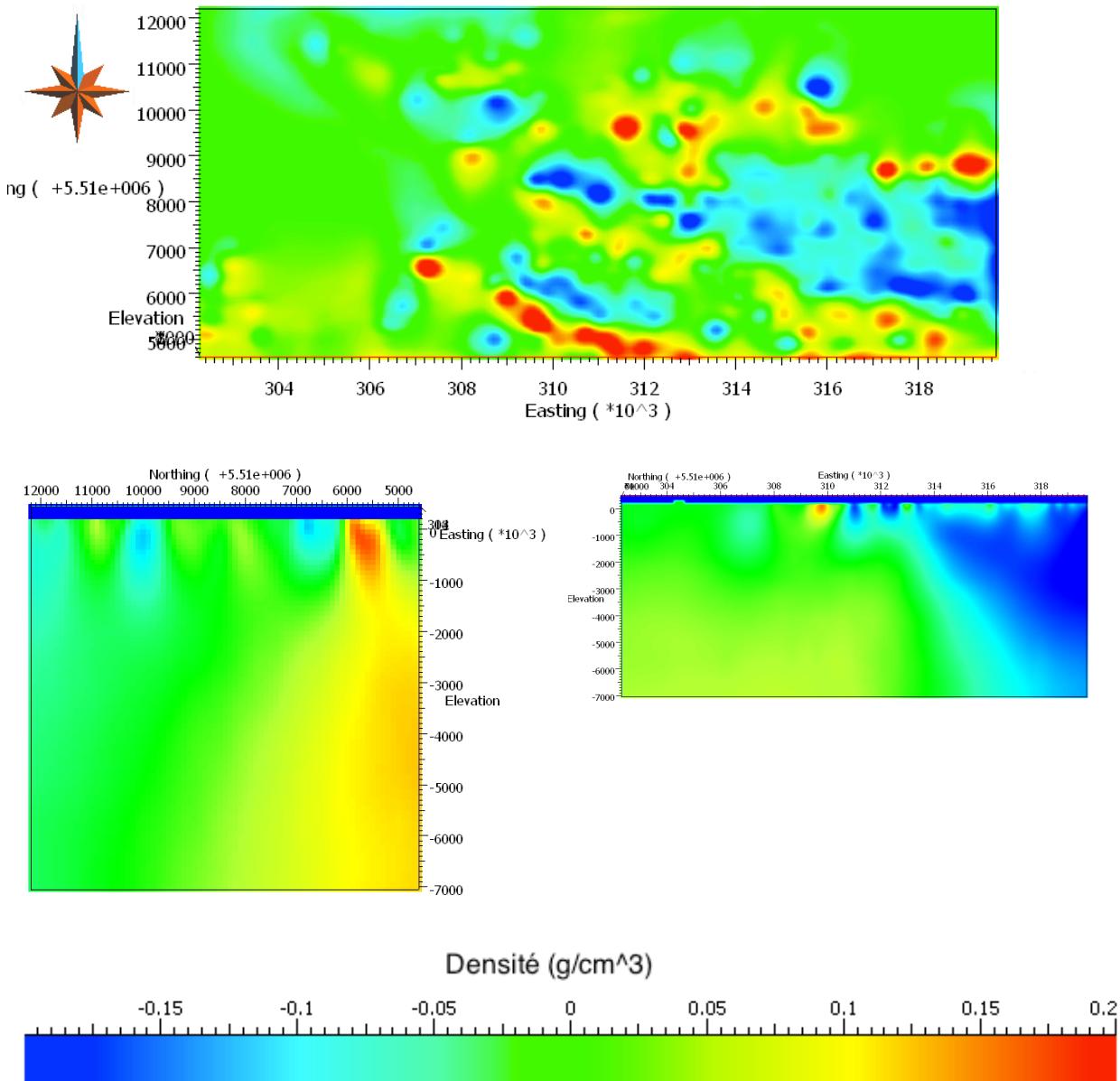


Profil vue de l'est avec (Lx; Ly; Lz)= (500; 200; 500) (en mètres) (choix final)

ANNEXE 11: CHOIX DES PARAMÈTRES POUR LE *TRADEOFF PARAMETER*

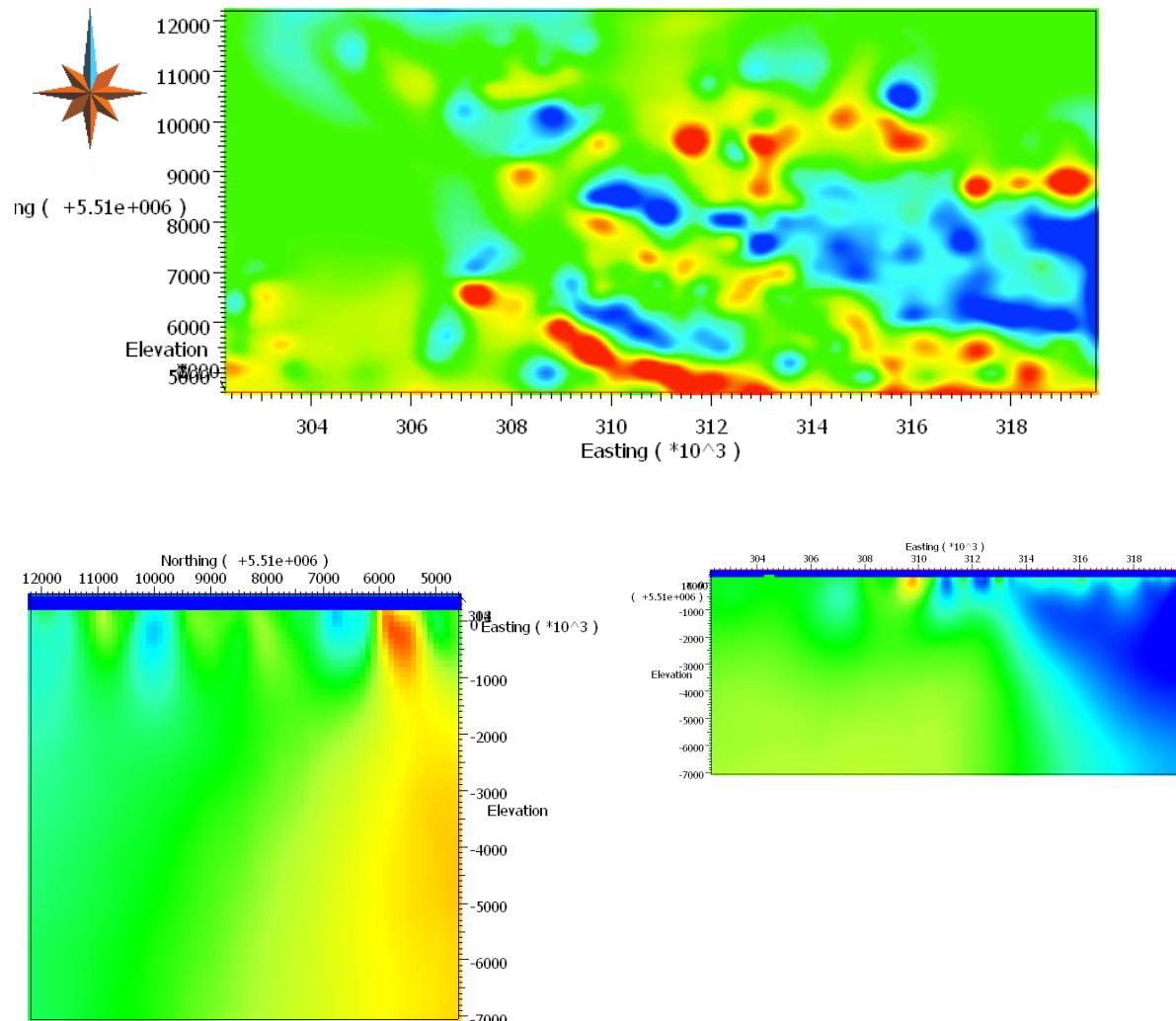


Résultat de l'inversion gravimétrique non contrainte avec un paramètre *chifact* de 10. Remarquez l'aspect extrêmement lisse.



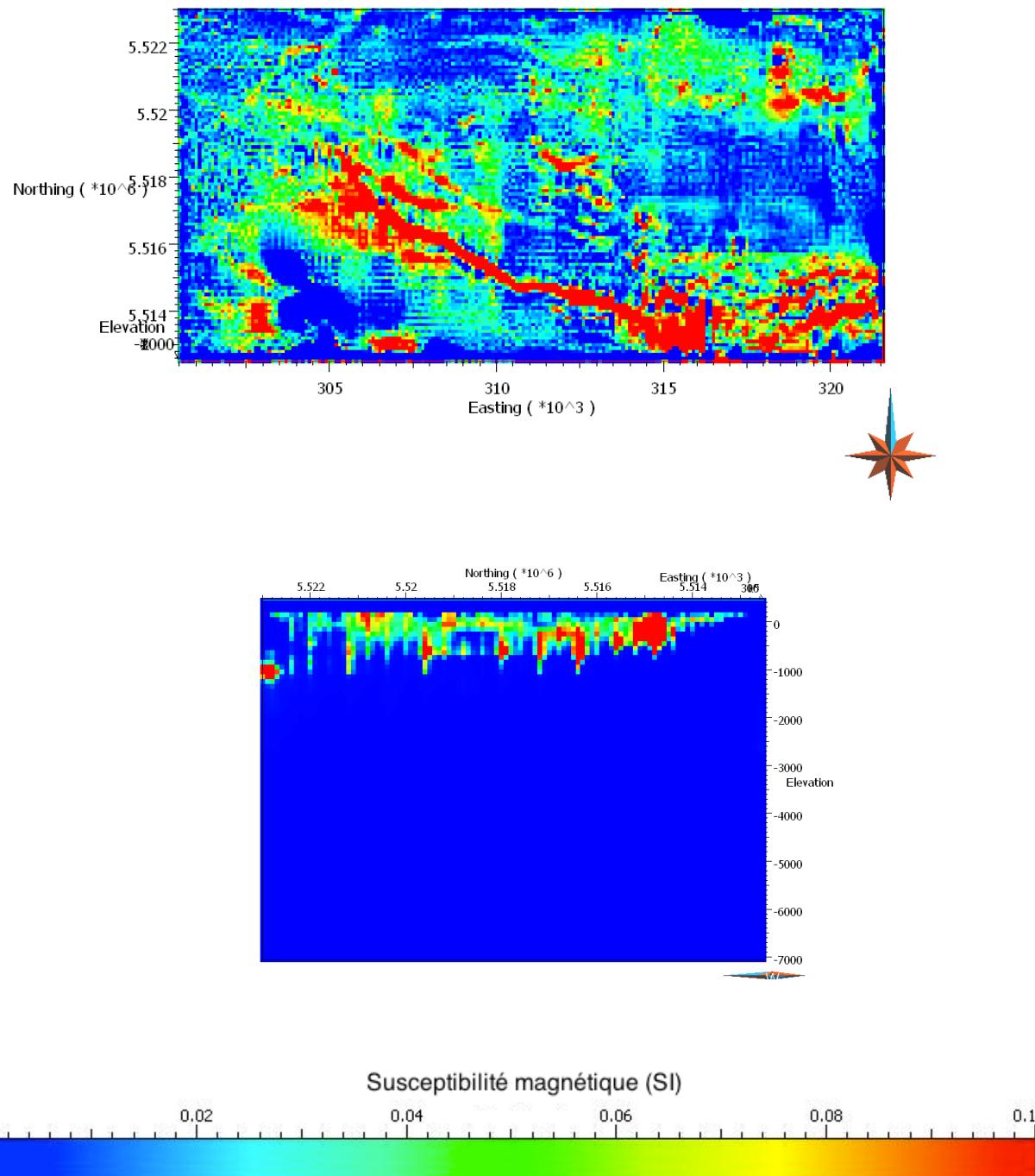
Résultat de l'inversion gravimétrique non contrainte avec un paramètre *chifact* de 0,015.

Remarquez l'aspect extrêmement rugueux autour des stations de mesures.



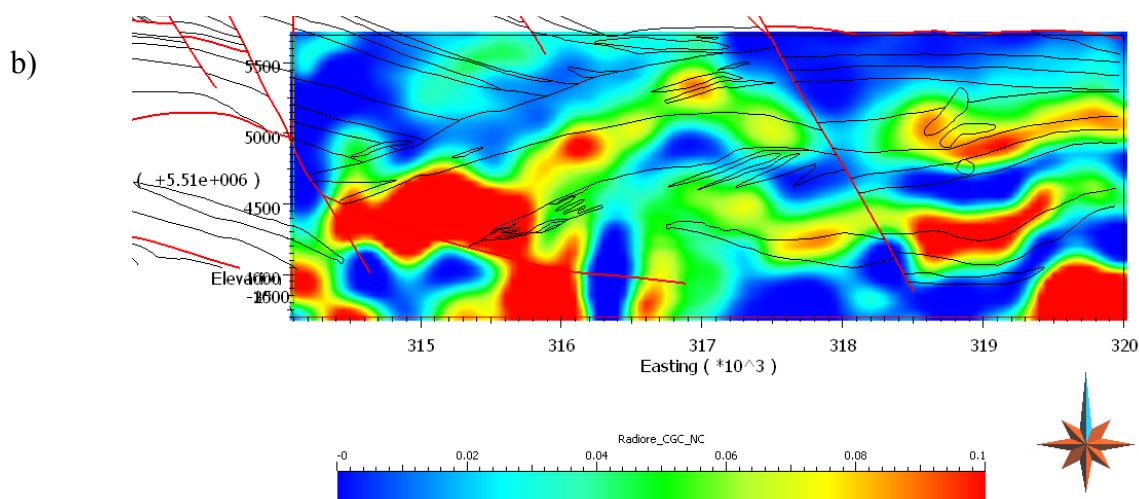
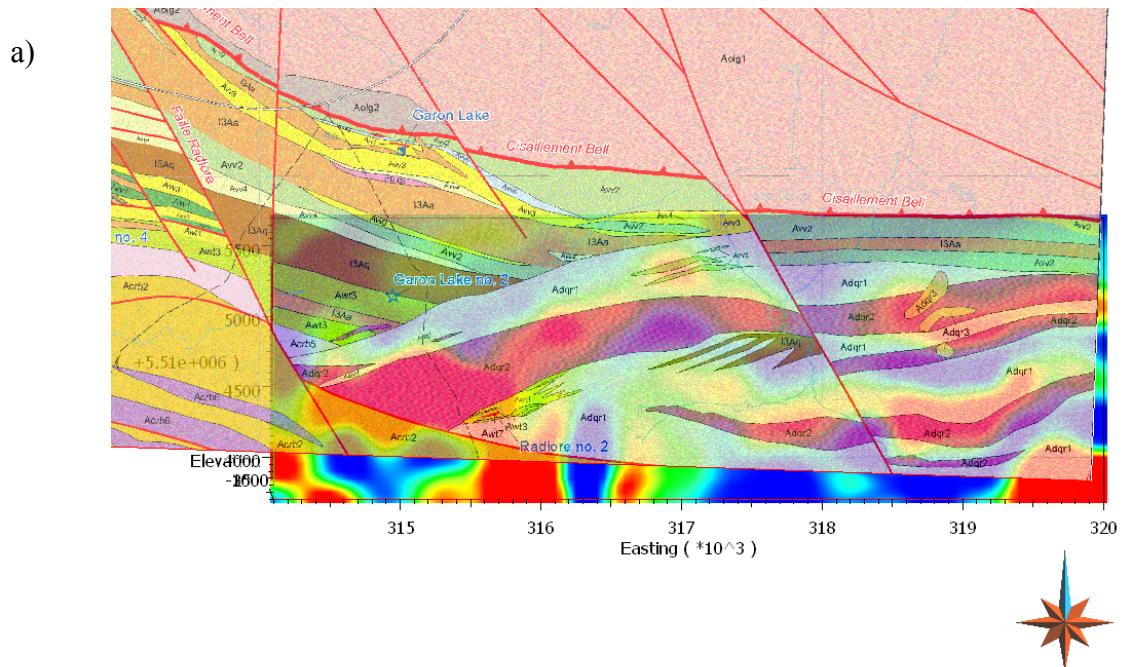
Résultat de l'inversion gravimétrique non contrainte avec un paramètre *chifact* de 0,05.
Remarquez l'aspect extrêmement lisse.

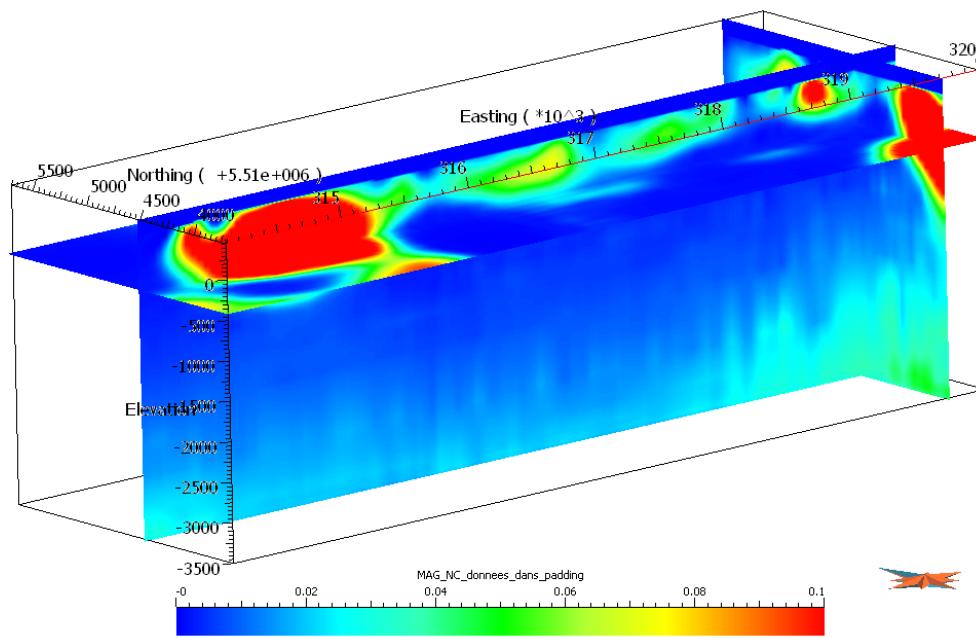
ANNEXE 12: INVERSION MAGNÉTIQUE AVEC DONNÉES MAGNÉTIQUES AU-DESSUS DE LA ZONE TAMPON



Résultat de l'inversion magnétique non contrainte en incluant les données magnétiques dans la zone tampon. Observez les artefacts et autres figures de bruits.

ANNEXE 13: RÉSULTAT DE L'INVERSION DANS LE SECTEUR DE RADIORE





Résultat de l'inversion dans le secteur de Radiore. a) Positionnement sur la carte géologique. b) Résultat de l'inversion à 250m de profondeur (noir : contours géologiques; rouge : failles). c) Vue 3D de l'anomalie associable à la mine Radiore 2 (à l'est) et de l'autre anomalie de même ampleur (au sud-ouest).