

Titre: Imagerie des infrastructures souterraines et des cibles d'exploration minérale par les méthodes géoradar, électriques et électromagnétiques
Title:

Auteur: Mamadou Cherif Diallo
Author:

Date: 2023

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Diallo, M. C. (2023). Imagerie des infrastructures souterraines et des cibles d'exploration minérale par les méthodes géoradar, électriques et électromagnétiques [Thèse de doctorat, Polytechnique Montréal]. PolyPublie.
Citation: <https://publications.polymtl.ca/53373/>

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

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/53373/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Li Zhen Cheng
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

et

l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

**Imagerie des infrastructures souterraines et des cibles d'exploration minérale
par les méthodes géoradar, électriques et électromagnétiques**

MAMADOU CHERIF DIALLO

Département des génies civil, géologique et des mines

Thèse présentée en vue de l'obtention du diplôme de *Philosophiæ Doctor*

Génie minéral

Avril 2023

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

et

l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Cette thèse intitulée :

Imagerie des infrastructures souterraines et des cibles d'exploration minérale par les méthodes géoradar, électriques et électromagnétiques

présenté par **Mamadou Cherif DIALLO**

en vue de l'obtention du diplôme de *Philosophiæ Doctor*

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

Gabriel FABIEN-OUELLET, président

Li Zhen CHENG, membre et directrice de recherche

Michel CHOUTEAU, membre et codirecteur de recherche

Éric ROSA, membre et codirecteur de recherche

Tikou BELEM, membre

Fiona DARBYSHIRE, membre externe

DÉDICACE

À mon père, qui fut un soutien inconditionnel.

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord adresser ma gratitude et mes sincères remerciements à ma directrice de recherche Pre Li Zhen Cheng, pour l'encadrement que j'ai reçu d'elle durant ces dernières années. À travers sa disponibilité, ses conseils, les discussions riches et les connaissances qu'elle m'a donné l'opportunité d'acquérir. Au-dessus de tout, son soutien et son humanité ont été des vecteurs pour l'aboutissement de ce projet de recherche. Aucune question n'est bête, mais on devient bête en ne la posant pas, m'avait-elle dit lors de notre première rencontre, dont je me souviendrai toujours. Une fois encore, merci à vous chère professeure.

Je tiens également à remercier mes codirecteurs les professeurs Éric Rosa et Michel Chouteau, avec qui j'ai énormément appris à travers nos discussions enrichissantes. Ces moments étaient souvent à l'origine des déclics et inspirations qui permettaient d'entrevoir les complexités qu'il fallait aborder. Je vous remercie de m'avoir accompagné et soutenu durant toutes ces années.

Ensuite mes remerciements vont à l'endroit des membres du jury les professeur (e) s, Gabriel Fabien-Ouellet, Tikou Belem et Fiona Darbyshire qui ont accepté de consacrer du temps à l'évaluation de cette thèse.

Je tiens à remercier également tous les partenaires industriels qui ont financé les trois projets de recherche qui sont présentés dans cette thèse, il s'agit notamment de SNC-Lavalin, la ville de Rouyn-Noranda, les Mines Agnico Eagle Lte, Glencore, Falco Ressources, Mitacs, le Fond de Recherche du Québec – Nature et Technologie (FRQNT), et plus particulièrement Abitibi Géophysique et son ancien PDG Pierre Bérubé qui ont mis à notre disposition leurs équipements de mesure et leur personnel pour l'exécution des travaux de terrain.

Mes remerciements vont également à mes collègues du groupe Géophysique de l'UQAT : Chong Liu, Xueping Dai et Bahman Abbassi pour leur assistance durant mes travaux de terrain; la collaboration avec vous a été merveilleuse, je vous en remercie.

Pour finir, je tiens à remercier ces personnes sans qui je n'aurais pu être là à cet instant, mon père qui fût une source d'inspiration pour moi, qui m'a transmis ce goût de la recherche du savoir et qui aurait tellement voulu voir l'aboutissement de ce projet; à ma mère et mes frères et sœurs merci pour tout le soutien et l'amour que vous m'apportez à longueur de temps, et enfin mes

amis, toutes ces merveilleuses personnes que j'ai eu à connaître durant ce long parcours universitaire en allant du Maroc au Canada.

À vous toutes et tous, je dis merci infiniment

Mamadou Cherif Diallo

RÉSUMÉ

Cette thèse porte sur l'application des techniques d'imagerie géophysique, plus particulièrement avec les méthodes électriques et électromagnétiques, pour l'identification des infrastructures souterraines et l'exploration des ressources minérales profondes. L'avantage de la plupart des méthodes géophysiques est la capacité à pénétrer le sol de manière non destructive, chaque méthode ayant toutefois sa propre limite de profondeur de détection. Puisque la présente étude visait à la fois les structures proches de la surface (infrastructures souterraines) et celles enfouies profondément (exploration minière), une stratégie combinant multiples méthodes géophysiques et de modélisations numériques est adoptée pour la réalisation.

En premier lieu, les méthodes de géoradar (GPR) et de tomographie de résistivité électrique (ERT) ont été utilisées conjointement pour déterminer la profondeur du socle rocheux, dans le but d'aider à l'installation d'un réseau de conduites d'égouts. Des mesures GPR à différentes fréquences et ERT avec différentes configurations ont été réalisées. Des informations ponctuelles sur le site, comme les descriptions géologiques de forages et la localisation exacte de certaines infrastructures civiles (conduites) sont également intégrées dans notre étude afin de réduire l'ambiguïté dans l'interprétation des observations géophysiques. Les deux techniques géophysiques se sont avérées complémentaires. La haute résolution apportée par le GPR a permis d'identifier les conduites souterraines qui ont servi à calibrer la vitesse de l'onde radar dans le sous-sol. Par ailleurs, la technique ERT a permis de compenser la faible profondeur d'investigation du GPR et de délimiter l'interface dépôts meubles – socle rocheux par la variation de résistivité.

Si dans la première étude la profondeur d'investigation visée était inférieure à 10 m, les infrastructures minières, elles, peuvent se trouver à des centaines de mètres sous terre, donc le défi est encore plus conséquent. À la deuxième étape, les trois techniques (TDEM, ERT et GPR) ont été combinées ensemble, commencé par modélisations numériques afin d'établir la détectabilité de ces anciennes galeries. En considérant les conditions dans lesquelles peuvent se trouver ces infrastructures : vides, remplies d'eau douce ou contaminée par le drainage minier acide, ou remblayées. Une démarche d'utilisation des méthodes de simulation est utilisée pour concevoir les paramètres optimaux des mesures sur le terrain en premier, et ensuite une procédure de validation sur le terrain a été développée. Selon les résultats de simulation, la contribution

potentielle de la méthode TDEM pour détecter les galeries profondes sera possible à des centaines de mètres, à condition qu'elles soient remplies par une eau conductrice ($< 50 \Omega\text{m}$). L'ERT serait plus adaptée pour les galeries vides (résistives) ou remplies par une eau conductrice, mais nécessiterait la transmission d'une forte intensité de courant. Et finalement avec le GPR en forage, on pourrait détecter les galeries si elles se trouvent à une dizaine de mètres au maximum autour du forage. En raison du manque d'instruments de mesure, seules les validations par l'observation de la méthode ERT ont été réalisées à travers des mesures 2D et 3D sur le site des anciennes mines Quemont et Horne à Rouyn-Noranda (Québec, Canada). Les levés 3D réalisés avec un système de mesure permettant la transmission d'un fort courant compris entre 2.5 et 7.6 A, ont permis de détecter des galeries se trouvant à une profondeur de 100 m.

Dans la troisième partie de cette thèse, la problématique de l'exploration des ressources minérales profondes a été abordée. Un protocole de mesure TDEM a été développé à travers le design d'une petite boucle émettrice utilisable dans des galeries souterraines, en effectuant des modélisations numériques des champs primaires et secondaires respectivement transmis par la boucle et induits par les conducteurs représentant les corps minéralisés. Enfin, cette boucle a été testée avec la réalisation de mesures TDEM dans une galerie de la mine LaRonde (Mines Agnico Eagle Lte) localisée à 3 km sous terre. Ces mesures ont été faites en utilisant un récepteur en forage et effectuées dans deux forages disponibles près de la galerie. Ces mesures ont permis la validation du protocole en détectant deux lentilles de sulfures massifs localisées dans la zone de mesure.

ABSTRACT

This thesis focuses on the application of geophysical imaging techniques, specifically with electrical and electromagnetic methods, for the identification of underground infrastructure, and the exploration of deep mineral resources. The advantage of most geophysical methods is the ability to penetrate the ground non-destructively, although each method has its own detection depth limit. Since the present study targeted both near-surface structures (underground infrastructure) and deeply buried structures (mineral exploration), a strategy combining multiple geophysical methods and numerical modeling is adopted for the realization.

First, Ground Penetrating Radar (GPR) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) methods were used together to determine the depth of bedrock to assist in installing a sewer pipe network. GPR measurements with different frequencies and ERT measures with different configurations were performed. Specific site information, such as geological descriptions of boreholes and the exact location of some civil infrastructures (pipes) are also integrated in our study in order to reduce ambiguity in the interpretation of geophysical observations. The two geophysical techniques proved to be complementary. The high resolution provided by GPR allowed the identification of underground pipes, which were used to calibrate the velocity of the radar wave in the subsurface. In addition, the ERT technique compensated for the shallow depth of investigation of the GPR and allowed the delineation of the overburden-bedrock interface by the variation of resistivity.

If in the first study the targeted depth of investigation was less than 10 m, the mining infrastructures can be located hundreds of meters underground, so the challenge is even more consequent. In the second stage, the three techniques (TDEM, ERT, and GPR) were combined together, starting with numerical modeling to establish the detectability of these old galleries. Considering the conditions in which these infrastructures can be found: empty, filled with fresh water, contaminated by acid mine drainage, or backfilled. An approach of using simulation methods is used to design the optimal parameters for field measurements first, and then a field validation procedure was developed. Based on the simulation results, the potential contribution of the TDEM method to detect deep galleries will be possible at hundreds of meters, if they are filled with conductive water. ERT would be more suitable for empty (resistive) or conductive water-filled galleries but would require the transmission of a high current intensity. Finally, with

GPR measures in boreholes, galleries could be detected if they are located at a maximum of 10 meters around the borehole. Due to the lack of measuring instruments, only the ERT method approach was validated by carrying out 2D and 3D measurements on the site of the former Quemont and Horne mines in Rouyn-Noranda (Quebec, Canada). The 3D surveys were carried out with a measuring system that allows the transmission of a high current intensity, ranging from 2.5 to 7.6 A, and allowed the detection of galleries at a depth of 100 m.

In the third part of this thesis, the problem of deep mineral resources exploration has been addressed. TDEM measurement protocol was developed through the design of a small transmitter loop for use in underground galleries, by performing numerical modeling of the primary and secondary magnetic fields respectively transmitted by the loop and induced by the conductors representing the mineralized bodies. Finally, this loop was tested with TDEM measurements in a gallery of the LaRonde mine (Agnico Eagle Mines Ltd) located 3 km underground. These measurements were made using a down-hole receiver in two available boreholes near the gallery. They allowed the validation of the protocol by detecting two massive sulphide lenses located in the zone.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	VI
ABSTRACT	VIII
LISTE DES TABLEAUX.....	XIV
LISTE DES FIGURES.....	XV
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XXIII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 Mise en contexte	1
1.2 Objectifs de la thèse.....	5
1.3 Méthodologie proposée	5
1.4 Contributions originales	7
1.5 Organisation de la thèse.....	8
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE.....	10
2.1 Cadre théorique des méthodes électriques et électromagnétiques.....	10
2.1.1 Équations de Maxwell et lois constitutives	10
2.1.2 Propriétés physiques des roches	12
2.1.3 Ondes EM dans sous-sol	16
2.2 Principes des méthodes.....	17
2.2.1 Tomographie par Résistivité Électrique	17
2.2.2 Géoradar	18
2.2.3 EM en domaine temporel	19
2.3 Modélisation numérique des méthodes électriques et électromagnétiques	20

2.3.1	Modélisation géoradar.....	23
2.3.2	Modélisations TDEM.....	25
2.3.3	Modélisations ERT.....	27
2.4	État de l’art en imagerie électrique et électromagnétique	28
2.4.1	Génie civil	29
2.4.2	Hydrogéologie et géotechnique.....	30
2.4.3	Exploration et géologie structurale profonde	32
2.5	Synthèse.....	34
CHAPITRE 3 ARTICLE 1 - INTEGRATED GPR AND ERT DATA INTERPRETATION FOR BEDROCK IDENTIFICATION AT CLÉRICY, QUÉBEC, CANADA		35
3.1	Abstract.....	36
3.2	Introduction	36
3.3	Location and geology of the study area.....	38
3.4	Methodology.....	40
3.4.1	Data collection.....	40
3.4.2	Data processing	42
3.4.3	Physical properties of materials	43
3.4.4	Velocity estimation	44
3.5	Interpretation	46
3.5.1	Reflection pattern recognition.....	46
3.5.2	Frequency comparison	49
3.5.3	Integrated GPR and ERT interpretation.....	50
3.6	Discussion.....	53
3.7	Conclusion.....	56
3.8	Acknowledgements	56

CHAPITRE 4	DÉFIS DE DÉTECTIONS DES GALERIES MINIÈRES PAR MÉTHODES GÉORADAR, ÉLECTRIQUES ET ÉLECTROMAGNÉTIQUES	57
4.1	Introduction	57
4.2	Approche méthodologique	58
4.2.1	Propriétés physiques.....	59
4.2.2	Modèles conceptuels	61
4.3	Résultats des simulations.....	64
4.3.1	TDEM.....	64
4.3.2	ERT	69
4.3.3	GPR.....	72
4.4	Conclusion.....	74
CHAPITRE 5	ARTICLE 2 - ABANDONED OLD MINE EXCAVATION DETECTION BY ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY	76
5.1	Abstract.....	77
5.2	Introduction	77
5.3	Study area and geological context	79
5.4	Methodology.....	81
5.4.1	Background of the ERT method.....	81
5.4.2	Fieldwork and data processing.....	83
5.5	Inversion results and interpretation	88
5.6	Conclusion.....	96
5.7	Acknowledgements	96
CHAPITRE 6	ARTICLE 3 - TIME DOMAIN ELECTROMAGNETIC SURVEY IN DEEP MINE GALLERIES FOR MINERAL EXPLORATION.....	97
6.1	Abstract.....	98

6.2	Introduction	98
6.3	Method and theoretical background	100
6.4	Primary field optimal parameters	102
6.5	B-field analysis for loop in gallery	107
6.5.1	Conceptual model setting	107
6.5.2	Effect of receiver positions	108
6.5.3	Whole-space modeling	110
6.6	Measurements in deep mine galleries	111
6.7	Conclusion	115
6.8	Acknowledgments	116
CHAPITRE 7	DISCUSSION GÉNÉRALE	117
7.1	Identification du socle rocheux	117
7.2	Détection des galeries minières	117
7.3	Exploration minière profonde	118
CHAPITRE 8	CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	125
RÉFÉRENCES		128

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : propriétés diélectriques (permittivité, vitesse de l'onde radar) des matériaux du sous-sol (Chlaib et al., 2014; Di Prinzio et al., 2010; Reynolds, 2011; Telford et al., 1990).	15
Tableau 2.2 : Algorithmes de modélisation inclus dans Maxwell (Raiche et al., 2007).....	26
Tableau 3.1 : Physical properties of common materials in urban environments (Chlaib et al., 2014; Di Prinzio et al., 2010; Reynolds, 2011; Telford et al., 1990).	43
Tableau 3.2 : Comparison between elevations of the pipes obtained from GNSS and those on the GPR profiles based on a GPR wave velocity of 0.14 m/ns.	44
Tableau 3.3 : Velocity estimation with TWTT and depth to bedrock in boreholes from the theoretical formula of reflection. An average velocity of 0.141 m/ns is obtained which is identical to that obtained using infrastructures.	45
Tableau 3.4 : Depth to bedrock estimated from GPR and ERT data interpretation and from drilling.	48
Tableau 4.1 : Résistivité électrique des matériaux à prendre en compte dans les simulations (Coulibaly et al., 2016; Gómez-Ortiz et al., 2010; Palacky, 1988; Veillette et al., 2005). ...	60
Tableau 4.2 : Conductivité, constante diélectrique relative et perméabilité magnétique (Annan, 2003; Coulibaly et al., 2016; Daniels, 2005).....	61
Tableau 5.1: Data from geotechnical boreholes, indicating the type of bedrock lithologies and some identified old mining stopes.....	81
Tableau 5.2 : Contact resistance values for the different materials at the surface.	83
Tableau 5.3 : Statistics on electrical resistivity measurements.	85
Tableau 6.1: Underground small loop (TX3) dimensions and the number of turns (N).....	105

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Mines les plus profondes à l'échelle de la planète (modifiée de Nguyen & Pham (2019)).	4
Figure 1.2 : Stratégie globale adoptée dans la thèse.	6
Figure 2.1 : Diagram tertiaire montrant l'influence relative de la texture, des grains et du comportement en vrac des propriétés pétrophysiques couramment mesurées (Dentith et al., 2018).	13
Figure 2.2 : Conductivité et résistivité électrique des matériaux du sous-sol (Palacky, 1988).	14
Figure 2.3 : Variation de la vitesse et de l'atténuation dans un milieu en fonction de la fréquence.(Annan, 2003)	16
Figure 2.4 : Exemple de configuration et de séquence de mesures ERT, a) Séquence de mesure 2D avec la configuration Wenner, b) configuration de mesure en 3D.	18
Figure 2.5 : Principe des mesures géoradar, a) acquisition en mode réflexion, b) acquisition en mode tomographie, c) acquisition en point milieu commun CMP. (Modifié de Annan (2003) et Van Der Kruk (2001))	19
Figure 2.6 : Principe de base de la méthode EM en domaine temporel, forme d'onde de courant transmis, force électromotrice et variation du champ secondaire mesuré (Nabighian, 1996).	20
Figure 2.7 : Schéma montrant la procédure des modélisations directes.	21
Figure 2.8 : Exemple de schémas avec les éléments finis.	22
Figure 2.9 : Méthodes de discrétisation possibles en différences finies, a) cas 1D, b) cas 2D et c) cas 3D (Yee, 1966).	23
Figure 2.10 : Exemples d'application des méthodes GPR et ERT Identification du socle rocheux sous des sédiments et des facturations dans l'asphalte, a) identification d'une fracture dans l'asphalte b) socle rocheux sous des débris de roc stratifiés, b) socle rocheux sous des dépôts de tills en milieu nordique, d) identification d'anciennes cavités minières abandonnées. (Bharti et al., 2022; Collins et al., 1989; Krysiński & Sudyka, 2013; Sass, 2007)	30

- Figure 2.11 : Exemples d'applications de la méthode TDEM pour la détection de cavités remplies d'eau et en exploration minière, a) modèle géologique de la cavité, b) résistivité apparente obtenue après modélisation directe, c) identification de structures minéralisées (Xue et al., 2013; Zhang et al., 2020b). 32
- Figure 2.12 : différentes phases du projet recherche..... 34
- Figure 3.1 : Location of Clericy in Quebec province (small map on the left corner of Figure 1a); Streets, geophysical survey lines and boreholes locations (green triangles represent manual boreholes and red lozenges the deeper mobile drillings), known infrastructure and outcropping bedrock (Red Cross). 39
- Figure 3.2 : a) Surface geology and outcrops represented by fine-grained deep-water glaciolacustrine sediments and till deposits; b) bedrock geology dominated by rhyolite (yellow) and andesite (green). 40
- Figure 3.3 Systems for data acquisition, a) PulseEKKO Pro system with integrated GNSS, b) MALA GroundExplorer system with shielded antennas, c) Resistivity data acquisition and configuration used where ABMN represent the electrodes and O the location where a single measurement is made (Cloutier et al., 2015; Coulibaly et al., 2016; Dubois et al., 2011). 41
- Figure 3.4 : Lithology information obtained by manual drilling on Clericy Street, this highlights the dominance of fine materials (clay and silt) but also the presence of sand and gravel. ... 42
- Figure 3.5 : GPR measurements on outcrops; a) on Rivage Street (160 MHz), b) on Clericy Street (450 MHz). There are two different patterns, one formed of banded structures for stratified sediments and the other for the bedrock. The signal is attenuated beyond a depth of 2 m under Rivage Street, but the depth of penetration is deeper compared to the profile carried out on Clericy Street. 46
- Figure 3.6 : Identification of different textures on GPR profiles and correlation with the lithology obtained from manual auger holes on Clericy Street. 47
- Figure 3.7 : GPR profile on Souvenir Street, a) GPR processed profile, b) geological interpretation of the profile. 48
- Figure 3.8 : Resolution comparison between four frequencies used for measurements on the MTQ road, a) 450 MHz, b) 160 MHz, c) 100 MHz, d) 80 MHz. The pipe appears more clearly on

the high frequency profiles (450 MHz and 160 MHz) and less for the low frequencies (100 MHz and 80 MHz). High frequencies offer a better spatial resolution..... 49

Figure 3.9 : Interpreted resistivity section on Rapides Street. Dashed black line separates two media: the upper layer mainly consists of sand, with resistivities $< 500 \Omega.m$, The lower layer represents the bedrock. The bedrock is close to the surface on the ENE side of the profile. 50

Figure 3.10 : GPR and ERT investigations on Clericy Street, a) GPR profile interpretation for 450 MHz antennas, b) resistivity model from smooth 2D inversion. The GPR profile shows the presence of clay over 150m along the profile, marked by the absorption of the signal. The ERT allows a deeper investigation and a better evaluation of the bedrock surface geometry..... 51

Figure 3.11 : GPR and ERT for Rivage Street, a) interpreted resistivity inverted from robust 2D inversion, b) GPR reflection profile for 450 MHz antennas. Bedrock is found at a depth of $>5m$ on average over most of the profile from east to west but very close to the surface ($< 1 m$) for position greater than 195 m. Both profiles show a lateral alternation of clay, sand, and sandy clay between 0 and 195 m..... 52

Figure 3.12 : Estimation of the average depth of the bedrock for the different streets..... 53

Figure 3.13 : GPR and manual logs integrated for Clericy Street. We observe the lateral variation of the materials all along the street, from clays to the bedrock and finally sand and gravel, and materials for backfilling. 54

Figure 3.14 : Image made during excavations on Clericy Street, highlighting a near-surface and undulating bedrock (rhyolite)..... 55

Figure 4.1 : Comparaison des échelles de modélisation des trois méthodes, a) modèle 3D globale montrant les échelles des trois méthodes, b) vue en section XZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation TDEM, c) vue en section XZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation ERT, d) vue en section XZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation GPR, e) vue en section YZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation GPR. 59

Figure 4.2 : Modèle conceptuel utilisé pour la modélisation directe TDEM. 62

Figure 4.3 : Modèles conceptuels pour les simulations ERT et leur maillage. 63

Figure 4.4 : Modèle conception pour les simulations GPR.....	64
Figure 4.5 : Résultats montrant l'effet de la variation de la résistivité de la galerie en considérant le transmetteur à la position Tx1 et le récepteur dans le forage BH4.	65
Figure 4.6 : Résultats des simulations faites pour évaluer la distance latérale de détection en utilisant les forages BH4, BH5, BH6 et le transmetteur à la position Tx1.	66
Figure 4.7 : Comportement de la réponse EM dans le forage BH 4 et selon la position du transmetteur par rapport à la galerie remplie par une eau contaminée de 5 Ω m de résistivité.	67
Figure 4.8 : Comportement de la réponse EM selon la position du forage.	68
Figure 4.9 : Évaluation de l'effet d'une couche de couverture conductrice, a) réponse du modèle sans mort terrain, b) réponse du modèle avec mort terrain.	68
Figure 4.10 : Simulations d'une galerie de remplissage différent, a) model de référence sans galerie, b) galerie vide, c) galerie avec un remblai rocheux, d) galerie remplie d'eau douce, e) galerie remplie avec de l'eau contaminée.	69
Figure 4.11 : Comparaison des formes d'une anomalie créée par la galerie et d'une cavité plus grande, a) modèle géologique pour la modélisation de la galerie, b) modèle de résistivité pour le cas d'une galerie vide, c) modèle géologique renfermant une cavité de grandes dimensions, d) modèle de résistivité pour la grande cavité.....	70
Figure 4.12 : Correction du prolongement anormal de l'anomalie en profondeur en variant le coefficient d'anisotropie, a) modèle de résistivité de la grande cavité pour un coefficient d'anisotropie de 1, b) modèle de résistivité de la grande cavité pour un coefficient d'anisotropie de 100, c) modèle de résistivité de la grande cavité pour un coefficient d'anisotropie de 100, d) modèle de résistivité de la galerie pour un coefficient d'anisotropie de 100.	71
Figure 4.13 : Effet d'une couche de couverture conductrice sur la détectabilité de la galerie vide, a) modèle géologique avec mort terrain et sans galerie, b) modèle de résistivité représentant le scenario avec mort terrain mais sans galerie, c) modèle géologique avec mort terrain et galerie, d) modèle de résistivité représentant le scenario avec mort terrain et galerie.....	72

Figure 4.14 : Résultats des simulations GPR pour une galerie vide, remplie d'eau et d'un remblai, a) résultat du forage BH1 avec une fréquence de 250 MHz, b) résultat du forage BH2 avec une fréquence de 250 MHz, c) résultat du forage BH1 avec une fréquence de 100 MHz.... 73

Figure 4.15 : Effet de variation de la conductivité électrique du milieu encaissant, a) cas d'une conductivité électrique de 10^{-4} mS/m, b) cas d'une conductivité électrique de 10^{-3} mS/m, a) cas d'une conductivité électrique de 10^{-3} mS/m..... 74

Figure 5.1 : Map of the study area with some essential features on-site: study area (black polygon), surface water (blue polygons), areas of tailing deposits (red polygons), geotechnical boreholes (green dots)..... 79

Figure 5.2 : Geology of the study area with some surface key features such as the tailing ponds and the Verglas pit from the former mining extraction process, a) Basement rocks represented largely by andesites and rhyolites, b) Quaternary geology dominated by deep water sediments west and center, and lacustrine sediments east. (Modified from the SIGEOM online database (SIGEOM, 2021)). 80

Figure 5.3 : Contact resistance surveys at three sites and location of the 2D ERT line. The resistance was measured on dry and wet tailings, soil mixed with gravel and coarse gravel, representing the most common types of material on the mining site..... 83

Figure 5.4 : FullWave IP-Resistivity system and measurements location. The main components of FullWave system are shown in the upper left corner. The current transmitter system is composed of the I-FullWaver, a transmitter (Terrascope), a generator and two transmitting electrodes (A and B). A set of receivers (V-FullWaver) connected to three local electrodes P1, P2 and P3. The location of those receivers and of the mobile current electrode (A) within two 3D survey areas are presented inside of rectangles. The surface waters are mapped to highlight the need for an irregular grid. 86

Figure 5.5 : Flow chart of the preprocessing steps applied on the raw data collected with the FullWave IP-Resistivity system (Iris instrument), and creation of a single file data for inversion using ERTLab Studio. 87

Figure 5.6 : Recorded current and difference of potential for the RX25, a) Visual inspection of the two injection points in a whole recording time survey, b) Current waveform of the first

injection point I1, c) recorded potential difference in channel 1 for the RX25 showing low ambient noise level and readings of measured potential during the injection, d) recorded difference of potential in channel 2 showing the same observation as channel 1..... 88

Figure 5.7 : Resistivity models for Dipole-dipole and Schlumberger carried out at the same location in Zone 1 showing the same pattern in terms of anomalies: a) profile with the Dipole-dipole array, b) profile with the Schlumberger array, c) sensitivity profile for the Dipole-dipole array, d) sensitivity profile for the Schlumberger array, e) geological interpretation of the Dipole-dipole resistivity section..... 89

Figure 5.8 : 3D resistivity survey results for Zone 1. The effect of the starting resistivity model can be assessed as an initial resistivity of 41 Ωm that underestimates the resistivity of the final model..... 91

Figure 5.9 : 3D resistivity survey results for Zone 1, initial resistivity of 1500 Ωm showing more realistic resistivity of the final model which helps identify five anomalies associated with existing old mine stopes. 92

Figure 5.10 : Interpretation of the geophysical measurements with help of borehole information in Zone 1: a) geological cross-section generated by the borehole information and correlation with the geophysical inversion results, b) section DD' extracted from the ERT inversion results from the data collected with the FullWave Resistivity-IP System, c) Dipole-dipole profile collected with the Syscal Pro Switch..... 93

Figure 5.11 : Result of the inversion of the data collected on Zone 2. Three anomalies can be identified, two (G1 and G2) described as probable galleries and the other as unknown structure (L). a) 3D view of the resistivity model, b) section XZ of the anomalies, c) plan view (XY) showing the direction NE-SW of the galleries, d) section YZ through the direction of G1, e) section YZ through G2. 94

Figure 5.12 : Extraction of the volumes of the different anomalies obtained from the 3D surveys and validation of the identified structures with known information of the site, a) Zone 1 anomalies identified as the old mine stopes (resistivities greater than 10000 Ω) with the main structure (C1-C2-C3) matching the direction of the location of the stopes on the surface map, b) Zone 2 anomalies (resistivities ranging from 5000 Ωm to 6500 Ωm) showing two probable galleries and an unknown L-shaped structure. 95

- Figure 6.1: Global view of the TDEM method, a) different configurations of TDEM showing the possibility of surveys from the air, the ground, and in a deep gallery, b) Principle of the TDEM method..... 101
- Figure 6.2: Overview of the strategy for the development of TDEM measurements in deep mine galleries. 102
- Figure 6.3: Intensity of the primary field calculated for a single current value (30 A) and 1 turn of wire for the loop, a) surface large loop of 2000 m by 2000 m, b) deep small loop of 5 m by 250 m, c) deep small loop of 5 m by 500 m, d) deep small loop of 5 m by 1000 m..... 103
- Figure 6.4: Primary field of a large loop on surface compared to that of a small loop in the gallery by varying the number of turns, a) large loop on surface with 1 A and 1 turn, b) small loop in gallery with a current of 1 A and 1 number of turn, c) small loop in gallery with a current of 1 A and 30 turns. 104
- Figure 6.5: Section view of the primary magnetic field strength for a deep small loop of 5 m by 500 m with 5 turns and definition of the suitable direction of the loop with respect to the area to be investigated, a) identification of the non-optimal areas with high decrease of the primary field, b) identification of the optimal direction of the primary field. 105
- Figure 6.6: Ratio between the primary fields of the large surface loop and small loops in the gallery by varying the small loop length and the number of turns, with a current of 30 A. 106
- Figure 6.7: Conceptual model setting for the secondary magnetic field modeling, a) 3D model showing the location of conductors and the Line 3 in the gallery, c) visualization of the gallery and a small loop (Tx3) configured within it, c) section view of five conductor locations and three designed boreholes. 107
- Figure 6.8: Detection depth for a survey line in the gallery, a) simulated B-field for an initial model without conductor, b) strong effect of the conductor at position C1 is detected on the B-field, c) B-field of the conductor at position C2 showing higher intensity than C1, d) similar B-field for the conductor at C3 and the initial case meaning no effect of the conductor is detected. 108
- Figure 6.9: Detection depth for a survey line in the borehole, and effect of the borehole location in the EM response. 109

Figure 6.10: Whole-space conductors B-field modeling with Rx located in the gallery, a) conductor above (C5) the (Tx-Rx), b) conductor below (C1) the (Tx-Rx), c) conductors simultaneously above and below (C1 & C5) the (Tx-Rx).	111
Figure 6.11: Borehole location and two known mineralization identified at the LaRonde mine, and the current waveform used for the measurements.	112
Figure 6.12: Interpretation of the A-component for the measures in borehole BH97 and BH93.	113
Figure 6.13: Interpretation of the two others component of the measures in BH97. a) U-component for the B-field in BH97, a) V-component of the B-field in BH93.	113
Figure 6.14: New conceptual model setting for the field data analysis, a) 3D model showing the mineralized structures (Zone 6 and Zone 19-20), b) zoom on the Tx and the gallery, c) section YZ of the 3D model, d) transversal section of the gallery.	114
Figure 6.15: Comparison between the field data and the forward modeling data, a) field data measured in BH97, b) modeled B-field for Zone 6 and Zone 19-20, c) modeled B-field for Zone 19-20 after removing Zone 6.	115
Figure 7.1 : Exemple d'application de la méthode GPR pour la délimitation des contours de sulfures massifs (Bellefleur & Chouteau, 2001).	121
Figure 7.2 : Démarche de définition d'un protocole pour l'estimation des réserves minérale en utilisant les méthodes géophysiques.	122
Figure 7.3 : Exemple de reconstitution volumique d'anomalie après inversion (Liu, 2021).	124
Figure 7.4 : Calcule des réserves à travers les méthodes géophysiques.	125

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

A	Ampère
AGC	Contrôle Automatique du Gain (Automatic Gain Control)
A/m	Ampère par mètre
$\vec{B}$	Champ magnétique induit
c	Célérité de la lumière dans le vide
CMP	Point Milieu commun (Common Mid Point)
CSAMT	Controlled Source Audio-Magnetotellurics
$\vec{D}$	Vecteur induction électrique
dB/m	Décibel par mètre
dB/dt	Variation du champ magnétique dans le temps
d_{meas}	Données mesurées
d_{calc}	Données calculées
DC	Courant Continu
DMA	Drainage Minier Acide
DRA	Drainage Rocheux Acide
$\vec{E}$	Champ électrique
EM	Électromagnétisme (ElectroMagnetic)
emf	Force électromotrice
ERT	Tomographie de Résistivité Électrique (Electrical Resistivity Tomography)
FDEM	Électromagnétisme en domaine fréquentiel (Frequency Domain ElectroMagnetic)
F/m	Farad par mètre
FWI	Full Waveform Inversion
GHz	Giga Hertz

GPR	Ground Penetrating Radar
GPS	Système de Positionnement Global (Global Positioning System)
GNSS	Global Navigation Satellite System
$\vec{H}$	Induction magnétique
H/m	Henry par mètre
i	le nombre imaginaire
I	Intensité du Courant
$\vec{J}$	Vecteur densité de courant
K	Facteur géométrique
km	Kilomètre
L2	Norme L2
m	Mètre
mS/m	Milli siemens par m
m/ns	Mètre par nano seconde
mV	Millivolt
MHz	Méga hertz
MTQ	Ministère des Transport du Québec
PML	Perfectly Matching Layer
q	Charges totales
Qf	Facteur de Qualité
Rx	Récepteur
S/m	Siemens par mètre
TWTT	Temps aller-retour (Two-way Travel Time)
TDEM	Time Domain ElectroMagnetic (Électromagnétisme en domain temporel)

TLERT	Time-Lapse Electrical Resistivity Tomography
Tx	Transmetteur
V	Potentiel électrique / Vitesse / Volt
Va	Vitesse moyenne
VMS	Volcanogenic Massive Sulphide
W_d	Coefficient de pondération
α	Atténuation
ρ	Densité volumique de charges / Résistivité électrique
ρ_a	Résistivité apparente
ε	Permittivité électrique
ε_0	Permittivité électrique du vide
ε_r	Permittivité électrique relative
π	Pi (3.14)
δ	Fonction de Dirac
σ	Conductivité électrique
μ	Perméabilité magnétique
μ_r	Perméabilité magnétique relative du milieu
μ_0	Perméabilité magnétique dans le vide.
Φ	Écart entre les données mesurées et calculées
$\Omega.m$	Ohm-mètre
ω	Pulsation ou vitesse angulaire

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

L'investigation de la structure interne de la Terre revêt une importance capitale pour les projets civils, environnementaux, ou ceux orientés vers l'exploration des ressources minérales. Pour connaître à la fois la composition et la structure interne du sous-sol, on utilise généralement deux types de méthodes de reconnaissance. Les méthodes directes, aussi appelées méthodes destructives, regroupent l'ensemble des techniques qui mettent l'opérateur en contact direct avec le matériau à étudier (reconnaitances géotechniques, sondages carottés, etc.). Les méthodes indirectes ou méthodes non-destructives se font à l'aide d'un système de mesure pouvant être placé dans un trou de forage, au-dessus ou à la surface de la terre. Ces techniques de reconnaissances non-destructives permettent de déduire les propriétés physiques et la nature des matériaux qui constituent le sous-sol à partir des phénomènes physiques qui leurs sont associés. Parmi ces méthodes géophysiques, il y a les méthodes électriques comme la tomographie par résistivité électrique (ERT), et les méthodes électromagnétiques (EM) qui sont composées par la méthode du géoradar utilisant des ondes EM à hautes fréquences (10 MHz à 4 GHz) et les méthodes de prospection EM à basse fréquence en domaine fréquentiel (FDEM) ou en domaine temporel (TDEM). À partir de ces techniques, il est possible de procéder à une imagerie du sous-sol permettant d'identifier divers types de cibles d'exploration, présentant des contrastes de propriétés électriques et se trouvant à une profondeur donnée.

Les méthodes géophysiques sont conçues pour étudier l'intérieur de la Terre, mais la question clé est de savoir jusqu'où chaque méthode peut atteindre avec une résolution spatiale de détection satisfaisante. Le géoradar communément appelé GPR (Ground Penetrating Radar) est une technique d'imagerie à haute résolution, utilisée pour les investigations de proche surface. Son application peut aller d'une échelle centimétrique, voire millimétrique pour les investigations en génie civil (bâtiments, ponts, routes...), à une échelle métrique, notamment pour des études géologiques, environnementales, identification d'infrastructures souterraines, et bien d'autres domaines. En général, elle est très limitée en termes de profondeur d'investigation (une dizaine de mètres) sauf en contexte nordique où elle peut atteindre une profondeur de 50 m à une centaine de mètres pour les investigations des glaciers (Daniels, 2005), dans les matériaux peu conducteurs électriquement. La faible profondeur d'investigation du géoradar peut s'expliquer

par le fait que les ondes radar soient fortement atténuées par l'absorption des matériaux qui ont une conductivité électrique élevée, ou saturés en eau. Pour pallier cette limite, on peut adjoindre à la méthode géoradar, des mesures de résistivité électriques, qui permettent d'avoir une profondeur d'investigation plus élevée que le géoradar, mais aussi d'explorer les zones où il y a présence de matériaux conducteurs qui empêchent le géoradar de voir au-delà de ces formations.

En génie civil, l'identification de la profondeur du socle rocheux est importante, que ce soit pour le choix des fondations des structures à bâtir ou pour planifier les excavations de terrain, dont la profondeur cible est de quelques mètres, voire moins de 10 m. Par exemple, pour les excavations, dans le cas de roches meubles comme des argiles, elles peuvent se faire à l'aide d'une pelle mécanique; alors que s'il s'agit de formations dures (socle rocheux), on utilise des explosifs. L'utilisation de l'une ou l'autre engendre de différents coûts, donc la connaissance de la structure du sous-sol et de la répartition des roches dans l'emprise du projet est de grande importance. Dans le contexte industriel, on utilise présentement des forages géotechniques pour établir la profondeur du socle rocheux et conséquemment l'épaisseur de la couche argileuse. Cette méthode traditionnelle est coûteuse et offre une information spatiale discontinue. Elle ne permet donc pas de déceler des variations brusques du relief rocheux, ce qui se traduit par une conception déficiente.

D'un autre côté, il faut également s'assurer de ne pas endommager les infrastructures souterraines (lignes électriques, conduites, etc.) déjà existantes sur site lors des excavations. Pour répondre à ces défis, les méthodes d'imageries géophysiques peuvent s'avérer très utiles, avec notamment le GPR et l'ERT. Elles peuvent cartographier le relief rocheux et identifier les infrastructures civiles de façon continue dans l'espace, tout en offrant une image à haute résolution spatiale du sous-sol. Malgré l'avancement des connaissances sur les images GPR en ce qui concerne la cartographie des milieux sédimentaires (Neal, 2004), aussi pour l'identification des réseaux de fracturations en faisant des mesures GPR dans les forages (Olsson et al., 1989), l'interprétation des images GPR représente toujours un défi à révéler afin d'élargir ses applications, et de pouvoir l'utiliser dans des projets de grande envergure.

Quand la profondeur cible est de l'ordre d'une dizaine, voire une centaine de mètres, les défis deviennent en plus importants. Surtout pour des situations où il y a d'épaisses couches de dépôts meubles, ou que les infrastructures à explorer se trouvent à de grandes profondeurs comme les

anciennes galeries minières abandonnées, ce qui nécessitent des nouveaux avancements dans l'application de ces méthodes d'exploration. Une évaluation de la pertinence d'utilisation de la méthode géoradar (GPR) avec des mesures dans ou entre des forages, ou surface-forage a été effectuée par modélisation numérique dans le cadre de cette thèse, pour le potentiel de détection des galeries en profondeurs ainsi que la délimitation des zones minéralisées (Zhou & Fullagar, 2001). Alors que pour l'ERT, le défi majeur pour son application dans l'exploration des anciennes galeries minières est la petite dimension de ces infrastructures (de l'ordre de 5 m * 5 m en section transversale) et la diminution de la résolution spatiale de l'ERT avec la profondeur. Elle s'est avérée très utile pour la détection de cavités se trouvant à de faibles profondeurs, généralement inférieure à 50 m (Martínez-Pagán et al., 2013; Pánek et al., 2010; Zhu et al., 2011). Des études réalisées à des fins géologiques ont permis d'atteindre des centaines de mètres de profondeur (Mazzini et al., 2021; Pucci et al., 2016; Rizzo & Giampaolo, 2019; Sapia et al., 2021). Dans ces derniers cas, le problème de résolution ne se pose pas à cause notamment des grandes dimensions des structures explorées (bassins géologiques, réseau de failles régionales). Donc l'utilisation de la méthode ERT pour la détection des galeries minières abandonnées nécessitera de trouver le meilleur compromis entre la résolution et la profondeur d'investigation visée. Afin d'accroître cette profondeur d'investigation, surtout quand celle-ci est de l'ordre de 600 m comme le cas de certaines galeries minières abandonnées des anciennes mines Horne et Quemont qui se trouvent à Rouyn-Noranda, la méthode électromagnétique en domaine temporel (TDEM) peut être une option pour leur détection, complémentaire aux méthodes géoradar (GPR) et électrique (ERT). Cette méthode est particulièrement utile pour la détection des objets conducteurs. Son principal avantage est la profondeur de détection qui est supérieure à celle de la résistivité électrique et de facto celle du géoradar. L'adéquation de cette méthode TDEM pour la détection de ces infrastructures repose sur le fait que la résistivité électrique des roches du socle soit très élevée ($> 3000 \Omega.m$) par rapport à celle de l'eau ($< 100 \Omega.m$) que peut contenir dans certains cas ces galeries abandonnées. Si de plus, ces galeries souterraines sont remplies par des eaux acides, et donc très conductrices électriquement à cause du processus lié à l'oxydation des sulfures, dont notamment le drainage minier acide (DMA) ou drainage minier rocheux (DMR). Dans ces conditions, ces eaux se comporteront donc comme des conducteurs dans un champ électromagnétique produit, et donc détectables par la méthode TDEM.

À part des infrastructures proches ou loin de la surface, la problématique d'extension des ressources découvertes ou l'exploration de nouvelles ressources en grande profondeur est un autre défi actuel pour l'industrie minière. Présentement, l'industrie minière est confrontée après de longues années d'exploitation, à une raréfaction des ressources minérales peu profondes. Prenons l'exemple de la mine LaRonde, où l'on exploite des minéralisations qui se trouvent à une profondeur de 3 km et de certaines autres mines dans le monde (Figure 1.1), il est très improbable de pouvoir détecter des gisements miniers au-delà de ces profondeurs avec les méthodes géophysiques conventionnelles à la surface du sol. Cette situation impose le développement de nouvelles techniques d'exploration, ou l'adaptation de celles qui existent déjà afin de pouvoir explorer de profondeurs beaucoup plus grandes, comme la méthode électromagnétique en domaine temporel (TDEM).

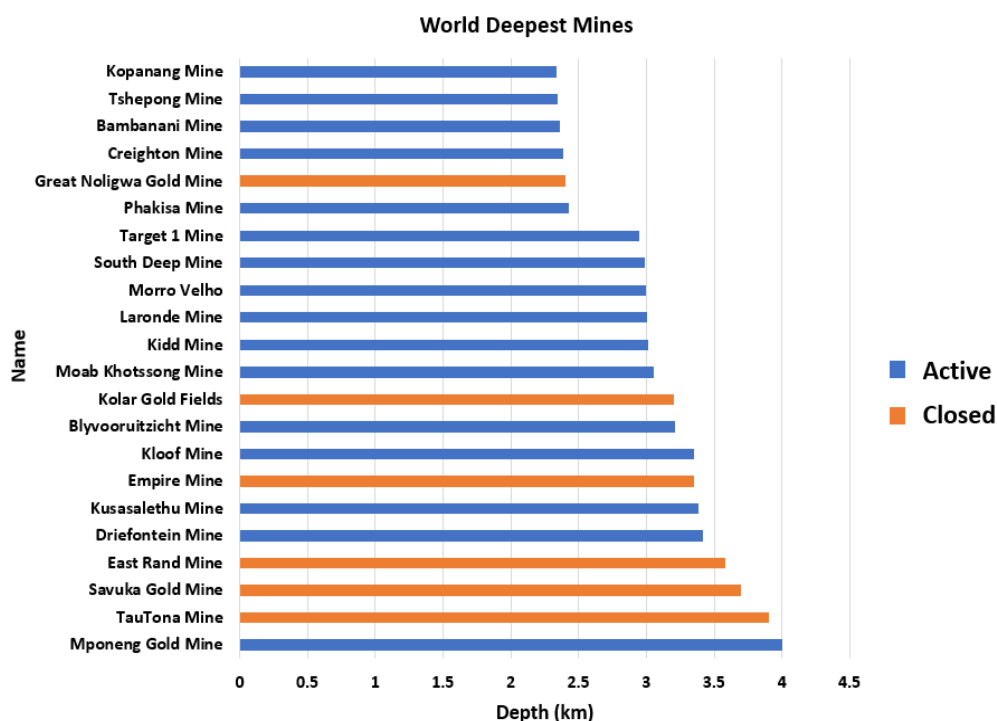


Figure 1.1 : Mines les plus profondes à l'échelle de la planète (modifiée de Nguyen & Pham (2019)).

Parmi une large panoplie de systèmes de mesure (InfiTEM, ProTEM, UTEM, SkyTEM, MegaTEM, VTEM, etc), la profondeur d'investigation est inférieure à 1 km pour les mesures faites au-dessus ou sur le sol, et moins de 2 km pour les mesures en forage à partir de la surface.

Donc pour aller à plus de 3 km il faudra trouver une nouvelle approche de mesure. Pour ce faire, l'idée d'un système de mesure entièrement configuré dans les galeries profondes a été proposée. Cependant, avant d'effectuer toute mesure, il faudra s'assurer de son efficacité, et surtout mettre en évidence les avantages de cette configuration par rapport à celles qui existent déjà, ce qui nécessite des modélisations numériques.

1.2 Objectifs de la thèse

L'objectif principal de ce projet recherche se rapporte aux reconnaissances géologiques du sous-sol par méthodes électriques (ERT) et électromagnétiques (GPR et TDEM) pour les investigations proches surface, semi-profondes et l'exploration minière profonde. Pour ce faire, les objectifs spécifiques sont définis ci-dessous.

OS1 : Établir une méthodologie pour l'identification des formations géologiques, et plus particulièrement la détermination de la profondeur du socle rocheux sous une couverture de sédiments hétérogènes à partir des méthodes géoradar (GPR) et électriques (ERT).

OS2 : Évaluer les défis liés à l'exploration et à la détection d'anciennes galeries minières avec les méthodes électriques et électromagnétiques, et ultimement proposer un cas pratique de détection avec au moins l'une des méthodes géophysiques mentionnées.

OS3 : Définir dans quelle mesure l'utilisation d'une petite boucle émettrice en galerie pourrait être plus avantageux qu'une grande boucle en surface dans l'optique de l'exploration des ressources minérales profondes avec la méthode électromagnétique en domaine temporel (TDEM).

OS4 : Établir une démarche de mesure TDEM en galerie profonde et valider la faisabilité du concept à travers une campagne de terrain sur un site minier.

1.3 Méthodologie proposée

Afin d'atteindre les objectifs de recherche définis précédemment, la stratégie établie sur la Figure 1.2 sera conduite. Elle se subdivise en trois étapes qui sont :

➤ Modélisations directes et le design des mesures

Dans cette première étape, il s'agira de réaliser des modélisations numériques directes pour définir les paramètres de mesures géophysiques. La modélisation est aussi un outil d'aide dans

l'interprétation des résultats de mesures après que les données sont traitées. Cette étape sera faite pour l'atteinte des objectifs spécifiques (OS2 à OS4), notamment pour la détection des galeries minières abandonnées et l'exploration des ressources minérales profondes, car il est important de prouver la faisabilité des méthodes géophysiques choisies et de prédéfinir les paramètres optimaux pour un fonctionnement efficace sur le terrain. Donc, par modélisations numériques, l'applicabilité des méthodes TDEM, ERT et GPR pour la détection des anciennes galeries minières abandonnées (OS2) a été évalué, en énumérant certaines conditions à remplir lors des travaux de mesure sur le terrain. Ensuite, les modélisations numériques des champs électromagnétiques primaires et secondaires ont aidé à planifier un essai TDEM destiner à l'exploration les ressources minérales profondes à partir des galeries souterraines (OS3 et OS4).

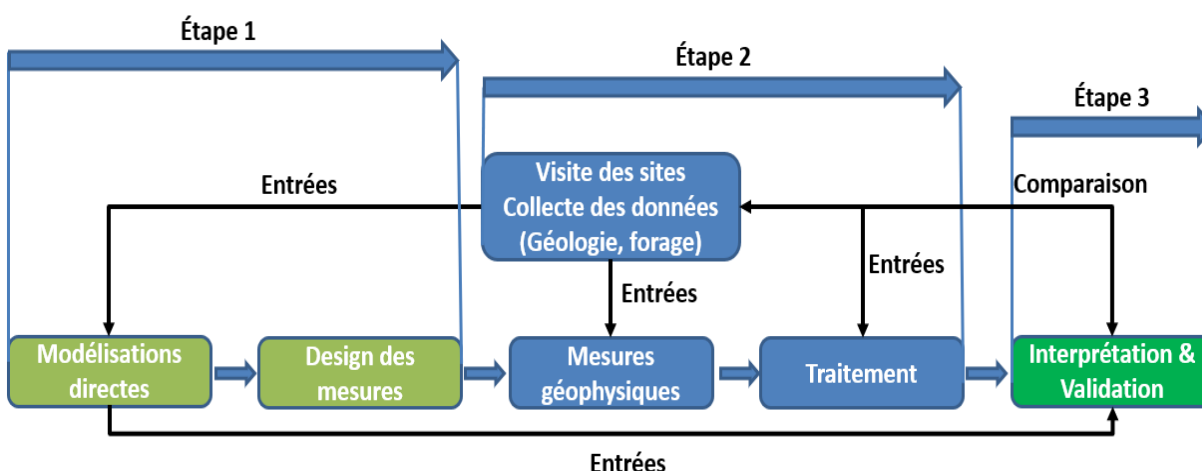


Figure 1.2 : Stratégie globale adoptée dans la thèse.

➤ Collecte, traitement des données

Dans cette deuxième étape, il a été question d'effectuer une visite des trois sites qui ont servi comme sites tests. Pour, dans un premier temps, acquérir toute information qui permettrait de planifier les mesures, mais aussi collecté tout type de données (forage, géologie, infrastructures civiles et minières, etc.) disponibles. Cette visite peut être faite simultanément avec l'étape une, et donc ces données ainsi recueillies peuvent servir à raffiner les modélisations numériques et le design des mesures. À la suite des visites de site et du design des mesures, des campagnes de mesures géophysiques ont été effectuées. Dans un premier temps, des mesures géoradar (GPR) et électriques (ERT) ont été effectuées afin d'identifier la profondeur du socle rocheux à Cléricy (OS1), qui serviront à la planification des excavations nécessaires au projet d'installation de

conduites d'égouts. Ces mesures ont été par la suite traitées avec le logiciel *Reflexw* pour les données GPR et *Res2DINV* pour les données ERT en intégrant une correction topographique. Ensuite dans le projet de détection des anciennes galeries minières abandonnées par les exploitations antérieures des mines Quemont et Horne à Rouyn-Noranda (OS2), des mesures ERT ont été réalisées avec le système FullWaver qui permettait de répondre à certains préalables établis dans l'étape précédente (modélisation numérique); mais aussi de contourner des contraintes logistiques comme l'impossibilité d'effectuer des mesures 3D avec des grilles régulières, à cause de la présence des eaux stagnantes à la surface de certaines zones du site. Ces mesures ERT ont été traitées avec le logiciel *ERTLab Studio*. Finalement, dans le cas de l'exploration des ressources minérales profondes (OS3 et OS4), des mesures TDEM ont été effectuées dans la mine LaRonde, à 3 km sous terre afin de tester le design de la petite boucle émettrice effectué dans l'étape une, et ont été traitées dans le logiciel *Maxwell*.

➤ **Interprétation et validation**

Vu que dans chacun des projets qui ont été abordés à travers les objectifs spécifiques impliquait une composante de mesures géophysiques sur le terrain, cette dernière étape qui consiste à l'interprétation et à la validation de ces observations de terrain était nécessaire. Donc pour ce faire, les travaux de modélisations numériques et informations collectées sur le site (forage, géologie, infrastructures civiles et minières, etc.) ont servi comme références pour l'interprétation et la validation des différentes démarches proposées.

1.4 Contributions originales

L'originalité des travaux recherches présentés dans cette thèse repose tout d'abord à intégrer la théorie et la pratique des méthodes d'exploration électriques et électromagnétiques. Notamment, en visant trois profondeurs d'investigation, la proche surface (< 10 m), le semi-profond (< 1 km) aux grandes profondeurs (> 3 km), une combinaison de la modélisation numérique et des mesures géophysiques sur le terrain illustre la stratégie des réalisations. Les principaux accomplissements sont les suivants :

- À travers l'intégration de données géoradar (GPR), électriques (ERT) et géologiques, une procédure d'identification lithologique a été définie, qui a servi à la planification des excavations dans un projet de construction de conduites d'égouts. Ce développement a

fait l'objet d'une publication dans la revue *Engineering Geology* (Diallo et al., 2019b), et constitue le chapitre 3 de cette thèse.

- L'investigation et le développement d'une démarche pour la détection des anciennes galeries minières profondes par les méthodes de tomographie de résistivité électrique (ERT) et électromagnétiques (TDEM et GPR). Cette étude a fait l'objet d'une publication d'un article à la revue *Engineering Geology* et constitue le chapitre 5 de la présente thèse.
- Le développement et la validation d'une démarche de mesure TDEM dans les galeries minières afin d'explorer les gisements profonds se trouvant à plus de 3 km sous terre. Cette partie a fait l'objet d'un article de conférence qui a été présenté lors de l'IUGG 2019 (International Union of Geodesy and Geophysics) sous forme de poster (Diallo et al., 2019a), d'une contribution dans un article qui a fait l'objet d'une publication dans *Recorder of Canadian Society of Exploration Geophysicists* (Cheng et al., 2020), et d'un article qui a été soumis à *Natural Resources Research* mais aussi incorporé dans cette thèse au chapitre 6.

1.5 Organisation de la thèse

Cette thèse est composée de sept chapitres dont le présent chapitre 1 est l'introduction générale, qui est destinée principalement à définir la problématique de la recherche et présenter les objectifs de recherche.

Le chapitre 2 est une revue de la littérature. Il contient une présentation du cadre théorique des méthodes de prospection électriques et électromagnétiques, qui repose sur les équations de Maxwell et des lois constitutives qui les accompagnent. Ce chapitre présente aussi l'état de l'art de l'imagerie du sous-sol par ces techniques de prospection, et la problématique de l'exploration des ressources minérales profondes.

Le chapitre 3 présente une étude montrant l'utilisation conjointe des méthodes d'imagerie de résistivité électrique (ERT) et géoradar (GPR), pour la détermination de la profondeur du socle rocheux afin de planifier les excavations d'un projet d'installation de conduites d'égouts.

Le chapitre 4 contient une étude dans laquelle des modélisations directes ont été effectuées, dans le but de mettre en évidence les défis liés à la détection des galeries minières abandonnées, en se servant des méthodes électriques et électromagnétiques.

Le chapitre 5 présente une étude de cas de la détection des excavations minières (chantiers miniers, galeries) par la technique d'imagerie électrique. Un système récent de mesures électriques (FullWave) a été utilisé, et a permis d'augmenter la profondeur d'investigation par rapport au système Syscal très utilisé dans l'industrie, à travers la transmission d'un courant plus grand.

Le chapitre 6 présente une étude montrant le design d'une configuration de mesures TDEM dans les galeries profondes. À travers les modélisations directes des champs magnétiques primaire et secondaire, les paramètres optimaux d'une telle configuration ont été définis. Ensuite, une validation du design proposé a été réalisée à une profondeur de 3 km à la mine LaRonde.

Le chapitre 7 présente une discussion générale de l'ensemble des travaux de recherche que constitue cette thèse.

Finalement, la conclusion générale dresse les perspectives des résultats obtenus et recommandations pour de futurs travaux afin de continuer les études amorcées dans la présente thèse.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Cadre théorique des méthodes électriques et électromagnétiques

2.1.1 Équations de Maxwell et lois constitutives

Les fondements théoriques qui expliquent les méthodes électromagnétiques reposent sur les équations de Maxwell. Ces équations développées par Maxwell en se basant sur les travaux réalisés par Faraday, Ampère, Coulomb et Gauss pour établir les quatre équations qui définissent les interactions entre le champ électrique et le champ magnétique.

Maxwell - Faraday

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (2.1)$$

Maxwell - Ampère

$$\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J} \quad (2.2)$$

Maxwell - Coulomb ou loi de conservation des charges électriques

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \quad (2.3)$$

Maxwell - Gauss ou loi de conservation du flux magnétique

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.4)$$

Les vecteurs et paramètres présents dans ces équations sont :

Le vecteur $\vec{E}$ représente le champ électrique;

Le vecteur $\vec{B}$ représente l'induction magnétique;

Le vecteur $\vec{H}$ représente le champ magnétique;

Le vecteur $\vec{D}$ représente l'induction électrique, et aussi connu sous le nom de vecteur déplacement du courant électrique;

Le vecteur $\vec{J}$ représente la densité de courant;

Et ρ et q étant respectivement la densité volumique de charge et les charges totales contenues dans un volume donné.

Les équations (2.1) et (2.2) montrent l'interaction entre champ électrique et champ magnétique. La première repose sur la loi de Faraday, qui stipule que la variation d'un flux magnétique (B) dans le temps engendre un champ électrique (E) qui tourne autour de B . La deuxième explique comment la densité de courant (J) ou la variation d'un flux électrique (D) dans le temps peut engendrer un champ magnétique (H) en rotation. Dans le cas des deux dernières équations (2.3) et (2.4), elles montrent respectivement que le flux électrique (D) est dû à l'existence d'une densité de charge et que le flux magnétique est nul sur une surface fermée. Ces équations sont décrites plus en détail dans (Annan, 2003; Nabighian, 1988). Sous cette forme, elles sont de premier ordre et ne sont pas couplées; pour ce faire, les relations constitutives (2.5), (2.6) et (2.7) ont été introduites. En plus de les coupler, elles vont également permettre de les réécrire en fonction uniquement des deux champs (Ward & Hohmann, 1988). Ces relations constitutives permettent de déterminer les liaisons qui existent entre les propriétés physiques des matériaux et les champs électromagnétiques appliqués (Bouchedda, 2010). Ces propriétés physiques sont entre autres, la perméabilité magnétique, la permittivité électrique et la conductivité électrique.

La loi d'Ohm (2.5) donne la relation entre la conductivité électrique (ou la résistivité électrique) et le champ électrique. La conductivité électrique exprime la capacité de la matière à mettre en mouvement des charges électriques libres sous l'effet d'un champ électrique (West & Macnae, 1991).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \text{ ou } \vec{E} = \rho \vec{J} \quad \text{avec} \quad \left(\sigma = \frac{1}{\rho} \right) \quad (2.5)$$

Où ρ ($\Omega.m$) et σ (S/m) sont respectivement la résistivité et la conductivité électrique.

La deuxième relation (2.6) est celle qui met en liaison le déplacement des charges électriques et le champ électrique. Dans cette équation, c'est la permittivité diélectrique du milieu traversé par le champ qui entre en jeu.

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.6)$$

Où ε est permittivité diélectrique dont sa valeur dans le vide est $\varepsilon_0 = (1/36\pi) * 10^{-9}$ F/m.

La dernière relation constitutive (2.7) à mentionner est celle qui fait intervenir la perméabilité magnétique du milieu, elle permet de mettre en relation le vecteur induction magnétique et le champ magnétique.

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.7)$$

Où μ est la perméabilité magnétique et sa valeur dans le vide $\mu_0 = 4\pi * 10^{-7}$ H/m.

2.1.2 Propriétés physiques des roches

L'interprétation des observations géophysiques est basée sur les connaissances des propriétés physiques des roches qui font le lien avec l'implication géologique. Ces propriétés dépendent de la nature des roches, mais aussi d'autres paramètres comme la porosité et la texture. Donc selon le type de roche, on peut avoir différents facteurs qui peuvent influencer les propriétés physiques des roches. Il existe trois grandes familles qui sont les roches sédimentaires, ignées et métamorphiques. Ces roches sont généralement hétérogènes, et cette hétérogénéité est encore plus marquée lorsque la roche est poreuse ou fracturée et que ses pores contiennent des fluides. En général, la porosité ou la fracturation, la minéralogie, la présence de fluides et la texture interne de la roche influencent les propriétés physiques de la roche (Schön, 2015). Sur la figure 2.1, on montre quelques propriétés physiques des roches qui sont importantes en géophysique comme la résistivité électrique qui dépend aussi de la minéralogie, de la porosité, du degré de saturation et des propriétés du fluide que contient la roche.

➤ Perméabilité magnétique

La perméabilité magnétique décrit la capacité du milieu à être magnétisé en présence d'un champ électromagnétique. Comme on l'a montré ci-dessus, cette propriété met en relation l'intensité du champ électromagnétique primaire et le lieu où les conducteurs se trouvent. Elle constitue la base de la méthode magnétique en géophysique, mais souvent utilise la susceptibilité magnétique qui dérive de l'aimantation du milieu.

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \quad (2.8)$$

Où μ_r est la perméabilité magnétique relative (2.8) du milieu et μ_0 la perméabilité magnétique dans le vide.

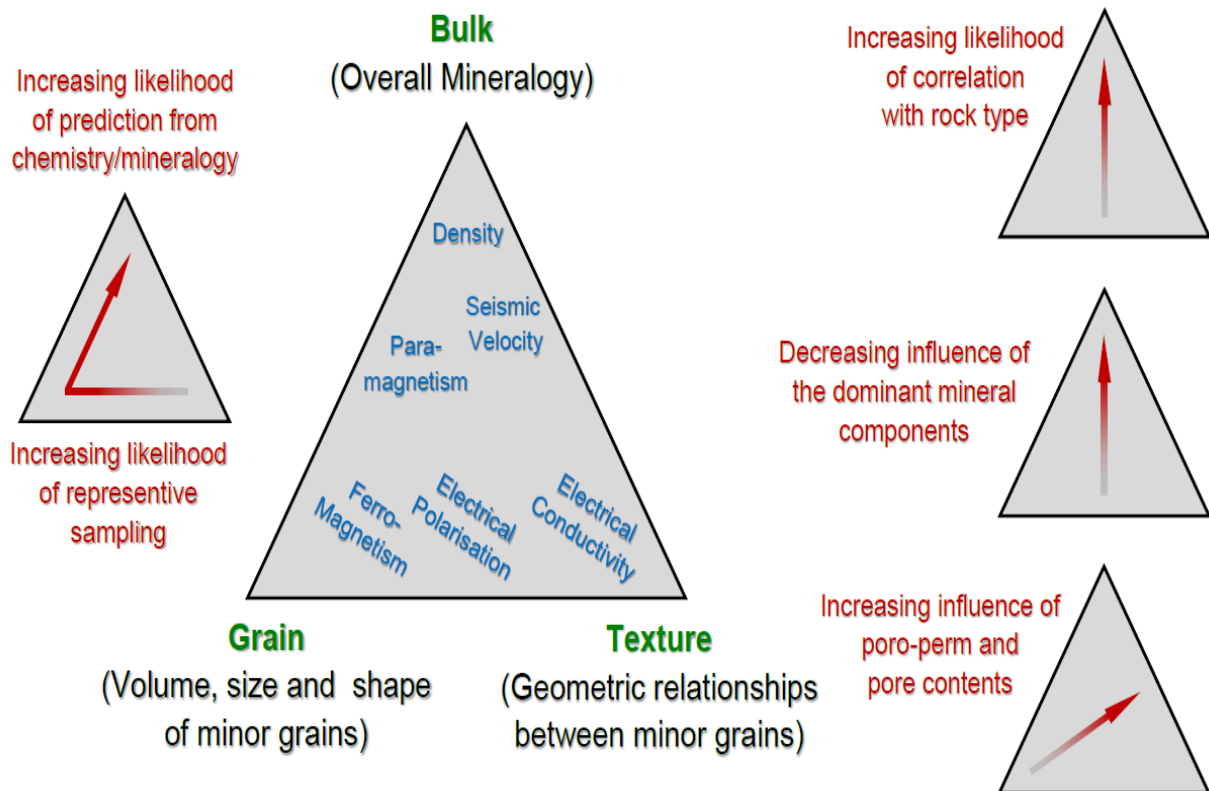


Figure 2.1 : Diagram tertiaire montrant l'influence relative de la texture, des grains et du comportement en vrac des propriétés pétrophysiques couramment mesurées (Dentith et al., 2018).

Dans les milieux contenant d'éléments ferromagnétiques et ayant une perméabilité magnétique relative très grande ($\mu_r \gg 1$), cette dernière exprime une relation de dépendance avec la fréquence. Cependant, dans le cas des dépôts sédimentaires ne contenant pas d'éléments ferromagnétiques, on présume que la perméabilité magnétique relative est égale à 1 et est indépendante de la fréquence, hypothèse considérée dans le cas des investigations proches surfaces utilisant le géoradar (Bostanudin, 2013; Hrouda & Pokorný, 2012).

➤ Résistivité / Conductivité électrique

La conductivité électrique (S/m) ou la résistivité électrique (Ωm) son inverse, est le pouvoir d'un matériau à mettre en déplacement des charges libres sous l'effet d'un champ électrique, ou autrement c'est sa capacité à laisser passer le courant électrique. La figure 2.2 donne ses valeurs

pour les grandes familles de roches. Dans le sous-sol, la conduction électrique peut se faire à travers trois processus différents; par conduction électronique ou ohmique, par conduction surfacique, et par conduction électrolytique (Hautot & Tarits, 2002). La première se fait quand il y a présence importante de métaux dans le milieu comme dans les dépôts métallifères. La seconde qui est la conduction surfacique, s'opère au niveau de la surface des grains, cette surface chargée négativement par des anions qui sont liés de manière rigide au réseau cristallin. Les cations libres sont attirés par effet électrostatique et peuvent ainsi se déplacer de façon libre dans les directions tangentes à la surface (De Loor, 1983; Fuller & Ward, 1970). Ensuite il y a la troisième forme de conduction qui est la conduction par électrolyte, celle-ci se fait à travers le mouvement des ions contenus dans le fluide que contient la matrice rocheuse. Le phénomène de conduction a été décrit en détail dans Bouchedda (2010), Keller (1988) et Telford et al. (1990).

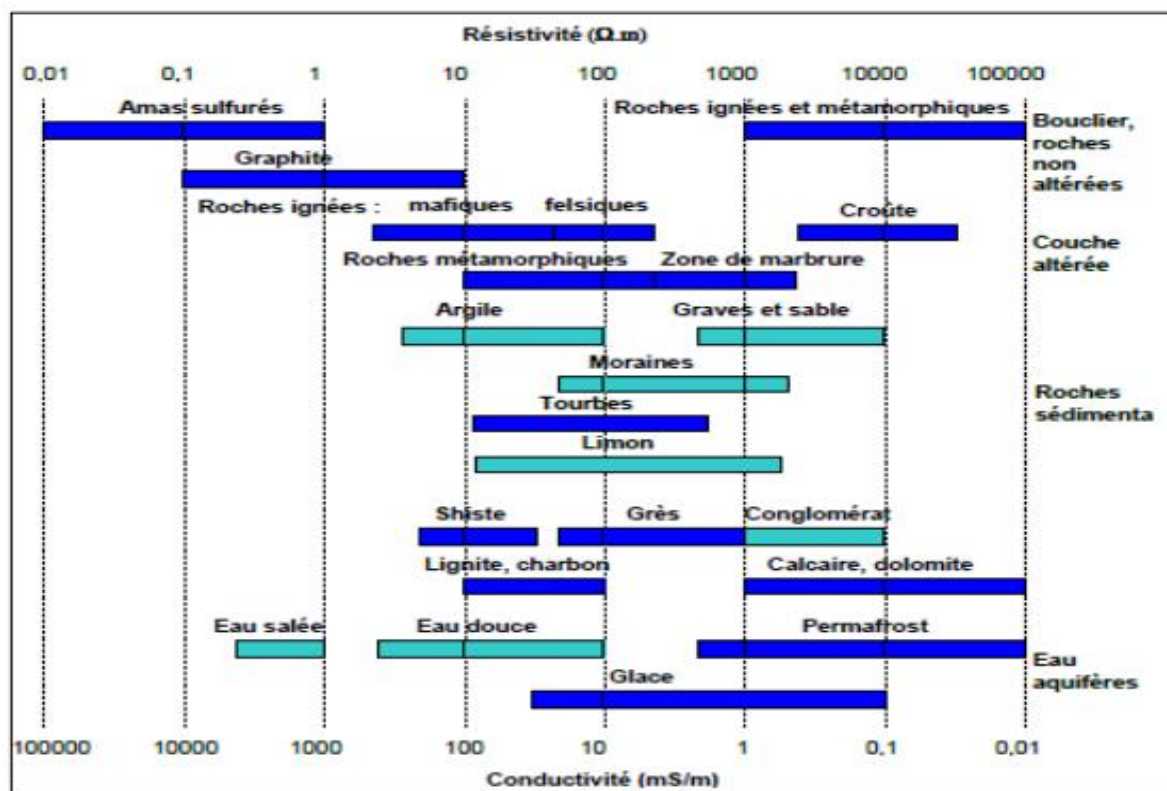


Figure 2.2 : Conductivité et résistivité électrique des matériaux du sous-sol (Palacky, 1988).

➤ Permittivité diélectrique

La permittivité diélectrique (ϵ) décrit l'habileté d'un matériau à emmagasiner et à transmettre des charges électriques générées par un champ électromagnétique (EM). En fait elle décrit comment

le champ affecte et est affecté par le matériau où il est appliqué, on parle alors de la capacité du milieu à se polariser sous l'effet du champ électrique. La permittivité diélectrique dont ses valeurs relatives (ϵ_r) sont données dans le tableau 2.1 s'exprime en Farad par mètre (F/m), et ϵ_0 est sa valeur dans le vide.

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (2.8)$$

Tableau 2.1 : propriétés diélectriques (permittivité, vitesse de l'onde radar) des matériaux du sous-sol (Chlaib et al., 2014; Di Prinzio et al., 2010; Reynolds, 2011; Telford et al., 1990).

Materials	Relative Permittivity	Velocity (m/ns)	Resistivity (Ω m)
Air	1	0.3	Infinity
Freshwater	80	0.033	10 - 100
Sea water	80	0.01	5
Asphalt	3 - 5	0.13 - 0.17	
Sand dry	2 - 6	0.12 - 0.17	300 - 10000
Sand wet	10 - 30	0.055 - 0.06	
Limestone	4 - 8	0.12	1000 - 100000
Shales	5 - 15	0.09	5-50
Till	5 - 15	0.077 - 0.13	100 - 10000
Silts	5 - 30	0.095	10 - 2000
Clay dry	2 - 6	0.173	1 - 100
Clay wet	5 - 40	0.086 - 0.11	
Gravel			100 - 1400
Sand and gravel		0.06 - 0.13	700 - 10000
Non-altered igneous rocks			1000 - 100000
Andesite			1700 - 45000
Basalt			1000 - 10000000

Particulièrement pour le géoradar, il y' a deux autres paramètres qui sont importants. Il s'agit de la vitesse de l'onde EM dans le sous-sol (Tableau 2.1) et son atténuation. Les deux s'expriment en fonction des propriétés électriques (conductivité et permittivité) en supposant que la perméabilité magnétique est égale à 1.

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{et} \quad \alpha = 1.69 \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.9)$$

Où v est la vitesse de l'onde EM dans le sous-sol en m/s, c la célérité de la lumière et α l'atténuation de l'onde dans le sous-sol en dB/m. Cela dit, ces deux expressions ont assumé que les ondes utilisées sont de la bande du radar, ce qui permet de négliger leur dépendance par rapport à la fréquence.

2.1.3 Ondes EM dans sous-sol

Le comportement des ondes EM dans le sous-sol est expliqué par les équations de Maxwell. Elles montrent que la variation de l'un des champs (électrique ou magnétique) peut engendrer l'autre, mais ne disent pas comment évoluent ces deux champs dans le sous-sol. Ce comportement dépend aussi bien des propriétés électriques et diélectriques du milieu, que de la fréquence de l'onde en question. En se servant des quatre équations (2.1 à 2.4), puis en récrivant l'une des deux premières équations en fonction d'un seul champ $\vec{X}$ (électrique ou magnétique) on obtient l'équation suivante (2.10).

$$\Delta \vec{X} + \mu \sigma \cdot \frac{\partial \vec{X}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{X}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.10)$$

Le premier terme de l'équation traduit la variation du champ dans l'espace, le deuxième représente la diffusion du champ dans un contexte où les courants de conduction sont dominants, puis finalement le troisième terme qui définit la propagation du champ avec une dominance des courants de déplacement.

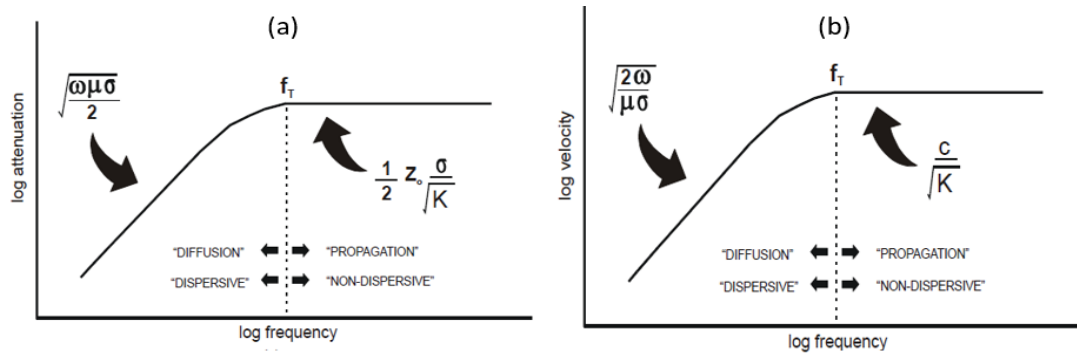


Figure 2.3 : Variation de la vitesse et de l'atténuation dans un milieu en fonction de la fréquence.(Annan, 2003)

La figure 2.3 donne la variation de la vitesse et de l'atténuation de l'onde EM dans le sous-sol, tout en montrant le phénomène qui prévaut. Alors dans le cas des méthodes de prospection EM proprement dites, c'est plutôt la diffusion du courant qui est prédominante.

2.2 Principes des méthodes

2.2.1 Tomographie par Résistivité Électrique

La technique de tomographie par résistivité électrique (ERT) repose sur la théorie de la conduction électrique dans les milieux poreux, qui se traduit par l'application de la loi d'Ohm. Elle vise à déterminer la distribution de la résistivité électrique dans le sous-sol (Loke, 2022). Un courant électrique à basse fréquence est généré artificiellement puis injecté dans le sous-sol (Binley & Slater, 2020) à travers deux électrodes plantées dans le sol; ensuite les différences de potentiels qui en résultent sont mesurées dans d'autres électrodes (Kearey et al., 2013; Samouëlian et al., 2005). Les mesures se font généralement à 2 ou 3 dimensions. Le 2D permet d'avoir un profil de distribution de la résistivité comme le montre le protocole sur la Figure 2.4a, alors que le 3D permet d'avoir une représentation volumique de la distribution de résistivité dans le sous-sol. On peut l'avoir en combinant les données de plusieurs profils collectés séparément, dans ce cas, on parle de pseudo 3D; ou en réalisant une séquence 3D (Figure 2.4b) avec des lignes de mesure suivant plusieurs directions afin de mieux reproduire les structures du sous-sol. Plusieurs configurations basées d'une part sur la façon de disposer les électrodes de courant et de potentiel, et d'autre part sur la distance inter-électrodes existent; dont les plus répandues et largement décrites dans la littérature (Binley & Slater, 2020; Everett, 2013; Loke, 2022; Putiška et al., 2012; Reynolds, 2011) sont, le Wenner, le Wenner – Schlumberger, Dipôle – dipôle et Pole – dipôle.

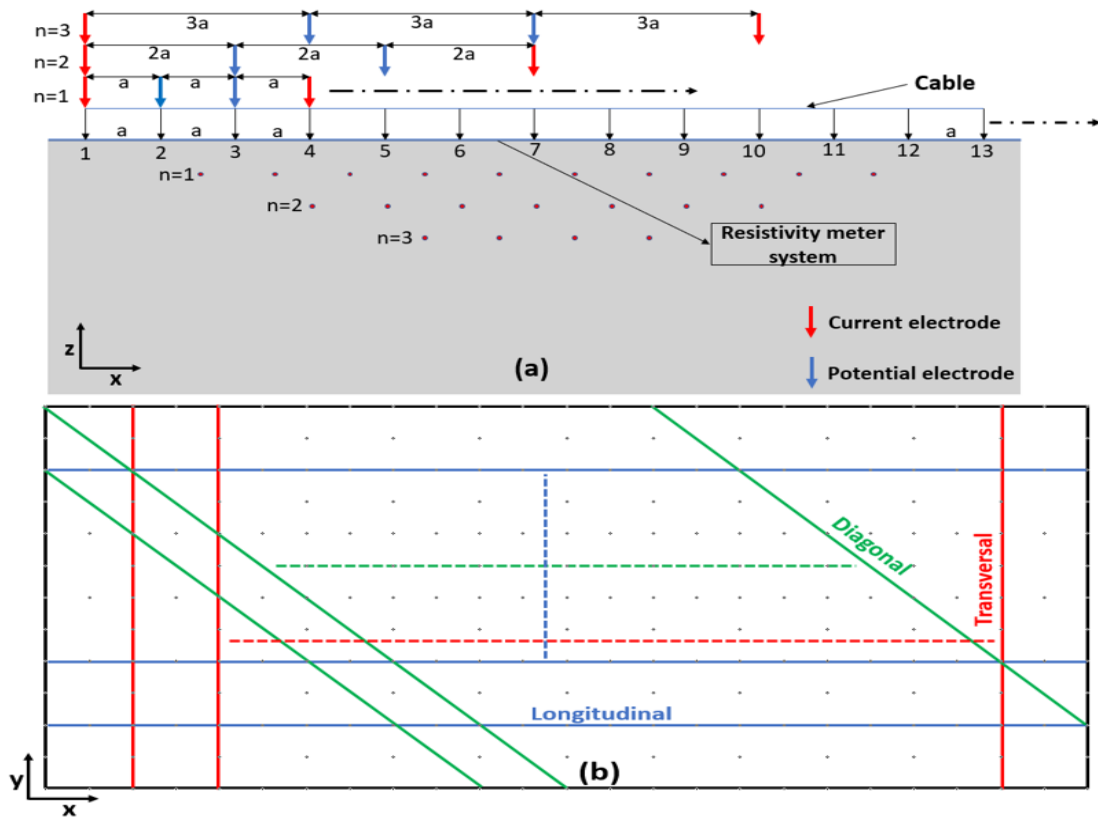


Figure 2.4 : Exemple de configuration et de séquence de mesures ERT, a) Séquence de mesure 2D avec la configuration Wenner, b) configuration de mesure en 3D.

2.2.2 Géoradar

La méthode géoradar est basée sur l'envoi d'impulsions électromagnétiques dans le sol à travers une antenne (transmetteur : Tx). Puis à partir d'une antenne réceptrice (Rx), on mesure l'intensité des ondes réfléchies provenant des interfaces où il y a un changement de permittivité diélectrique entre deux milieux adjacents (Daniels et al., 1988). Cette onde transmise dans le sous-sol par l'entremise d'une antenne (Tx), sera réfléchiée en partie par les interfaces séparant les différents milieux qu'elle rencontre. Ainsi le signal réfléchi est collecté au niveau de l'antenne réceptrice (Rx) et stocké dans l'unité de contrôle qui peut afficher les séquences de réflexion instantanément. Cette procédure traduit l'acquisition en mode réflexion (Abujarad, 2007), qui peut se faire à partir de la surface du sol (Figure 2.5a), ou dans un forage avec le transmetteur et le récepteur dans le même trou (Figure 2.5b). On peut également avoir une acquisition en mode réflexion communément appelée point milieu commun (Huisman et al., 2003; Van Der Kruk, 2001) ou CMP (pour Common Mid Point), qui est utilisée pour la détermination des propriétés

diélectriques (Figure 2.5c). Finalement le dernier mode se fait par transmission, et sert à faire de la tomographie radar, afin d'investiguer un espace se trouvant entre deux forages ou un forage et la surface du sol (Figure 2.5b). Cette méthode est largement décrite par (Cassidy & Jol, 2009; Daniels, 2005; Reynolds, 2011).

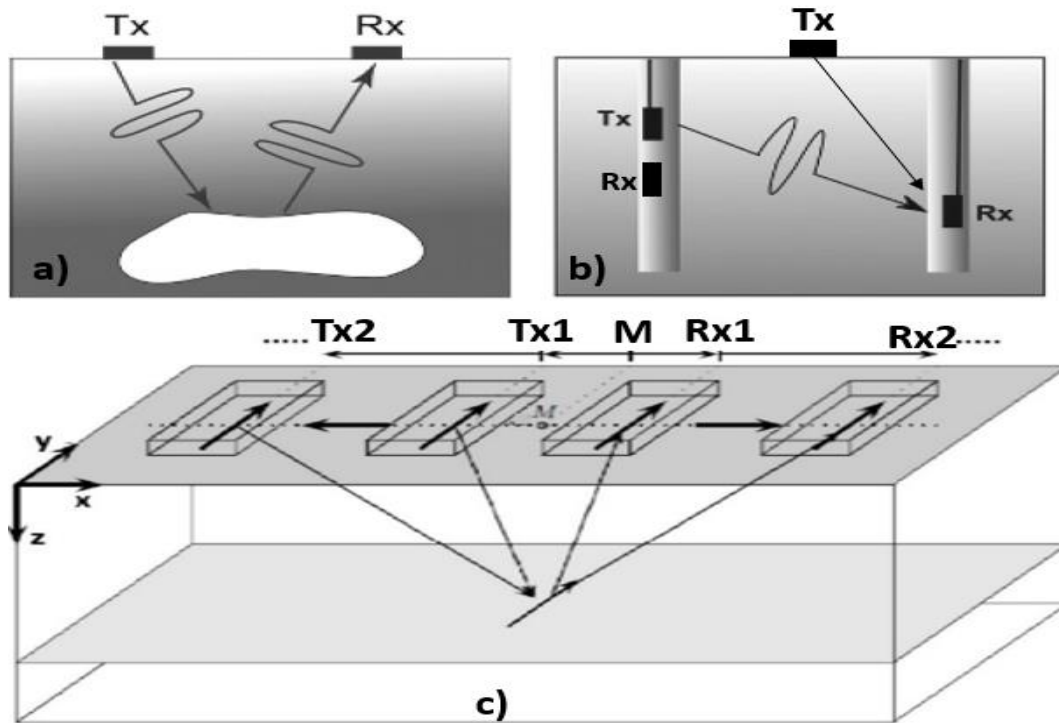


Figure 2.5 : Principe des mesures géoradar, a) acquisition en mode réflexion, b) acquisition en mode tomographie, c) acquisition en point milieu commun CMP. (Modifié de Annan (2003) et Van Der Kruk (2001))

2.2.3 EM en domaine temporel

Le principe de la TDEM est illustré sur la figure 2.6. Un courant alternatif est transmis dans une boucle formée par un fil pendant une courte période puis coupé brusquement, après un certain temps, il est de nouveau injecté dans un sens opposé. La décroissance du courant après la coupure est due à l'inductance non nulle du fil qui constitue la boucle de transmission. On définit la période d'injection de courant par *On-time* et la période de coupure par *Off-time*. L'importance est que la variation de courant dans le temps génère instantanément un champ magnétique autour de ce champ électrique primaire (loi de Faraday). Dû au changement de champ électrique primaire (on-off), le champ magnétique primaire varie aussi dans le temps. Ce champ magnétique variable induit dans le sous-sol une force électromotrice (fem) qui est égale à la variation par

unité de temps du magnétique à travers le circuit conducteur. Cette fem produit un courant qui à son tour génère un champ magnétique secondaire que l'on mesure au niveau du récepteur (Krivochieva & Chouteau, 2002). Chouteau & Giroux (2008), Nabighian (1988), Nabighian (1996) et Telford et al. (1990) offrent de larges informations sur cette méthode. Cependant, il existe deux faits importants qui méritent d'être mentionnés ici sont : 1) il y a un déphasage de signal entre le transmetteur et le récepteur (délai dans le temps); et 2) il y a un phénomène de décroissance de voltage après la coupure de courant (en bas de Figure 2.6). La courbe de décroissance est souvent utilisée dans les levés électromagnétiques temporels pour faire la distinction entre bons conducteurs et mauvais conducteurs qualitativement. Cette décroissance est plus lente pour les bons conducteurs (conductivité élevée), et rapide pour les mauvais conducteurs (faible conductivité).

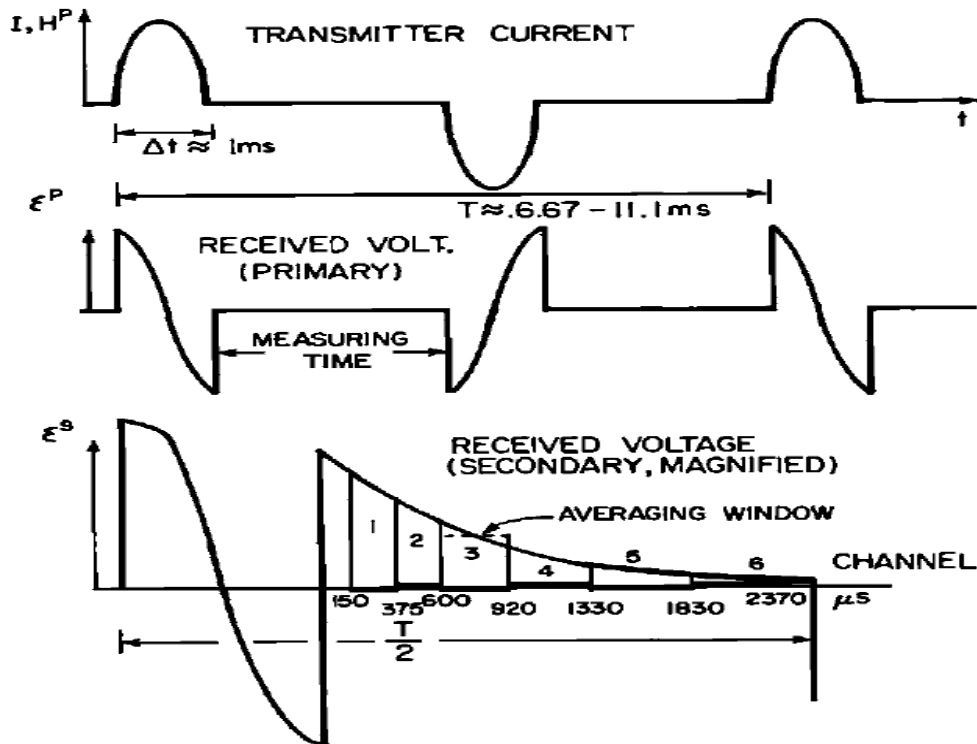


Figure 2.6 : Principe de base de la méthode EM en domaine temporel, forme d'onde de courant transmis, force électromotrice et variation du champ secondaire mesuré (Nabighian, 1996).

2.3 Modélisation numérique des méthodes électriques et électromagnétiques

Les modélisations ou simulations numériques en géophysique se rapportent à deux concepts, qui sont les problèmes direct et inverse. Dans le cas du problème direct, on part d'un modèle

géologique, associé à une description physique qui est en fonction de la méthode géophysique étudiée, et aux paramètres de mesure qui définissent la configuration du système de mesure. Ces trois éléments fondamentaux de la modélisation directe représentent les entrées d'un code de calcul qui va permettre de produire la réponse géophysique du modèle (Figure 2.7). Alors que pour le cas du problème inverse, on vise à produire un modèle des propriétés physiques à partir des mesures géophysiques collectées lors d'une campagne de terrain. Les paramètres recherchés ne peuvent pas être directement dérivés des mesures brutes. Un processus non trivial est souvent nécessaire pour déduire les paramètres de sous-surface à partir des données acquises, à travers la formulation d'un problème inverse. Schématiquement, résoudre le problème inverse consiste à rechercher les paramètres du système considéré qui expliquent le mieux les données acquises lors des mesures de terrain. Contrairement au problème direct, qui peut être résolu de manière déterministe (solution unique), le problème inverse est généralement mal posé et ne possède pas de solution unique. La résolution du problème inverse appelle donc des techniques d'optimisation pour ajuster les paramètres du modèle en réduisant l'écart entre les données observées et les données simulées. La non-unicité s'explique par le fait que plusieurs modèles géologiques pourraient expliquer les données observées, donc la connaissance du contexte géologique sera fondamentale dans le choix de la solution finale.

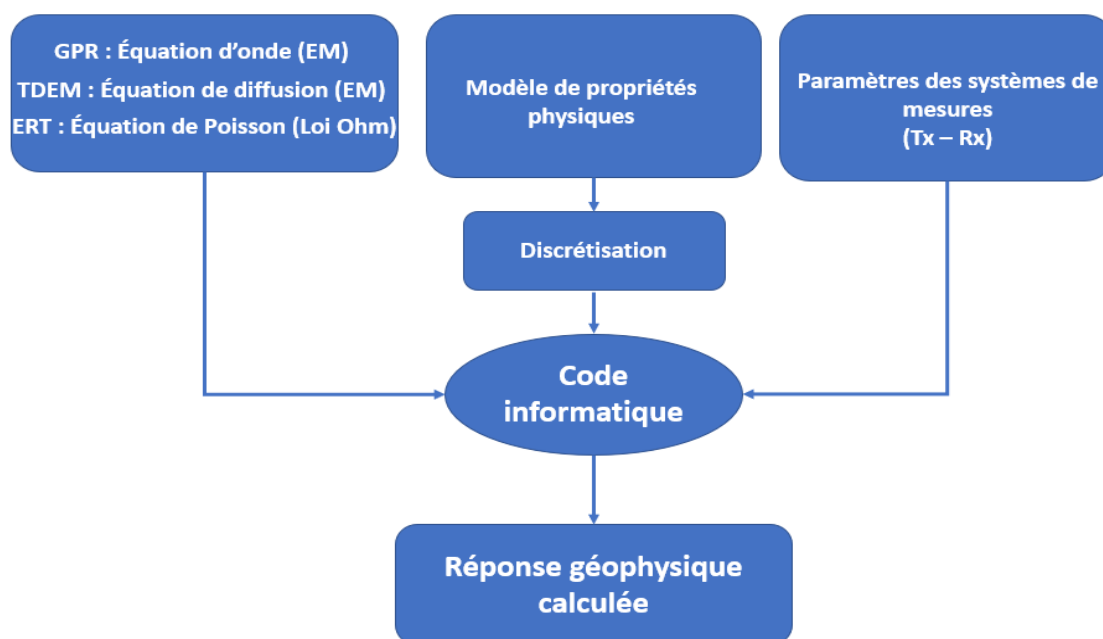


Figure 2.7 : Schéma montrant la procédure des modélisations directes.

Pour ces modélisations numériques, peu importe qu'il s'agisse de modélisation directe ou inverse, le problème peut être étudié en une, deux ou trois dimensions, et diverses méthodes de résolution numérique existent, et utilisant le plus souvent les méthodes par différences finies et par éléments finis pour les discrétisations des équations (Figure 2.8).

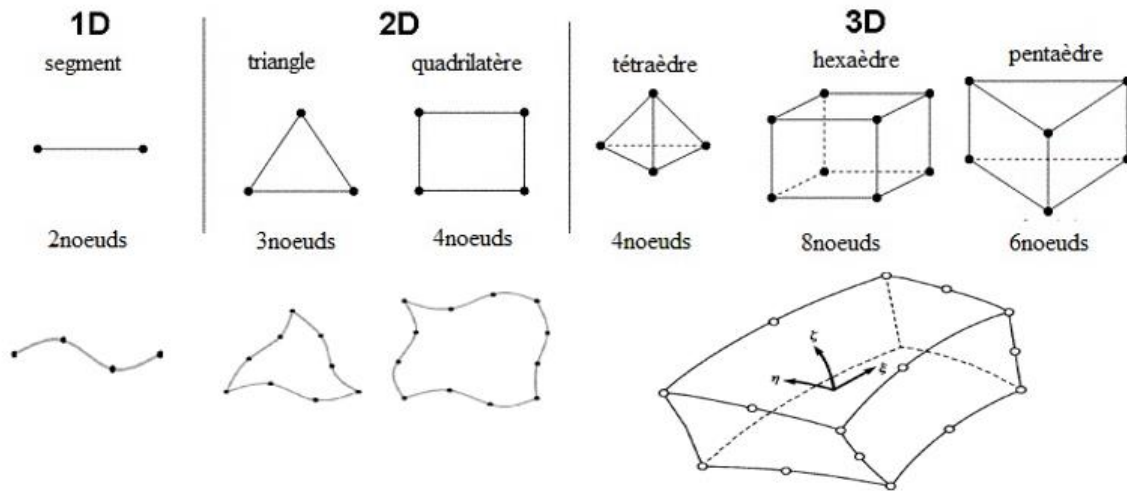


Figure 2.8 : Exemple de schémas avec les éléments finis.

La méthode des différences finies est basée sur la discrétisation directe des équations différentielles. Habituellement, les approximations des différences finies sont déterminées en utilisant les séries de Taylor. Dans la forme la plus simple, la solution est approximée dans un réseau rectangulaire (2D) ou cubique (3D). L'avantage de la méthode des différences finies est la simplicité de modéliser des géométries complexes. Les inconvénients de la technique résident au fait qu'on ne peut pas représenter avec précision les limites non rectilignes des objets à modéliser, et qu'on doit discrétiser le temps pour les simulations en domaine temporel. Cette discrétisation temporelle va rallonger le temps de calcul et ajouter une condition de stabilité qui décide de la convergence ou non de la simulation. En une dimension (1D), faire de la discrétisation en différences finies revient à faire des calculs numériques de dérivées premières, et des dérivées d'ordre supérieur pour les études 2D et 3D. Pour contourner les limites des différences finies, la technique des éléments finis peut être considérée comme une alternative. Contrairement aux méthodes des différences finies, les éléments finis sont basés sur des maillages non structurés qui permettent des représentations précises de la topographie par exemple, ou des structures géologiques de formes complexes et aux limites non linéaires.

2.3.1 Modélisation géoradar

La démarche à suivre pour la modélisation directe est décrite sur la figure 2.7. Tout d'abord, une formulation de la physique du problème est faite sur la base des équations de Maxwell qui permettront de décrire le comportement de l'onde EM dans le sous-sol. Cette formulation sera associée au modèle représentant la distribution des propriétés physiques (permittivité diélectrique, conductivité électrique et perméabilité magnétique), et des paramètres du système d'acquisition à simuler. Ces éléments mentionnés précédemment représentent les entrées d'un algorithme destiné à faire la simulation des champs EM. Il existe de logiciels comme Reflexw (Sandmeier, 2008) et des codes de calcul comme GPRMax (Warren et al., 2016) ou celui d'Irving & Knight (2006). Tous ces codes reposent sur les différences finies en domaine temporel (FDTD), et sont basés sur le premier algorithme qui a été développé par Yee (1966), qui constitue le schéma de base de tous les travaux de simulation des ondes EM par différences finies. Les différentes possibilités de discrétisation selon la dimension du problème telle que proposée par Yee sont donnés sur la figure 2.9. Ces discrétisations seront appliquées aux formes découplées des équations de Maxwell, c'est-à-dire chacune des équations écrites en fonction uniquement du champ électrique (E) ou du champ magnétique (H). La forme des cellules de discrétisation étant linéaire d'un sommet à l'autre fait que la démarche soit moins adaptée pour représenter des objets avec des limites incurvées, dans pareille situation les bords sont représentés en utilisant une approximation en escalier (Giannopoulos, 2005).

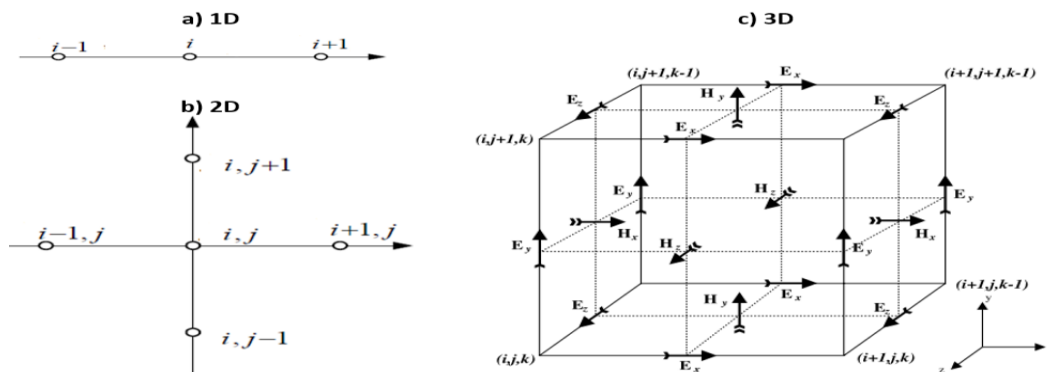


Figure 2.9 : Méthodes de discrétisation possibles en différences finies, a) cas 1D, b) cas 2D et c) cas 3D (Yee, 1966).

Dans cette modélisation du problème direct en géoradar, il y a deux facteurs très importants à prendre en compte. Il s'agit des conditions aux limites et du choix des pas des discrétisations

spatiale et temporelle. Pour les conditions aux limites, il faudra s'assurer que les limites du modèle soient totalement absorbantes, donc de grandes conductivités électriques pour éviter d'avoir des réflexions causées par les limites du modèle. Pour ce faire, on utilise souvent la technique du PML (Perfectly Matched Layer), elle consiste à élargir le modèle et d'allouer de très grosses valeurs pour les propriétés physiques (Conductivité électrique) afin que les champs soient totalement absorbés à la frontière du modèle (Berenger, 1994, 1996a, 1996b). Ensuite en ce qui concerne les discrétisations, il faudra d'assurer que les pas spatiaux ($\Delta x, \Delta y$ et Δz) et le pas temporel (Δt) respectent la condition formulée sur l'équation (2.11). Cette étape est très importante, car d'elle dépend la stabilité du code.

$$\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2 + (\Delta z)^2} > c\Delta t = \sqrt{\frac{1}{\varepsilon\mu}}\Delta t \quad (2.11)$$

En ce qui concerne le problème inverse, les inversions sont réalisées beaucoup plus pour la tomographie radar que pour les données collectées en mode réflexion. Ces inversions sont généralement orientées vers les applications hydrogéologiques, pour la détermination des paramètres comme la teneur en eau et la porosité d'un milieu (Busch et al., 2013; Keskinen et al., 2017; Mangué et al., 2009). Dans la littérature, deux méthodes d'inversion reviennent souvent et sont les plus utilisées. Il s'agit de la méthode du tracé de rai et la méthode Full Waveform Inversion (FWI). Dans le cas du tracé de rai, le problème inverse est linéaire si l'on utilise les rais droits, et peut être linéaire ou non linéaire en utilisant des rais courbés. La non-linéarité dans la modélisation par rais courbés est dû au fait que le trajet parcouru dépend de la lenteur qui se trouve être l'inverse de la vitesse (Bouchedda, 2010). Cette méthode repose sur l'inversion de la lenteur (inverse de la vitesse) basée sur le temps des premières arrivées et où la fonction d'adaptation (somme des différences quadratiques entre les temps de parcours observés et calculés) est quasi linéaire. Cependant, différents désavantages existent dans l'utilisation de cette approche, tels que la nécessité de choisir le moment de la première arrivée, l'approximation à haute fréquence et le fait que les effets de la diffusion et de la dispersion sont négligés (Mangué et al., 2009). Dans le cas de la technique d'inversion Full Waveform, les travaux réalisés en imagerie sismique dans le domaine temporel servent comme point de départ pour l'inversion géoradar, ceci à cause notamment de la ressemblance des principes des deux méthodes. L'inversion FWI est une procédure d'ajustement de données complexe basée sur la modélisation de champs

d'ondes complètes pour extraire des informations quantitatives à partir de sismogrammes (Virieux & Operto, 2009). Elle est généralement indiquée comme un problème d'optimisation à travers la définition d'une fonction d'erreur qui mesure la distance entre les données observées et les formes d'ondes synthétiques calculées dans un modèle de sous-surface hypothétique (Lavoué, 2014). La fonction d'adaptation qui est la différence entre les traces simulées et observées, est minimisée pour toutes les combinaisons émetteur-récepteur dans une fenêtre temporelle sélectionnée. Ceci est obtenu en calculant le gradient de la fonction d'adaptation, qui indique la direction de mise à jour des modèles de permittivité et de conductivité. De plus, des longueurs de pas individuelles doivent être déterminées pour indiquer l'ampleur des mises à jour du modèle (Klotzsche et al., 2010). Ces applications en géoradar sont encore récentes et toujours en développement.

2.3.2 Modélisations TDEM

La modélisation de la réponse électromagnétique dans le domaine temporel d'une structure anormale dans un milieu conducteur implique la résolution de l'équation de diffusion (2.12) du champ EM (Gupta et al., 1989). Cette équation de diffusion dérive des équations des Maxwell (2.1 à 2.4). Elle représente une partie de l'équation des ondes EM dans le sous-sol (2.10). En fait, vu que dans les méthodes TDEM on utilise de basses fréquences, la partie représentant le phénomène de propagation dans l'équation de l'onde sera négligeable devant le phénomène de diffusion.

$$\nabla \times \left[\frac{1}{\mu} \nabla \times X(r, t) \right] + \sigma \frac{\partial X(r, t)}{\partial t} + \frac{\partial J_s(r, t)}{\partial t} = 0 \quad (2.12)$$

Avec X représentant le champ magnétique ou le champ électrique, σ la conductivité du milieu, μ la perméabilité magnétique, J_s le courant transmis par la source (le transmetteur).

On peut soit calculer le champ électrique uniquement et ensuite utilisé la loi de Faraday pour calculer le champ magnétique (Yin et al., 2016), ce qui permet de sauver du temps de calcul, ou bien calculer en alternant les deux à la fois (Oldenburg et al., 2013). L'équation peut s'écrire sous forme différentielle ou alors sous forme intégrale, En utilisant la forme différentielle, il faudra définir des conditions aux frontières et initiales du champ EM, alors que dans la forme intégrale, il n'y a pas cette nécessité vu que le calcul se fait en intégrant sur tout le domaine. Il existe déjà

des codes qui sont opérationnels et intégrés dans des logiciels, comme Maxwell et EH3DTD. Maxwell contient plusieurs codes qui permettent de faire les modélisations TDEM, soit pour résoudre le problème direct ou pour faire des inversions, à deux ou trois dimensions (Tableau 2.2). Parmi ces codes, seul Loki (Raiche et al., 2003) et LokiAir (pour les mesures aéroportées) permettent d'inclure la topographie, car un maillage en éléments finis 3D capable de prendre en compte la topographie et toute structure de forme irrégulière (Raiche & Sugeng, 2008). EH3DTD (Haber et al., 2002) est un algorithme de modélisation directe pour le calcul des réponses électromagnétiques dans le domaine temporel. Il utilise une discrétisation implicite en différences finies, et la méthode d'Euler en arrière est utilisée pour la discrétisation du temps. À chaque pas de temps, les équations électromagnétiques sont résolues de manière stable en utilisant une décomposition d'Helmholtz du champ électrique pour les convertir en potentiels, puis en le discrétisant dans l'espace en utilisant une formulation en volume fini. Napier (2007) s'est basé sur ce code (EH3DTD) pour développer un code d'inversion.

Tableau 2.2 : Algorithmes de modélisation inclus dans Maxwell (Raiche et al., 2007).

	Forward model	Inversion	Layered Earth	Plates in a layered earth	Prisms in a layered earth	2D Mesh with topo	3D Mesh with topo	3D Mesh with topo within uniform half-space	Conductivity contrast
Grendl	*	*	*						
AirBeo	*	*	*						
Beowulf		*	*						
LeroiAir	*	*		*					
Leroi	*	*		*					
LokiAir	*	*					*		
Loki	*						*		10^{-6}
MarcoAir	*				*				10^{-6}
Marco	*				*				$3*10^{-2}$
SamAir	*	*						*	$3*10^{-2}$
Samaya	*							*	
ArjunAir	*	*				*			
Arjuna	*					*			

La résolution du problème direct peut se faire directement en domaine transitoire ou par transformée de Fourier, c'est-à-dire en domaine fréquentiel par l'équation vectorielle de Helmholtz. Il est recommandé de privilégier le calcul en passant par la transformée de Fourier, car la discrétisation temporelle nécessite généralement plus de temps de calcul, mais aussi requière une attention particulière sur le choix du pas temporel, qui, s'il n'est pas bien défini peut nuire à la stabilité du code de calcul (Mulder et al., 2008).

D'autres auteurs se sont focalisés sur l'amélioration des codes déjà existants afin de prendre en compte certains aspects comme la topographie (Jahandari et al., 2017; Yin et al., 2016), ou l'anisotropie du sous-sol (Liu & Yin, 2013; Liu & Yin, 2014); mais aussi pour réduire le temps de calcul en parallélisant les codes (Commer & Newman, 2004; Liu et al., 2020; Puzyrev et al., 2013).

2.3.3 Modélisations ERT

Les modélisations numériques pour la méthode de tomographie en résistivité électrique sont différentes des deux autres méthodes sur un aspect, si avec les méthodes géoradar et TDEM on peut soit résoudre le problème direct ou inverse selon le besoin, en tomographie électrique l'inversion est quasiment toujours faite, vu que le résultat final est un modèle qui donne la distribution de la résistivité. La formulation physique du problème direct repose sur l'équation de Poisson (2.13) obtenue en combinant la loi d'Ohm (2.5) et la loi de conservation du champ électrique (2.3). Dey & Morrison (1979) donne une description détaillée de la résolution de cette équation afin de calculer la résistivité apparente, qui sera par la suite utilisée dans l'inversion. Il existe une variété de codes développés pour résoudre ce problème et utilisant le plus souvent les discrétisations en différences et éléments finies (Bouchedda, 2010).

$$\frac{d}{dx} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{d}{dy} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{d}{dz} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} \right) = I \delta(x_I) \delta(y_I) \delta(z_I) \quad (2.13)$$

V est le potentiel électrique, I l'intensité du courant électrique, ρ la résistivité électrique et δ est la fonction Dirac qui est évaluée aux points d'injection du courant.

En ce qui concerne le problème inverse, comme pour les autres méthodes géophysiques, l'inversion ramène à un problème d'optimisation, ou plus spécifiquement à une minimisation de

l'écart (Φ) entre les données mesurées (d_{meas}) et calculées (d_{calc}), qui conduit à un modèle de distribution de la résistivité électrique (Ωm) supposé plus fiable au regard des données mesurées (Dimech et al., 2022). L'équation (2.14) est une représentation de la fonction de minimisation sous la norme L2, qui est le plus souvent utilisée pour résoudre le problème inverse en tomographie de résistivité électrique. Le paramètre W_d est un coefficient de pondération qui est évalué à partir du bruit sur les données mesurées.

$$\Phi(m) = \|W_d \cdot (d_{calc} - d_{meas})\|^2 \quad (2.14)$$

Pour résoudre ce problème, il existe une panoplie de méthodes, dont entre autres, les méthodes itératives (Loke, 2022), les méthodes stochastiques (Yang & LaBrecque, 1998). Les méthodes itératives sont de loin les plus utilisées pour l'inversion en tomographie électrique, il s'agit notamment des méthodes de Gauss-Newton et des gradients conjugués (Dimech et al., 2022; Günther & Rücker, 2012; Günther et al., 2006; Rücker et al., 2006).

2.4 État de l'art en imagerie électrique et électromagnétique

L'utilisation des méthodes d'imagerie électrique et électromagnétique pour l'investigation du sous-sol se fait depuis plusieurs décennies, cette utilisation s'est encore plus développée avec l'avènement des ordinateurs de larges capacités. Ces techniques aident à la compréhension de la géologie structurale du sous-sol à travers d'images de distribution des propriétés physiques des formations du sous-sol, et par l'interprétation de ces distributions en lien avec la représentativité géologique. Chacune d'elles possède des forces et faiblesses. Le géoradar (GPR) offre une très haute résolution, mais une faible profondeur d'investigation et l'absorption du signal est très grande dans les formations ayant une grande conductivité électrique (Annan, 2003; Daniels et al., 1988; Daniels, 2005). Dans le cas de la méthode électrique (ERT), l'automatisation très avancée des mesures après installation du système de mesure constitue une force énorme de la méthode, mais aussi l'existence de codes d'inversion très avancés et le faible coût qu'engendre son utilisation fait de cette technique l'une des plus répandue (Daily et al., 2004). Alors que ses faiblesses les plus marquées sont la nécessité d'avoir de faibles résistances de contacts entre les électrodes et le sol, et sa perte de résolution avec la profondeur (Haarder et al., 2015). Finalement, pour les méthodes de prospection électromagnétiques, leur grande profondeur

d'investigation et la diversité des configurations représentent d'énormes forces, et son coût élevé en est une faiblesse majeure.

Les applications de ces techniques sont très variées et dans des domaines qui sont parfois très différents. Le choix de la technique peut se faire en fonction de la profondeur des cibles d'exploration. Pour les applications en génie civil qui nécessitent le plus souvent une faible profondeur d'investigation, le géoradar est de loin la technique la plus utilisée. Dans le cas des études environnementales, orientées vers l'hydrogéologie ou la géotechnique par exemple, la méthode électrique est devenue la technique de prédilection pour ces investigations semi-profondes. Cependant, quand la profondeur d'investigation est très grande, une centaine de mètres, pour la géologie structurale et l'exploration minière profonde, la méthode électromagnétique en domaine temporel devient l'alternative. De manière générale ces trois méthodes sont utilisées en génie civil, hydrogéologie, géologie, archéologie, environnement, exploration minière (Cassidy & Jol, 2009; Daniels et al., 1988; Daniels, 2005; Reynolds, 2011). Dans certaines études, ces techniques peuvent être utilisées ensemble, de façon complémentaire.

2.4.1 Génie civil

L'imagerie géoradar offrant une haute résolution, son utilisation s'est rependue à grande échelle dans les travaux génie civil (Luo & Lai, 2020), notamment pour l'auscultation des bâtiments (Gehrig et al., 2004; Pashoutani & Zhu, 2020), l'investigation des chaussées (Leng, 2011; Plati & Loizos, 2013) enfin de détecter l'évolution des fracturations en fonction de la profondeur (Figure 2.10a), mais également pour l'identification des infrastructures civiles souterraines, qui peuvent être par exemple de cavités naturelles (Karsts) ou artificielles (tunnels, mines abandonnées, etc.). El-Qady et al., (2005) ont réalisé des mesures géoradar sur une cavité localisée à une profondeur de 2 m sous une couche horizontale. L'image radar obtenue à la suite de cette mesure montre la présence de la cavité, elle est représentée par l'apparition d'une hyperbole de diffraction à la même position. D'autres auteurs ont utilisé la technique pour identifier des cavités karstiques, qui peuvent être de grandes dimensions (Fernandes Jr et al., 2015; Kofman et al., 2006). Cette technique est également utilisée en géologie notamment pour les descriptions lithologiques, à travers les différentes textures qui représentent la signature des matériaux sur l'image radar. Ceci permet de distinguer les dépôts meubles du socle rocheux, qui conduise à la détermination des formations pouvant servir de fondation pour des infrastructures civiles. Sass (2007) a utilisé le

géoradar et la résistivité électrique pour identifier le socle rocheux en différenciant sa texture par rapport à celle des dépôts glaciaires et des structures litées des débris (Figure 2.10b). L'interface entre le socle rocheux et les débris n'apparaît pas comme celle visible sur la Figure 2.10c (Collins et al., 1989), ceci résulterait selon l'étude, du fait que le socle rocheux et les débris ont des constants diélectriques proches.

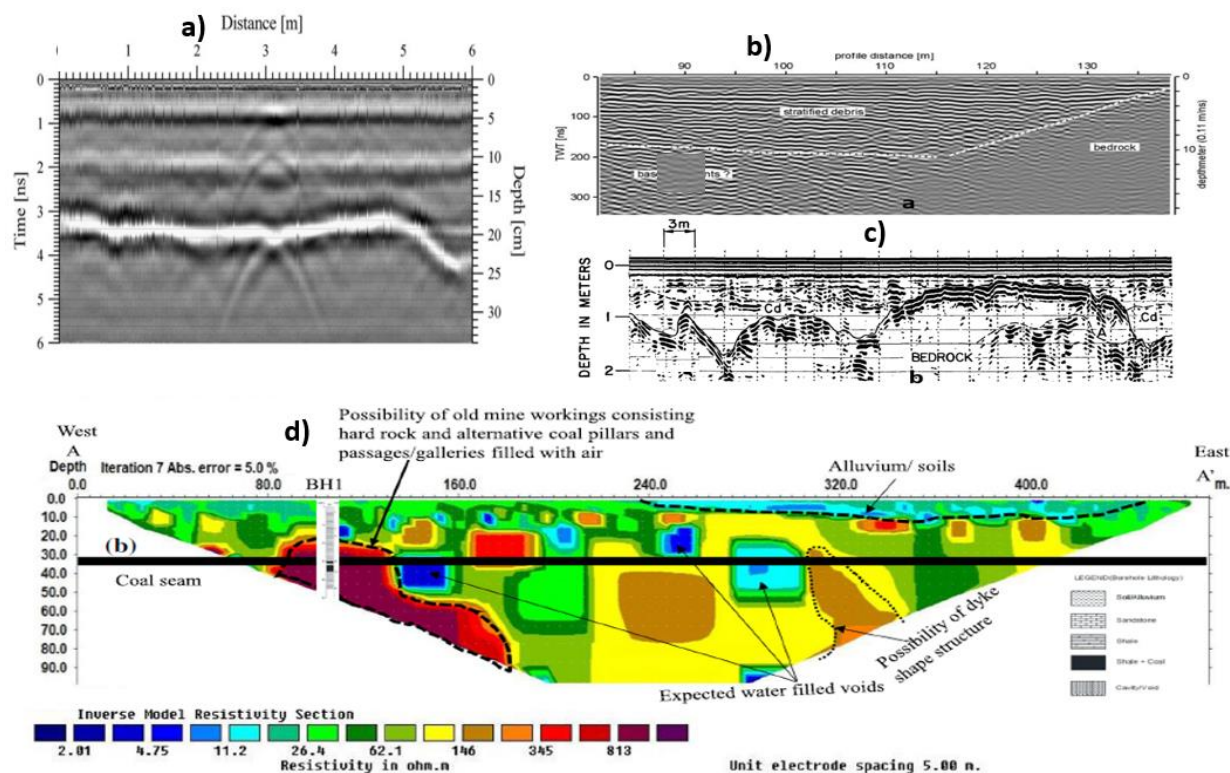


Figure 2.10 : Exemples d'application des méthodes GPR et ERT Identification du socle rocheux sous des sédiments et des facturations dans l'asphalte, a) identification d'une fracture dans l'asphalte b) socle rocheux sous des débris de roc stratifiés, b) socle rocheux sous des dépôts de tills en milieu nordique, d) identification d'anciennes cavités minières abandonnées. (Bharti et al., 2022; Collins et al., 1989; Krysiński & Sudyka, 2013; Sass, 2007)

2.4.2 Hydrogéologie et géotechnique

Dans le cas de la méthode électrique, son application pour l'imagerie à haute résolution s'est multipliée ces dernières décennies en hydrogéologie et pour les études environnementales comme la restauration minière. On y fait des mesures ponctuelles dans le temps ou du monitoring (TLERT : Time-Lapse Electrical Resistivity Tomography). Dimech et al. (2022) présentent dans leur récente publication, une revue de littérature sur l'évolution du monitoring par méthode ERT

durant les trois dernières décennies. Tout comme la méthode géoradar, la tomographie électrique est aussi très utilisée en génie civil, à cause du faible coût qu'elle nécessite et l'influence moindre des aménagements urbains sur les mesures. Arnaut & Sretenovic (2021) ont utilisé cette technique en conjonction avec le géoradar pour identifier d'anciennes excavations minières. Rizzo et al. (2019) présentent une étude qui l'utilise en milieu urbain pour caractériser les matériaux du sous-sol, et ultimement détecter de possible cavités. Elle peut également servir à identifier les fondations ou pour les reconnaissances géotechniques (Basheer & Salama, 2022; Biswas et al., 2015; Cardoso & Lopes, 2022; Lech et al., 2020), identifier les cavités (Cardarelli et al., 2010; Cardarelli et al., 2006; Chávez et al., 2018; Ebrahimi et al., 2016; Pazzi et al., 2018; Sutter & Barounis, 2021) qu'elles soient naturelles (Karsts) ou d'origine anthropique (tunnels, galeries, etc.).

Dans un registre purement lié à l'environnement, elle a été utilisée sur les parcs à résidus miniers, pour identifier les stériles des résidus sur une digue (Coulibaly et al., 2016); évaluer et suivre l'évolution des infiltrations dans ces dépôts (Bussière et al., 2021; Dimech et al., 2022; Dimech et al., 2019; Dimech et al., 2017; Dimech et al., 2018; Martin et al., 2017; Sylvain et al., 2019). Suivre et cartographier les contaminations dans les eaux souterraines (Caterina et al., 2017; Moghaddam et al., 2017; Sreeparvathy et al., 2019). Toujours dans ce contexte minier, la méthode électrique peut servir à la détection des anciennes excavations minières, qui peuvent constituer des problèmes pour de futures infrastructures en surface, notamment avec l'étalement urbain. Les travaux ont été réalisés ces dernières années pour identifier les vides abandonnés (Figure 2.10d) par une exploitation antérieure du charbon (Bharti et al., 2016a; Bharti et al., 2016b; Bharti et al., 2022).

À une échelle plus large, c'est-à-dire l'exploration des structures à grande dimension, et nécessitant le déploiement du système de mesure sur de grandes distances (quelques km), la méthode électrique peut être employée. Il peut s'agir d'études géologiques à grande échelle, comme pour étudier les bassins, les systèmes de failles, les glissements de terrain (Mazzini et al., 2021; Rizzo et al., 2004; Rizzo & Giampaolo, 2018, 2019). Finalement, en dehors de ces domaines, la technique est très appliquée pour l'exploration minière. Si à la base la méthode ERT a été développée pour des applications en hydrogéologie, ces dernières décennies elle s'est établie comme l'une des méthodes d'exploration minières les plus utilisées (Adhikari et al., 2017; Morgan, 2012; Tavakoli et al., 2016a; Tavakoli et al., 2016b).

2.4.3 Exploration et géologie structurale profonde

Concernant la troisième méthode, qui est la prospection EM en domaine transitoire (TDEM), elle est appliquée dans une multitude de domaines, en géologie pour des études stratigraphiques (Kanta et al., 2009); en environnement (Fitterman & Labson, 2005) et plus spécifiquement en hydrogéologie pour la cartographie des contaminations (Auken et al., 2009; Danielsen et al., 2003; Martínez-Moreno et al., 2016). Sous certaines conditions, elle pourrait être utilisée pour la détection des cavités souterraines, notamment si ces structures sont remplies par des fluides permettant de forts contrastes de conductivité électrique par rapport aux roches encaissantes. Il y a quelques études réalisées, qui sont liées aux problèmes civils, notamment des structures qui s'affaissent à cause de la présence d'anciennes cavités faites lors de l'exploitation des mines de charbon (Xue et al., 2018; Xue et al., 2011). Le résultat montré sur la Figure 2.11b représente un cas d'étude (Xue et al., 2013), à partir de la simulation du modèle géologique proposé (Figure 2.11a), ils ont pu établir qu'on arrivait à observer l'effet de la galerie remplie d'eau dans un milieu plus résistant que l'eau.

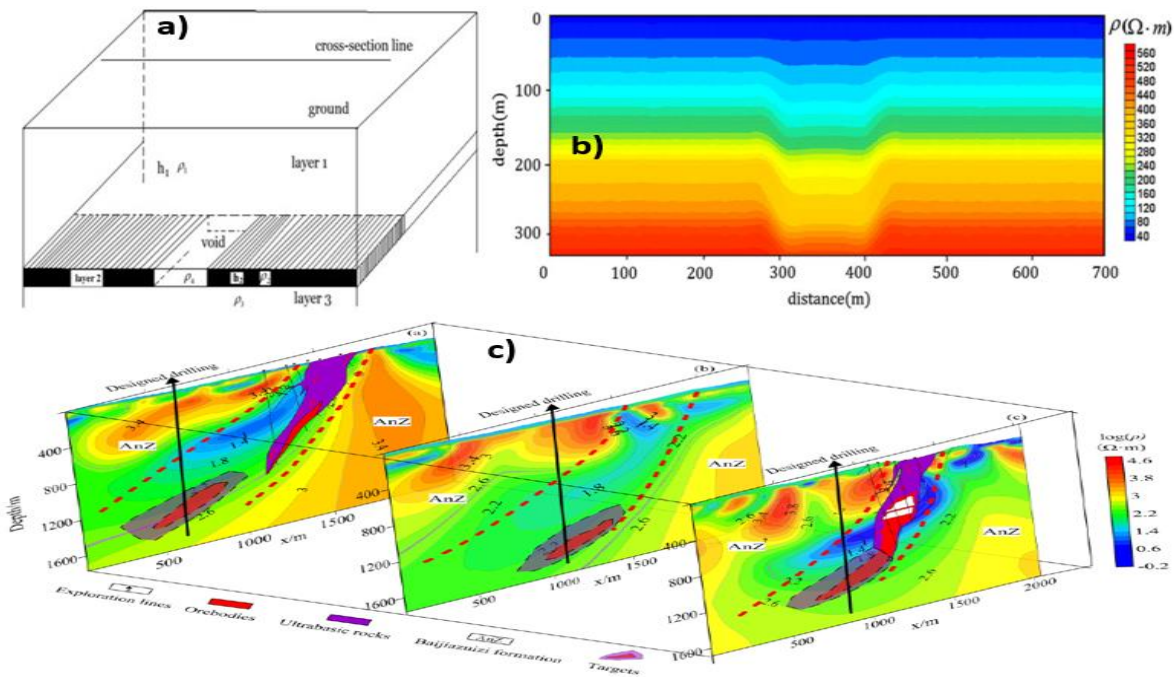


Figure 2.11 : Exemples d'applications de la méthode TDEM pour la détection de cavités remplies d'eau et en exploration minière, a) modèle géologique de la cavité, b) résistivité apparente obtenue après modélisation directe, c) identification de structures minéralisées (Xue et al., 2013; Zhang et al., 2020b).

Cette technique EM est également très utilisée en exploration minière (Crone, 1979; Cunion, 2009; Eadie, 1987). L'industrie minière fait face à une pression intense à la suite d'un épuisement de plus en plus marqué des ressources minérales peu profondes, après une longue période d'exploitation. Ajouter à cela, le besoin en minéraux critiques nécessaires à transition énergétique aspirée par tout le monde ne fait qu'accentuer cette pression. La course pour la découverte et le contrôle de ces gisements de minéraux critiques fait rage et définit la géopolitique minière des États (Fortier et al., 2019; Kalantzakos, 2020). Il n'y a pas de consensus sur une liste universelle de ces minéraux, chaque pays ou région peut avoir sa propre liste (Coulomb et al., 2015; Galos et al., 2021; Nassar & Fortier, 2021; Viebahn et al., 2015), mais certains comme le cobalt, le cuivre, le nickel, le lithium et les terres rares qui rentrent le processus de fabrication des batteries, des panneaux solaires et les composants électroniques reviennent le plus (Gielen, 2021). Pour répondre à ces besoins, un effort particulier doit donc être fourni dans l'exploration de nouveaux gisements, ou de chercher de possibles continuations en profondeur des gisements déjà exploités (Pengda et al., 2008). Les méthodes géophysiques en forage, au sol ou aéroportées jouent un rôle fondamental pour l'exploration minière, mais avec la profondeur, leur résolution diminue fortement, et l'existence parfois d'une couverture épaisse de dépôts meubles (mort terrain) qui peuvent produire un effet de masque, cas des formations protérozoïque d'Abitibi (Legault & Rabeau, 2007; Rabeau et al., 2010), la détection de certains gisements est quasi impossible sous ces conditions. L'industrie minière sera donc amenée à innover afin d'explorer les gisements profonds qui n'auraient pu être identifiés dans des campagnes précédentes. Les méthodes géophysiques comme celles basées sur les champs potentiels (Glen et al., 2007; Hinze et al., 2013; Lü et al., 2013; Lyatsky, 2010; Zhdanov et al., 2004); la polarisation provoquée et la résistivité électrique (Irawan et al., 2013; Kwan & Müller, 2020a; Martínez et al., 2019; Ogilvy, 1984; Oldenburg et al., 1998); et les méthodes électromagnétiques à source naturelle ou contrôlée (Daniels & Dyck, 1984; Dentith et al., 2018; Nabighian, 1988, 1996; Smith, 2010; White et al., 2000; Xue et al., 2019) sont largement utilisées. Avec toutes ces applications réussies, la profondeur d'investigation reste limitée à moins de 2 km de manière générale, comme sur l'exemple de la Figure 2.11c, où deux failles sont identifiées avec des structures minéralisées se trouvant entre elles. Alors que l'exploitation minière peut être conduite à des profondeurs beaucoup plus grandes, la liste de quelques mines les plus profondes (Figure 1.1) en fait foi. D'où la nécessité de trouver des moyens pour explorer les gisements plus profonds.

2.5 Synthèse

La revue de littérature décrite dans ce chapitre a permis de présenter le cadre théorique des méthodes électriques (ERT) et électromagnétiques (GPR et TDEM) qui sont abordées dans cette thèse. Ceci, en décrivant les équations qui les gouvernent, et l'interaction des champs électriques et magnétiques sur lesquels sont basées ces méthodes et les matériaux du sous-sol. Ensuite, le principe de chacune des méthodes est présenté, mais aussi l'état de l'art de la modélisation numérique pour chacune d'elles est présenté. Finalement, des applications en lien avec les objectifs de recherche sont présentées, et les besoins auxquels répondent ces objectifs sont indiqués. Dans le cas de la détermination de la profondeur du socle rocheux (OS1, Figure 2.12), des applications de la méthode GPR sont présentées (Collins et al., 1989; Sass, 2007). Ensuite, pour la détection des galeries minières abandonnées (OS2), l'étude de Bharti et al. (2022) montre que la méthode ERT peut servir à l'identification de ces cavités souterraines, qu'elles soient vides ou remplies d'eau. Enfin, pour l'exploration des ressources minérales profondes, Zhang et al. (2020b) présentent une étude montrant l'utilisation de la méthode TDEM pour l'exploration profonde, mais à moins de 2 km. Donc pour pouvoir explorer à plus de 3 km (OS3 et OS4), il faudra développer de nouvelles approches, par exemple faire l'exploration à partir des galeries minières profondes.

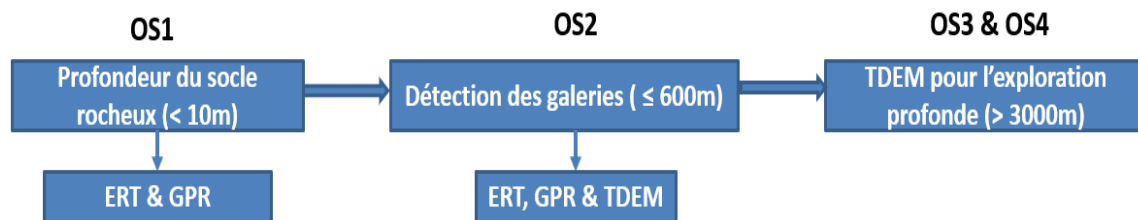


Figure 2.12 : différentes phases du projet recherche.

CHAPITRE 3 ARTICLE 1 - INTEGRATED GPR AND ERT DATA INTERPRETATION FOR BEDROCK IDENTIFICATION AT CLÉRICY, QUÉBEC, CANADA

Mamadou Cherif Diallo ^{a,*}, LiZhen Cheng ^a, Eric Rosa ^a, Christiaan Gunther ^b, Michel Chouteau ^c

Published in Engineering Geology, Volume 248, 230 – 241 (08/01/2019).

DOI : <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.011>

^a Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Qc., Canada

^b SNC-Lavalin, Qc., Canada

^c École Polytechnique de Montréal, Université de Montréal, QC., Canada

* Corresponding author

Keywords: Ground Penetrating Radar, Electrical Resistivity Tomography, Geology, Bedrock, Civil Engineering.

Ce chapitre vise à développer une méthodologie d'intégration et d'interprétation de l'imagerie géoradar (GPR) et de tomographie par résistivité électrique (ERT) pour assister les travaux de reconnaissance proche surface. Notamment dans la planification des excavations devant être faites dans la cadre d'un projet d'installation de conduite d'égouts. La profondeur cible étant moins de 10 m, les méthodes à haute résolution GPR et ERT ont été utilisées de façon complémentaire. Après une campagne de mesure et le traitement des données, leur intégration et leur interprétation ont été faites de sorte à pouvoir faire une description lithologique des formations géologiques identifiées. À travers également une analyse poussée des textures observées sur l'imagerie GPR et des anomalies sur les profils ERT, ces interprétations ont permis de déterminer le profil de la profondeur du socle rocheux en continu à partir des tracés de l'interface dépôts meubles – socle rocheux, et validé par des forages géotechniques réalisés dans le cadre de l'étude (OS1).

3.1 Abstract

Ground-penetrating-radar (GPR) and electrical resistivity tomography (ERT) are two geophysical methods widely used for shallow subsurface structure investigations. Although GPR can provide high precision information, it is very limited by the detection depth, especially when there is a medium with high conductivity. This situation is common in the Abitibi greenstone belt of Canada, where fine-grained glaciolacustrine sediments are widespread. Therefore, GPR and electrical methods were combined to investigate the undulating topography of bedrock beneath the clay, to help an infrastructure installation within an urban area. GPR measurements were carried out with four frequencies (450 MHz, 160 MHz, 100 MHz, and 80 MHz) and ERT surveys were accomplished using a *Syscal Pro Switch* from *Iris Instruments*, with 72 electrodes. Shallow boreholes helped in the recognition of the lithology (up to 4m depth) and in the calibration of geophysical data interpretation. Known infrastructures (underground pipes) were used to estimate the velocity of the radar wave in the uppermost layers, which is estimated at 0.14 m/ns. The data show an unconsolidated material cover, composed of clay, sand, and backfill materials, overlying a rugged bedrock surface. The present study highlighted places where the burial of new infrastructures will require rock excavation, and the observations made during the excavation carried out as part of the underground infrastructure installation work made it possible to test the validity of the geophysical measurements.

3.2 Introduction

With the development of urbanization and modernization, the installation of underground infrastructures requires excavation. In the soil layer, excavations can be done using excavators, backhoe, or trenchless pipe laying technologies, whereas in the case of bedrock formations, explosives are used prior to excavation (Tatiya, 2005). Using one or another excavation technique involves different costs, risks, time of realization and generates supplementary cost for road rehabilitation in urban areas (Tighe et al., 2002). Therefore, a precise knowledge of the subsurface lithology is very important in planning civil works. Standard destructive investigation methods like boreholes and trenches provide precise rock elevation but come with the inherent risk of damaging existing underground infrastructures. They also do not provide continuous spatial information about existing pipes and bedrock elevations because the number of boreholes

is often limited to high rock probability areas to reduce the costs of the investigations and to avoid areas where buried infrastructures may be present. Geophysical methods are nondestructive and offer continuous spatial geological information of the subsurface. They can assist in reducing cost overruns related to unforeseen rock excavations and assist during the design phase to avoid or mitigate problem areas. The ground penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography (ERT) are two geophysical methods widely applied in civil engineering. The GPR method uses the transmission of short electromagnetic pulses (in the radio wave band) to detect structures of contrasting electrical impedance in the subsurface and determines the distance to which they are located (Morey, 1998). More specifically, it is a non-destructive method that detects the reflected signal from electrical interfaces where there is a difference in the dielectric permittivity (Daniels, 2005). This difference is often related to the change of materials. Therefore, it was applied for the location of underground cavities (El-Qady et al., 2005; Fernandes Jr et al., 2015), fractures or cracks (Diamanti & Redman, 2012; Krysiński & Sudyka, 2013), as well as for the determination of the percentage of clay (Benedetto & Tosti, 2013; Tosti et al., 2013). Recently, the GPR is widely used in civil engineering for investigating structures such as bridges, roads and pavements and monitoring the weakness occurrence over time (Capozzoli & Rizzo, 2017; Stryk et al., 2017; Wai-Lok Lai et al., 2018). Plati & Loizos (2013) used it for estimating the density and the moisture content in asphalt pavements; while the technique is also used for cracks and bridge deck monitoring (Alani et al., 2013; Benedetto, 2013). Many recent studies show the applications of GPR in engineering geology such as in stratigraphy and shear-deformation identification (Brandes et al., 2018; Lang et al., 2017), lithology studies in glacial condition (Campbell et al., 2018), and for embankment stability study by evaluating the characteristics of geological materials used for the structure (Pueyo Anchuela et al., 2018). The electrical resistivity tomography (ERT) method is based on the measurement of the electrical potential between two electrodes when transmitting a pulsed current between two other electrodes, this method is widely used in hydrogeology, engineering, archeology, mining exploration, and for the location of cavities, faults, and cracks (Reynolds, 2011). ERT has been also used by Festa et al. (2016) for documenting the lithology and identifying sinkholes in gypsum deposits covered by Quaternary sandy sediments, shallow slope failure analysis (Khan et al., 2017), soil characterization for geotechnical application (Sudha et al., 2009). Solberg et al. (2016) used ERT and other geophysical techniques to study the properties of sediments for

understanding quick-clay landslides. GPR and ERT have been used jointly in several studies because of their complementarity. Such combined methods were recently employed for the non-destructive evaluation of a dam used for mining restoration (Coulibaly et al., 2016), for the geological study of karsts in the unsaturated zone (Carrière et al., 2013), for bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps (Sass, 2007) and to characterize the architecture of Quaternary sediments (Pellicer & Gibson, 2011), among others. The purpose of this study is to assess the efficiency of coupled GPR-ERT surveys for estimating overburden thickness in an urban area where the bedrock surface is rugged. Observations from drilling and excavation work are subsequently used to discuss the value of carrying out geophysical work in support of the planning of underground infrastructure installation.

3.3 Location and geology of the study area

The study area is in the Cléricy district, approximately 30 km north of the city of Rouyn-Noranda, Quebec, Canada (Figure 3.1). There are three main types of inorganic sediments in the area (Figure 3.2a). The first unit is a till that rests unconformably on the bedrock (Brazeau, 2001; Cloutier et al., 2015). The matrix of the till is composed of approximately 10 to 40% gravel, 40 to 80% sand and 2 to 25% silt and clay (Tremblay, 1974). The till is overlaid in places by glaciofluvial sediments, which are associated with the most abundant granular aquifer complexes of the region (Cloutier et al., 2015). These deposits consist of gravel, sand and pebbles (Brazeau, 2001).

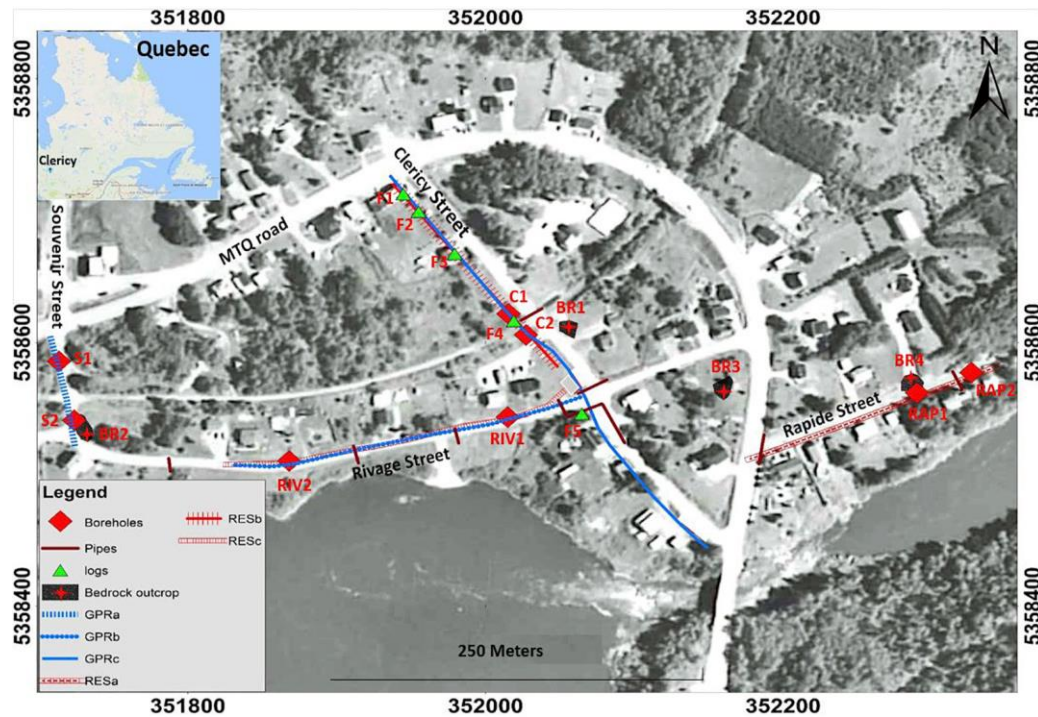


Figure 3.1 : Location of Clericy in Quebec province (small map on the left corner of Figure 1a); Streets, geophysical survey lines and boreholes locations (green triangles represent manual boreholes and red lozenges the deeper mobile drillings), known infrastructure and outcropping bedrock (Red Cross).

These sediments (Till and Sand – gravel complex) are covered in places by fine-grained deep-water glaciolacustrine sediments of the Barlow-Ojibway Lake. It is an important clay and silt deposit covering a large part of the Abitibi region. The thickness of these three units can vary greatly, due to the rugged topography of the underlying rocks of the Canadian Shield (Cloutier et al., 2015). The bedrock is composed of Archean rocks of the Abitibi geological sub province, and a bimodal sequence dominated by andesite and rhyolite is observed locally (Figure 3.2b) (Gélinas et al., 1984; Monecke et al., 2008; Pearson & Daigneault, 2009). Several bedrock outcrops (BR) were observed during fieldwork. A geodetic base station is located on one of these outcrops (Figure 3.1, BR1), and another is located very close to the intersection between the Rivage and Souvenir streets (Figure 3.1, BR2). It is expected to see the bedrock reflection near the surface on the GPR profiles in the vicinity of these outcrops. Apart from this information, there are also some civil infrastructures (pipes, culverts) that are perpendicular and others parallel to the roadway as indicated on figure 3.1. Such infrastructures allow evaluating the minimum overburden thickness at certain locations.

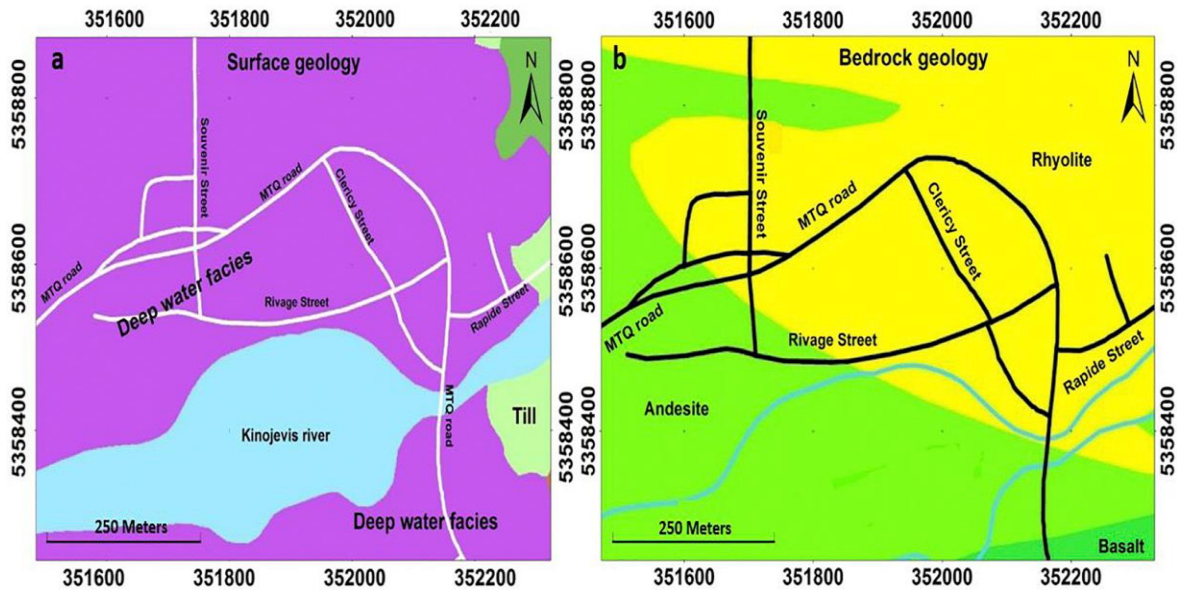


Figure 3.2 : a) Surface geology and outcrops represented by fine-grained deep-water glaciolacustrine sediments and till deposits; b) bedrock geology dominated by rhyolite (yellow) and andesite (green).

3.4 Methodology

3.4.1 Data collection

The GPR measurements were carried out in the summer and in the fall of 2016. Two systems were used, the *PulseEKKO Pro* from *Sensors & Software Inc* (Figure 3.3a) (100 MHz central frequency antennas, one meter apart), and the *MALA Ground Explorer (GX) HDR* system (High Dynamic Range) with shielded antennas (Figure 3.3b). For the *MALA* system, antennas with three different frequencies (80 MHz, 160 MHz, and 450 MHz) were used for measurements. GPS coordinates (x, y, z) corresponding to each GPR measurement are simultaneously recorded. For the *PulseEKKO Pro* system, two measurement modes were used, manual with fixed pitch (1 m) and free run (one reading per second). High precision x-y-z geolocated data were acquired simultaneously with the free run data using a *Trimble GNSS R8* differential GPS, allowing the corrections of GPR profiles for topography and XY positions. Three GPR profiles (GPR a, b, and c) were measured on three small streets (Clericy, Rivage, and Souvenir) (Figure 3.1). Outside the streets, measurements were made on bedrock outcrops, in order to distinguish the GPR reflection pattern of the bedrock from that of unconsolidated materials.

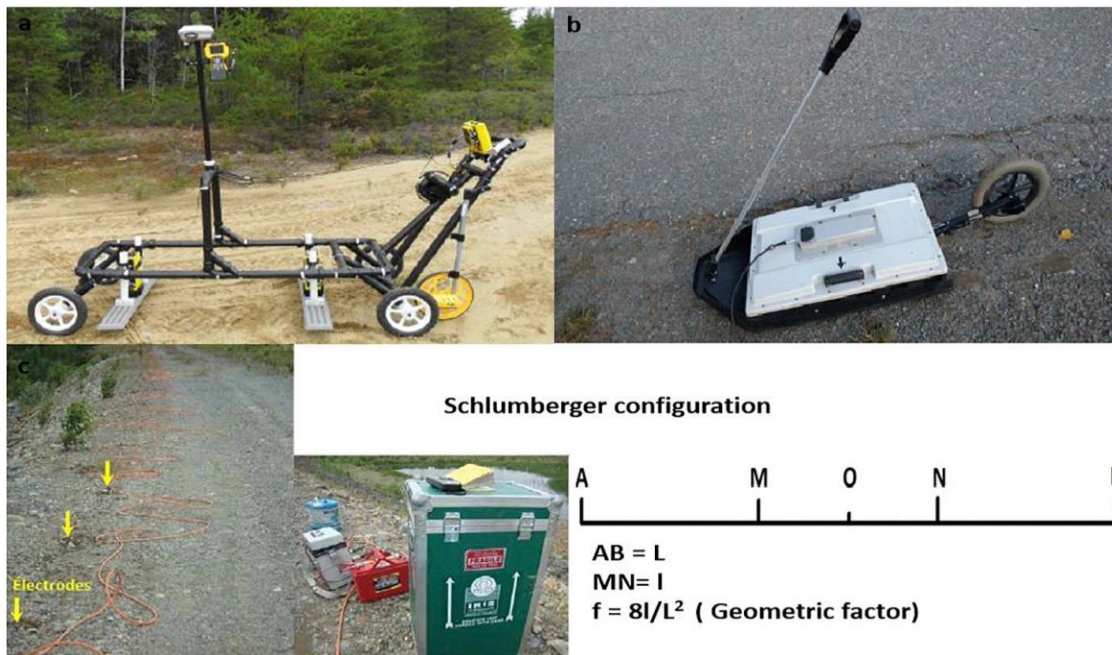


Figure 3.3 Systems for data acquisition, a) PulseEKKO Pro system with integrated GNSS, b) MALA GroundExplorer system with shielded antennas, c) Resistivity data acquisition and configuration used where ABMN represent the electrodes and O the location where a single measurement is made (Cloutier et al., 2015; Coulibaly et al., 2016; Dubois et al., 2011).

The ERT measurements were carried out at the beginning of November 2016. They were conducted using the *Syscal Pro Switch* electrical imaging system from *IRIS instruments*. A total of 36 or 72 electrodes, depending on the length of streets, were used with a spacing of 5 m (Figure 3.3c). This spacing is chosen to ensure both high resolution and suitable depth of detection, because in certain areas of the study area the thickness of unconsolidated units is near 20 m. In the urban environment, the subsurface units should be layer structured within 3 m below the surface. Nevertheless, given the bedrock outcrops identified in the area, the Schlumberger configuration was used for all resistivity measurements since it offers a better compromise between lateral and vertical resolution (Reynolds, 2011). Drilling was carried out using a manual auger and a mobile drilling rig mounted on a truck. First, five manual drill holes were made for shallow bedrock identification (Figure 3.4). Since materials from drilled holes can be extracted, this gives information about the lithology to 4 m deep (on Clericy Street). Subsequently, the mobile drilling rig was used for measuring the bedrock depth at eight additional sites.

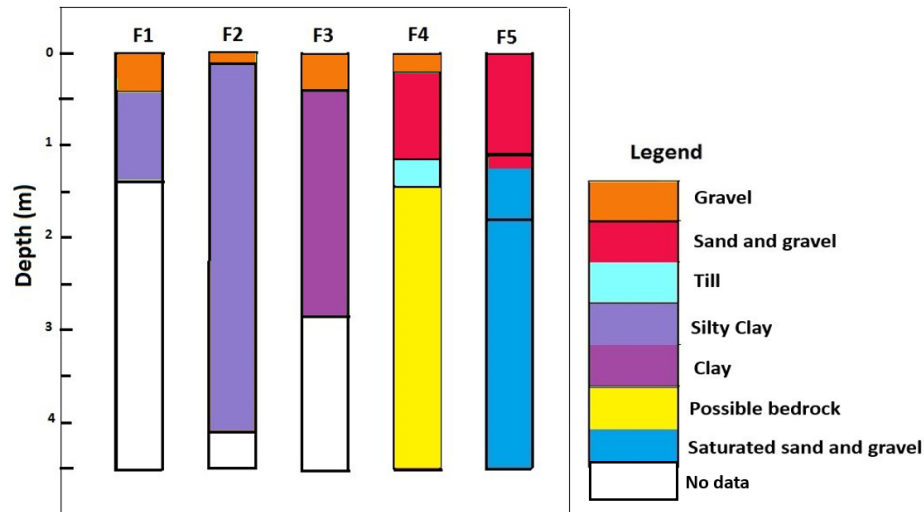


Figure 3.4 : Lithology information obtained by manual drilling on Clericity Street, this highlights the dominance of fine materials (clay and silt) but also the presence of sand and gravel.

3.4.2 Data processing

The *Reflexw* GPR and seismic data processing software (Sandmeier, 2008) was used for GPR data processing. The typical sequence of processing steps applied to the collected data was:

- Static corrections (move start time) to adjust time zero at the ground surface.
- Subtract mean (Dewow) to remove signal drift or DC shift caused by very low frequencies. These frequencies are associated with phenomena induced by a saturation of the signal by the first arrivals, or by instrumental drift (Cassidy & Jol, 2009).
- Bandpass frequency filtering for selecting a given frequency band in the spectrum.
- Background removal to enhance the signal of curved and plunging reflectors but reduce horizontal reflectors (Sheriff, 2010).
- Gain functions to enhance the small amplitudes of the signal, AGC Gain and Energy decay were used.
- Topographic correction to replace all traces in their exact location by using the data collected with the GNSS, and to visualize the topography on the final processed profile.

The ERT data were inverted using the *RES2DINV* software. Inversion was done using smooth and robust algorithms (Loke, 2004a). A smooth algorithm was used to invert all profiles except that of Rivage Street, which was inverted using a robust algorithm that is better suited where abrupt variations are observed. During these inversions, only on the Rivage Street we had a bad

measuring point, this was notably due to the presence of a pipe very close to the surface, this point is located on the WSW of the profile. All inversions were performed during six iterations and the RMS at the end of the inversions were 5.7 %, 4.3% and 9 % respectively for Clericy, Rapides and Rivage Streets.

Tableau 3.1 : Physical properties of common materials in urban environments (Chlaib et al., 2014; Di Prinzio et al., 2010; Reynolds, 2011; Telford et al., 1990).

Materials	Permittivity	Velocity (m/ns)	Resistivity (Ωm)
Air	1	0.3	∞
Fresh water	80	0.033	10 - 100
Sea water	80	0.01	5
Asphalt	3-5	0.134-0.173	-
Dry sand	2-6	0.12-0.17	500 - 10000
Wet sand	10-30	0.055-0.06	
Limestone	4-8	0.12	1000 - 100000
Shales	5--15	0.09	5-50
Till	5-16	0.077-0.13	100-10000
Silts	5-30	0.095	10-2000
Dry clay	2-6	0.173	1 - 100
Wet clay	5-40	0.86 - 0.11	
Gravel	-	-	100 - 1400
Sand and gravel	-	-	30 - 225
Non-altered igneous rocks	-	-	1000 - 100000
Andesite	-	-	1700 - 45000
Basalt	-	-	1000 - 10000000

3.4.3 Physical properties of materials

The geophysical data interpretation relies on the knowledge of physical properties of the subsurface. The most important physical properties of the materials for GPR and resistivity data interpretation are the relative dielectric permittivity (or dielectric constant) and the electrical resistivity, respectively. Table 3.1 shows examples of these properties for some common materials observed in the study area. The variation of these properties depends mainly on the porosity of the medium, fractures, water content and the conductivity of the water, mineralogy, pressure, dissolved ion content, temperature, and clay content (López & González, 1993; Sbartaï

et al., 2007). Therefore, the velocity of radio waves transmitted through a medium is nonlinearly related to the electric properties and influenced by the above factors. The relative dielectric permittivity range is approximately between 4 for dry soils and 50 for water-saturated soils (non-organic soils), and increases with water content (Bouchedda, 2010). Consequently, conductive materials such as clay tend to attenuate the GPR signal because of their high conductivity.

Tableau 3.2 : Comparison between elevations of the pipes obtained from GNSS and those on the GPR profiles based on a GPR wave velocity of 0.14 m/ns.

Street	Pipe-Id	Known elevation-GPS (m)	Elevation-GPR (m)	Diff (m)
Cléricy	UTRA-RIB Ø00	280.1	279.909	0.191
	TTOG Ø500	274.948	274.991	0.043
	UTRA-RIB Ø600	274.519	274.527	0.008
Rivage	TTOG Ø600	275.2	275.126	0.074
	TTOG Ø500	272.688	272.364	0.324
	UTRA-RIB Ø750	270.7	270.792	0.092
	TTOG Ø400	274.354	274.251	0.103
Rapide	BIG "O" 450 MTQ	278.2	277.893	0.307
	BIG "O" 450 Fin	279.4	279.112	0.288
MTQ	TAB Ø900	273.2	273.381	0.181
	TTOG Ø900	281.75	281.643	0.107
Max (m)				0.324
Min (m)				0.008
Average (m)				0.156

3.4.4 Velocity estimation

In order to evaluate the elevation of GPR reflectors, the topography correction in Reflexw needs to be assessed using an average GPR wave velocity. This average velocity can be estimated by many ways; by performing CMP (Common Mid-Point) surveys, using time-domain reflectometry, measuring travel time between two boreholes, or using a buried object of known depth (Neal, 2004). In the present study, known underground infrastructures (pipes and culverts) were used to estimate the radio wave velocity in the subsurface. The location of each pipe is precisely determined using a differential GPS and confirmed by an existing database of

underground structures (Rouyn-Noranda City and Stavibel-SNC-Lavalin). To estimate the average GPR wave velocity, the elevation of the pipes estimated by GPR data processing were compared with known elevations (Table 3.2). An average velocity of 0.14 m/ns was obtained after several iterations using data from 11 pipes. The maximum difference is 0.324 m, and the average of these difference is about 0.15 m. This is sufficient in the context of the present project.

Tableau 3.3 : Velocity estimation with TWTT and depth to bedrock in boreholes from the theoretical formula of reflection. An average velocity of 0.141 m/ns is obtained which is identical to that obtained using infrastructures.

Bedrock depth (m)	TWTT (ns)	V (m/ns)
0.3	12	0.052
0.5	11	0.092
2.4	48	0.1
1.5	30	0.1
1.8	34	0.106
1.2	22	0.109
0.6	11	0.11
3	50	0.12
1.5	24	0.125
0.9	13	0.139
2.6	35	0.149
3.7	47	0.157
2.7	33	0.164
3.4	38	0.179
3.4	32	0.213
1.2	11	0.219
1.2	10	0.241
Average Velocity (Va) [m/ns]		0.141
Standard deviation [m/ns]		0.05

The average GPR wave velocity was also estimated using borehole data (Table 3.3). The two-way travel-time (TWTT) of radar reflections from the bedrock were used with the known bedrock depth obtained from the boreholes to evaluate the velocity by using the hyperbolic equation of reflection (3.1).

$$T = \frac{2}{V} * \sqrt{D^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2} \quad (3.1)$$

Where T is the two-way travel-time (TWTT), v is the GPR wave velocity, D is the depth to the reflector and x is the distance between the transmitter (Tx) and the receiver (Rx). Both estimations demonstrate a consistent result of 0.141 m/ns as the average velocity for the study area. This value has been used in GPR data interpretation. This calculation process gives an average velocity (V_a) of 0.141 m/ns with a standard deviation (σv) of 0.05 m/ns. These values were obtained with a Tx-Rx distance equal to 0.18 m for the 450 MHz *Mala* system. Most of the velocity values (80%) are between $V_a - \sigma v$ and $V_a + \sigma v$ (Table 3.3).

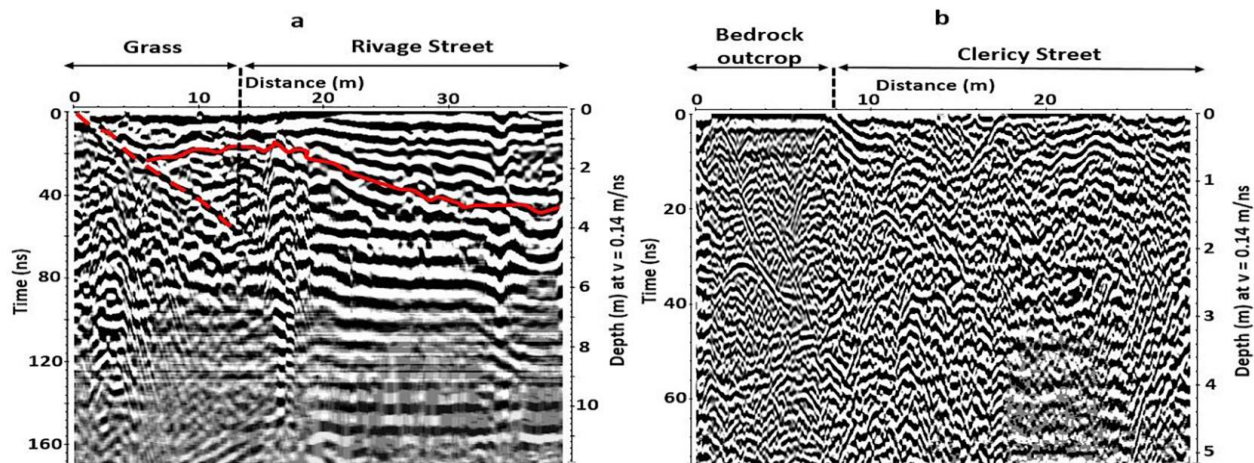


Figure 3.5 : GPR measurements on outcrops; a) on Rivage Street (160 MHz), b) on Clericity Street (450 MHz). There are two different patterns, one formed of banded structures for stratified sediments and the other for the bedrock. The signal is attenuated beyond a depth of 2 m under Rivage Street, but the depth of penetration is deeper compared to the profile carried out on Clericity Street.

3.5 Interpretation

3.5.1 Reflection pattern recognition

The GPR signals acquired over geological formations vary depending on the type of material and its textures. Banded sedimentary rocks often appear as a superimposition of layered small reflections (Pellicer & Gibson, 2011), whereas in the case of massive rocks, it depends on whether or not they are fractured. Figure 3.5 shows two GPR profiles crossing the outcrops located at the geodetic station beside Clericity Street (frequency 450 MHz) and at the end of Rivage Street (frequency 160 MHz). The sediments appear as a succession of horizontal or sub-horizontal reflections, which are observed above the red line on Figure 3.5a (the red dotted line

representing the bedrock surface). The attenuation of the GPR signal, which is most likely caused by the presence of clay in the sediments, is evident at depths exceeding 3 m (frequency 160 MHz). Figure 3.5b shows two different reflection patterns over the bedrock versus the sediments. Oblique and bending reflectors represent sediments (near the surface). The massive rocks (left part on Figure 3.5b) present a similar reflection pattern (hyperbolic) as manmade unconsolidated filling material (right lower part on Figure 3.5b). Particularly at low frequencies (80, 100 and 160 MHz) we observe a repetitive random noise around 80 ns. This could be the effect of power lines that follow the streets longitudinally (Figure 3.5a, Figure 3.8b, Figure 3.8c, and Figure 3.8d).

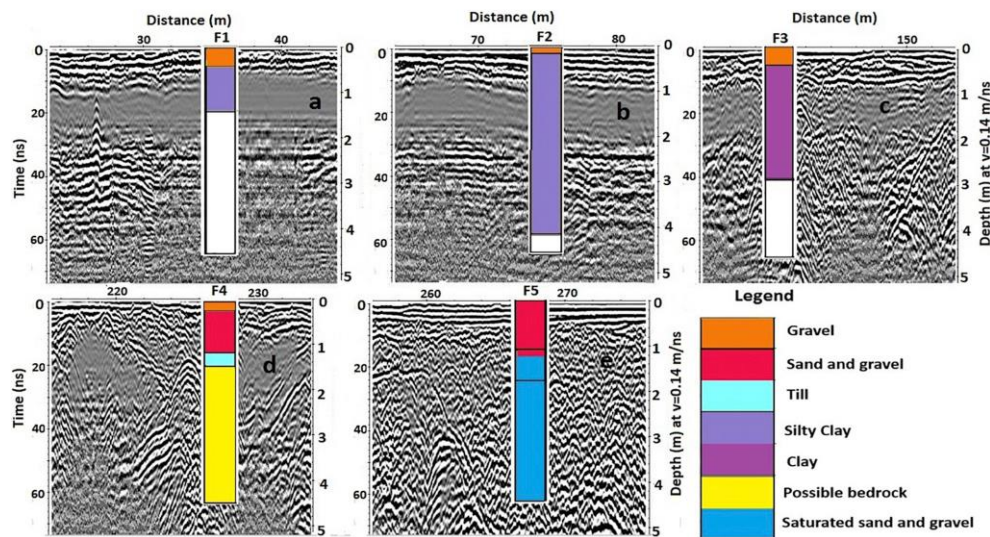


Figure 3.6 : Identification of different textures on GPR profiles and correlation with the lithology obtained from manual auger holes on Clericy Street.

The lithological information obtained from manual auger holes confirmed the interpretation of the GPR profile conducted on Clericy Street. The first three boreholes showed a dominance of clay, and it is clearly seen in Figure 3.6a, Figure 3.6b and Figure 3.6c that the penetration of the radio waves is much reduced due to relatively high conductivity of the clay layer with respect to that of the bedrock. At drill hole F4 (Figure 3.6d), the texture is different from that of the clays; the borehole is located in the area where the bedrock is very shallow, and the texture is similar to that observed over the outcrop in Figure 3.5b. Finally, the drill hole F5 shows a third texture caused by sand deposits.

The knowledge acquired above helped the interpretation of GPR profiles collected in the district of Clericy. For example, the GPR profile on Souvenir Street (Figure 3.7a) allows a better

estimate of the bedrock depth, when accounting for the reflection pattern. The GPR reflections show several dipping and bending reflectors that were interpreted as the interface between the unconsolidated materials and the bedrock. The depth of the bedrock was estimated based on the position of the hyperbolic features (bold black line on Figure 3.7b). The two boreholes S1 and S2 allowed measuring the depth of the bedrock at 1.5m and 0.6m respectively, while the GPR profile gives 1.9 m and 0.7 m. (Table 3.4).

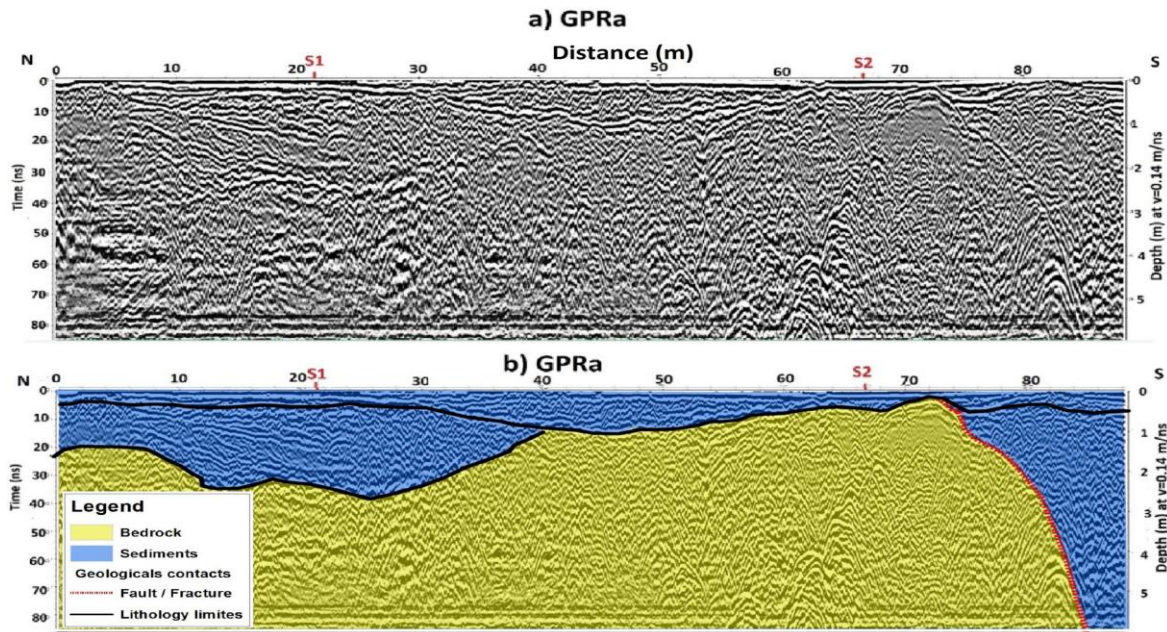


Figure 3.7 : GPR profile on Souvenir Street, a) GPR processed profile, b) geological interpretation of the profile.

Tableau 3.4 : Depth to bedrock estimated from GPR and ERT data interpretation and from drilling.

Street	Id. BH	Profile		Bedrock depth (m)		
		GPR	RES	BH	GPR	Res
Clericy	C1	GPRc	RESc	1.8	1.6	2.5
	C2			1.2	0.8	1.2
Souvenir	S1	GPRa	-	1.5	1.9	-
	S2			0.6	0.7	-
Rivage	RIV1	GPRb	RESd	0.9		< 1
	RIV2			3.4		3.8
Rapides	RAP1	-	RESa	1.2	-	1.5
	RAP2			1.2	-	1.8

3.5.2 Frequency comparison

The radio waves transmitted by a GPR system attenuate due to absorption and diffraction when propagating through a heterogeneous medium. The depth of penetration is also frequency dependent. Two types of GPR systems (*PulseEKKO Pro* and *MALA*) with four frequencies were used on the MTQ Road in the present study (see Figure 3.1). As the vertical resolution of GPR is a quarter of the wavelength of the radar wave, and the wavelength is inversely proportional to the frequency of measurement, higher frequency signals penetrate only the shallower subsurface, but provide a higher resolution. By comparing the GPR profiles over known underground infrastructures, Figure 3.8 shows the difference of four frequencies. The effect of the pipe is more visible in Figure 3.8a and Figure 3.8b, for frequencies of 450 MHz and 160 MHz, respectively. For the 100 MHz and 80 MHz, the hyperbola of the pipe is blurred, but the effect of the electric lines (above ground) is observed in the measurements.

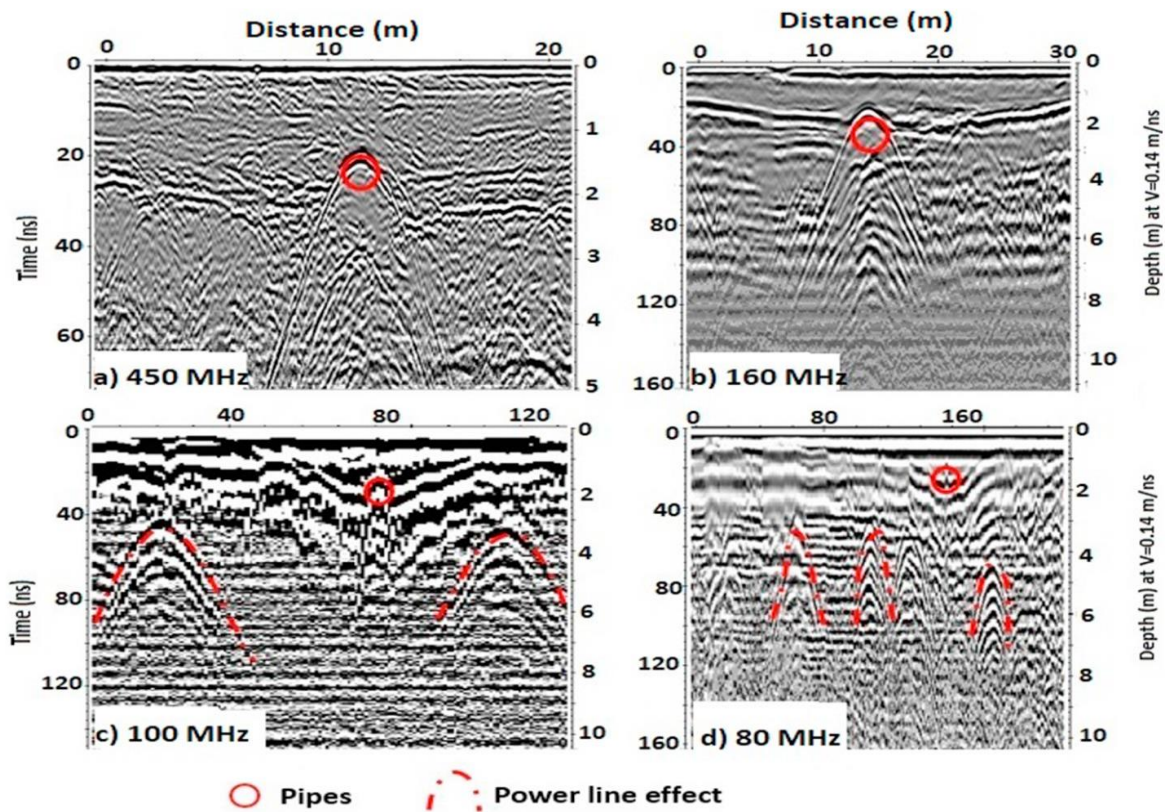


Figure 3.8 : Resolution comparison between four frequencies used for measurements on the MTQ road, a) 450 MHz, b) 160 MHz, c) 100 MHz, d) 80 MHz. The pipe appears more clearly on the high frequency profiles (450 MHz and 160 MHz) and less for the low frequencies (100 MHz and 80 MHz). High frequencies offer a better spatial resolution.

The profiles obtained by the *MALA* system with higher frequencies provide a better spatial resolution but allow a shallower investigation depth (Figure 3.8a, Figure 3.8b, and Figure 3.8d) than the profile shown in Figure 3.8c, which was measured by the *PulseEKKO Pro* system with lower frequency antennae. The difference in resolution could also be partly explained by the number of traces per meter. The sample rate of *PulseEKKO Pro* was one trace per meter, while the *MALA* was one trace per 0.05 m for 450 MHz.

3.5.3 Integrated GPR and ERT interpretation

Rapides street

The depth of investigation of the ERT survey is about 20 to 30 m. Combining the GPR high-resolution detection for shallow structures with deeper resistivity survey allows a more efficient delineation of the bedrock. Figure 3.9 shows the 2D resistivity model interpreted from inversion of the Rapides Street ERT data. The low resistivity layer ($> 84 \Omega.m$ and $< 500 \Omega.m$) consists of sediments, mainly sand. These values correspond to those given in Table 3.1 for wet sands. Below this layer, a high resistivity media ($> 700 \Omega.m$) most likely represents the bedrock. This value is comparable to the resistivity values typically reported for non-altered igneous rocks (Table 3.1). According to this interpretation, the depth to bedrock is approximately 5m to the WSW and < 1 m to the ENE (Figure 3.9). An outcrop of bedrock is observed on this street near the position 125 m (outcrop BR4 on Figure 3.1) of the profile. Logs from boreholes RAP 1 (1.2 m) and RAP 2 (1.2 m) further support the interpretation (Table 3.4).

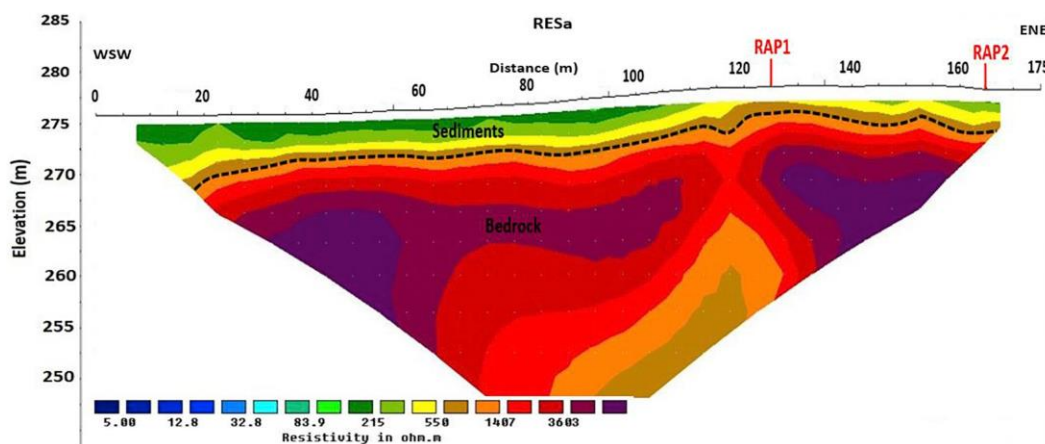


Figure 3.9 : Interpreted resistivity section on Rapides Street. Dashed black line separates two media: the upper layer mainly consists of sand, with resistivities $< 500 \Omega.m$, The lower layer represents the bedrock. The bedrock is close to the surface on the ENE side of the profile.

Clericy street

On Clericy Street (Figure 3.6), both GPR data interpretation and manual logs identified a clay layer that affected the penetration depth and resolution of the GPR signal. If the recorded low resistivities ($< 100 \Omega.m$) outline the clay layer (Figure 3.10b), it can be deduced that its thickness is about 5 to 10 m in the NW portion of the profile, while it thins out to the SE. The clay layer disappears around drill hole C1 at 150 m on the profile (Figure 3.10b). According to the observations made in drill holes C1 and C2 (Table 4), the thickness of unconsolidated units is thin (< 1 m) between 150 m and 185 m on the profile; the bedrock is there near to the surface (Figure 3.10a and Figure 3.10b). An outcrop (BR1 on Figure 3.1) is located at the geodetic base located beside the profile. Moreover, the texture of the GPR reflections in this zone is very similar to that observed on the outcrop of the base station (Figure 3.5b). This elevation of the bedrock is also visible on the resistivity profile (Figure 10b) as the large resistivity block ($> 500 \Omega.m$). The observations made on profile GPRc are consistent with the data from lithological logs F1, F2 and F3 (Figure 3.10a). Indeed, all measurements (GPR, ERT and borehole) show the presence of fine-grained sediments (clays, silts), which coincide with the area where the GPR signal is most attenuated. The low resistivity values ($< 100 \Omega.m$) reported on the ERT profile further confirm the presence of clay in the uppermost 5 m.

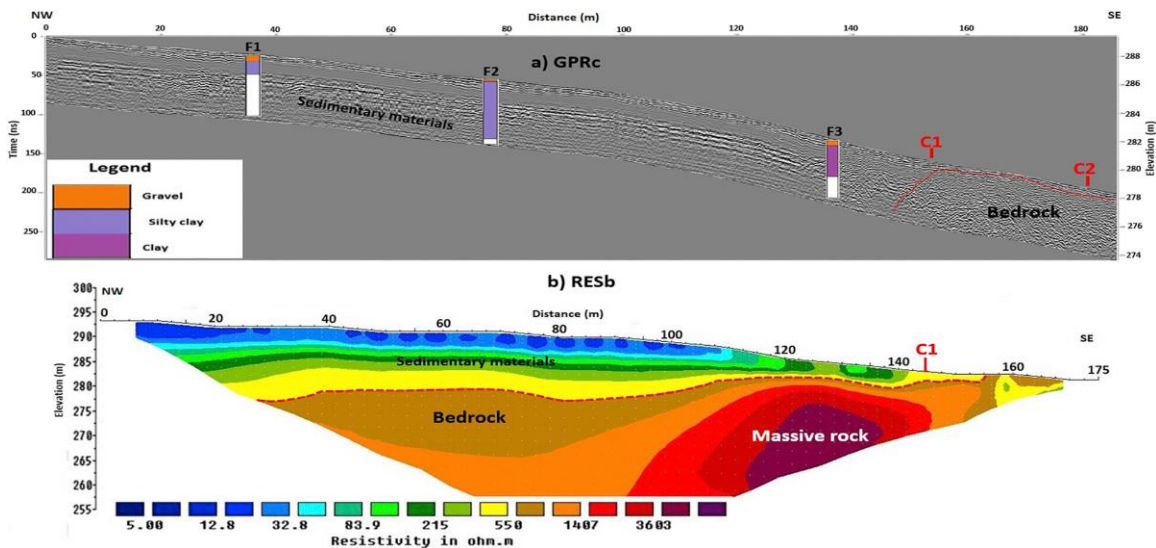


Figure 3.10 : GPR and ERT investigations on Clericy Street, a) GPR profile interpretation for 450 MHz antennas, b) resistivity model from smooth 2D inversion. The GPR profile shows the presence of clay over 150m along the profile, marked by the absorption of the signal. The ERT allows a deeper investigation and a better evaluation of the bedrock surface geometry.

Rivage street

Both GPR and ERT surveys show a rugged bedrock structure under Rivage Street. From the west to 180m along both profiles, it seems that the depth to bedrock ranges between 5 m to 10 m, and then, it thins out after 190m (Figure 3.11a, Figure 3.11b). A bedrock outcrop is observed beside Rivage Street near RIV2. The GPR allowed estimating that depth to bedrock was < 1 m near the outcrop on the profile. This estimation is verified by using borehole RIV2, which shows a bedrock depth of 0.9 m (Table 4). Lateral changes of lithology are marked by an alternation of low ($< 200 \Omega.m$) and high ($> 200 \Omega.m$ and $< 500 \Omega.m$) resistivities along the ERT profile (Figure 3.11a). These same changes are observable on the GPR profile (Figure 3.11b), where the signal is attenuated, likely due to the presence of clay. Two pipes are observed at 10 m and 150 m on the GPR profile (Figure 3.11b); a fracture zone in the bedrock between positions 220 m and 240 m is also observed on the ERT profile. Based on the above interpretations from different profiles, the average bedrock depth was estimated along the surveyed streets (Figure 3.12). In Figure 3.12, areas where the bedrock depth is up to 5 m are represented in blue, while areas of shallow bedrock (< 1 m) are shown in red, consistent with the bedrock outcrops observed in the field. These results are likely to be useful for both consultants and municipal stakeholders planning excavation for installing a sewer system in the Clericy district.

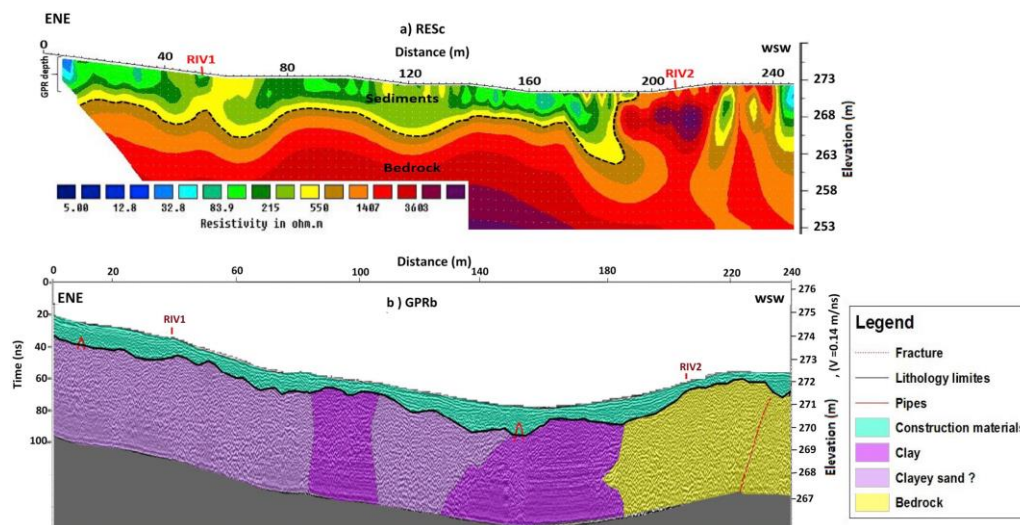


Figure 3.11 : GPR and ERT for Rivage Street, a) interpreted resistivity inverted from robust 2D inversion, b) GPR reflection profile for 450 MHz antennas. Bedrock is found at a depth of > 5 m on average over most of the profile from east to west but very close to the surface (< 1 m) for position greater than 195 m. Both profiles show a lateral alternation of clay, sand, and sandy clay between 0 and 195 m.

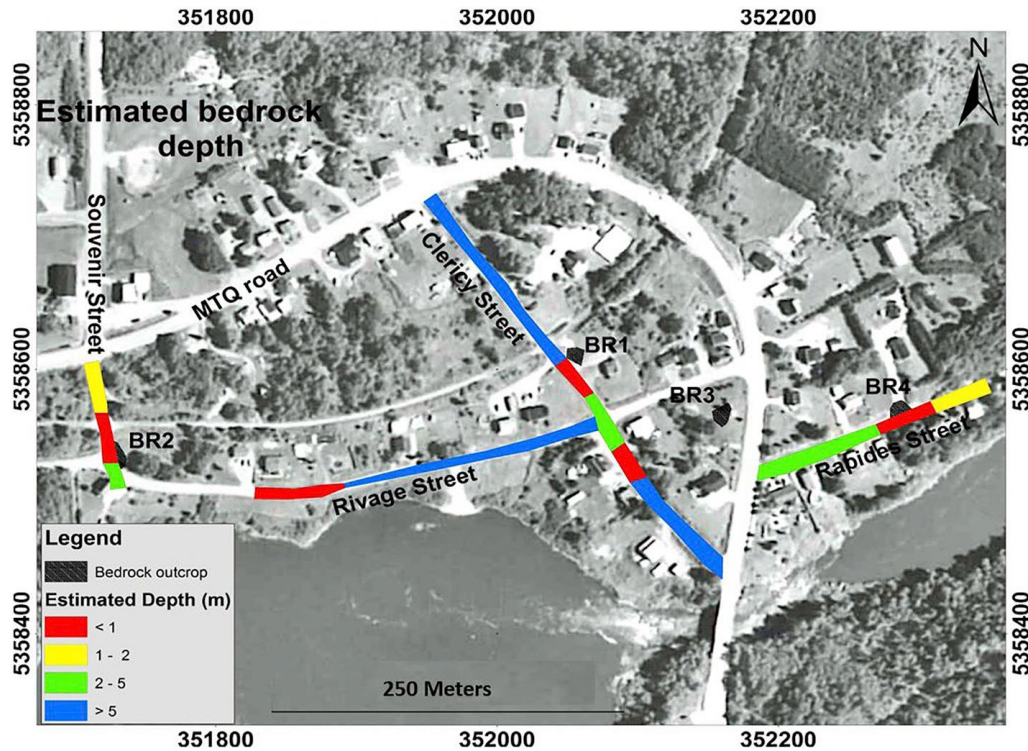


Figure 3.12 : Estimation of the average depth of the bedrock for the different streets.

3.6 Discussion

The interpretation of the GPR data for delineating the lithology was based on a GPR wave velocity estimation. Accurate evaluation of the GPR wave velocity is more complex for a heterogeneous medium. In this study, significant lithological changes were recorded within single profiles. As a leading example, the lithological logs associated with Clericy Street (Figure 3.13) reveal the presence of clay, silt, bedrock (rhyolite), sand and gravel and finally a backfill. Based on the data provided in Table 3.1, significant variations in GPR wave velocity are expected (0.173 m/ns for dry clay, 0.086 – 0.11 m/ns for wet clay, 0.12 – 0.17 m/ns for dry sand, 0.055 – 0.06 m/ns for wet sand, and 0.095 m/ns for silts). The average GPR wave velocity estimated at 0.14 m/ns is considered representative for the study area because it was justified by repositioning the infrastructures at their known depths on the GPR profiles. Although 80% of evaluated velocities in Table 3.3 are between 0.14 ± 0.05 m/ns, the error related to this estimation must be considered, as represented by the residuals in Table 3.2, with an average of 0.156 m. Therefore, GPR-based depth estimates are considered to present an error in the order of 0.156 m. The understanding of the ERT data is based mainly on the contrasts in resistivity, which are within

the range of typical values from the literature (Table 3.1), with further information provided by the borehole data. The resistivity ranges for each of the geological formations are:

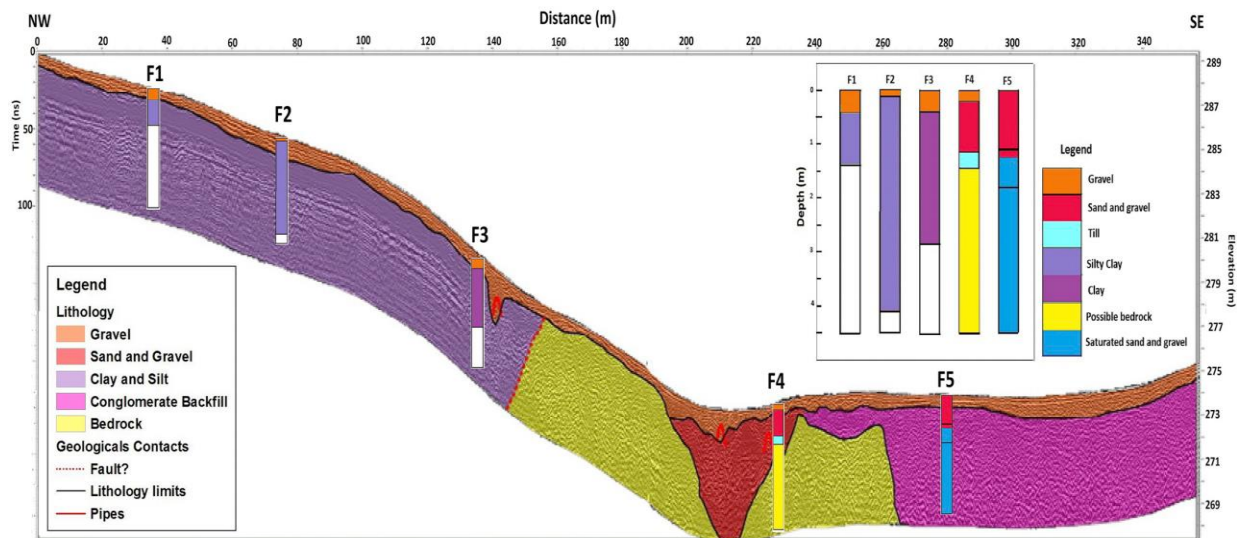


Figure 3.13 : GPR and manual logs integrated for Clericity Street. We observe the lateral variation of the materials all along the street, from clays to the bedrock and finally sand and gravel, and materials for backfilling.

clay ($1 - 100 \Omega.m$), sand ($500 - 10^4 \Omega.m$), gravel ($100 - 1400 \Omega.m$) and non-altered igneous rocks ($10^3 - 10^5 \Omega.m$). Based on this wide range of values of resistivity variations, it is difficult to determine a threshold that represents the interface between unconsolidated materials and crystalline bedrock; however, drawing on these references, the bedrock resistivity value should be $> 500 \Omega.m$. Since the ERT profiles have been carried out in areas where the bedrock mainly consists of rhyolites, the resistivity of the bedrock estimated for the three profiles made on the Rapides, Clericity and Rivage streets is $> 550 \Omega.m$. This value was estimated based on the bedrock depth evaluated from the boreholes. For example, the bedrock depths are 1.2m and 1.8m in boreholes RAP2 and C1, respectively. These depths were used to estimate the resistivity at the unconsolidated units/bedrock interface in the ERT profile. The bedrock resistivity values estimated herein are slightly different from those proposed in Table 3.1. This difference could be explained by the fact that the bedrock is altered (fractured and wet). Previously, it was mentioned that the resistivity depends on parameters such as porosity, water content and the conductivity of the water, mineralogy, and clay content (López & González, 1993; Sbartaï et al., 2007). Such factors likely explain the relatively low resistivity of the bedrock in the study area.



Figure 3.14 : Image made during excavations on Clericy Street, highlighting a near-surface and undulating bedrock (rhyolite).

During civil engineering works for the construction of sewer pipes, the excavations confirmed that the bedrock is close to the surface as observed on the geophysical profiles (see photo in Figure 3.14). From the west to the east, the top of bedrock goes from a depth > 0.6 m to < 0.2 m in a few meters, which is observable in Figure 3.12 between the drillings F4 and F5. The depths are different due to the fact that the GPR profile was made on the south side of the street and the excavation is on the north side, The GPR data is consistent with the morphology of the bedrock as observed in the excavated trench. The results obtained with the two geophysical techniques (GPR and ERT) show the importance of non-destructive investigations for geological engineering projects oriented for civil engineering. Being able to identify the lithological units in the first meters of the subsurface is important especially with the limitations of the techniques. In the literature both techniques have been widely used in geology. Avila-Olivera & Garduño-Monroy (2008) used the GPR for the identification of faults in a graben system and cracks on a wall. They established that these structural elements appeared as reflectors of geological layer interfaces. We have also observed fractures in the bedrock (Figure 3.11) even if they are limited to just the identification of the reflectors without focusing on the textures of different lithology. Busato et al. (2016) also made the characterization of a river embankment using GPR and ERT.

They were able to identify the different layers of materials; in this case they had the advantage of having a good knowledge of the embankment, while in our case we did not have this information, it was necessary to establish a methodology for lithological identification.

3.7 Conclusion

The combination of GPR and ERT data with borehole data and field observations allows a comprehensive interpretation of the subsurface lithology in the Clericy district. The GPR was efficient within the uppermost 5 m to identify the different near surface units based on different textures. In cases where the bedrock is at shallow depth, it is possible to distinguish it from unconsolidated materials on the GPR profiles. For all the GPR data collected in this study, those made with the 450 MHz antennas (*MALA* system) offered the best resolution, although attenuation caused lower penetration. On these profiles, it was possible to clearly identify the buried infrastructures in the area. The ERT profiles were introduced as a complement in the case where there are surficial conductive clays causing GPR signal attenuation, but also when the bedrock is at depths > 5 m. Areas of low resistivity ($< 100 \Omega.m$) were found to correspond to the clay deposits of the studied area. The resistivity surveys were useful to determine the elevation of the bedrock surface on all the surveyed streets. The resistivity of the bedrock has been estimated at values $> 600 \Omega.m$ in the local setting.

3.8 Acknowledgements

This work was funded by NSERC (Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada) with industry partner SNC-Lavalin Stavibel inc. and Rouyn-Noranda City. We especially thank SNC-Lavalin Stavibel inc., and Pierre Moses leader of engineering group of Rouyn-Noranda City for providing access to available infrastructure information as well as valuable discussions with us through the project, and Dimitri Ngueyem engineer at Rouyn-Noranda City for his aid during this project. Thanks to Bahman Abbassi, Xueping Dai, Simon Nadeau, Chong Liu, Nacim Foudil-Bey and Denys Vermette for fieldwork help. We sincerely thank the reviewers for their comments that make improvement of the present paper.

CHAPITRE 4 DÉFIS DE DÉTECTIONS DES GALERIES MINIÈRES PAR MÉTHODES GÉORADAR, ÉLECTRIQUES ET ÉLECTROMAGNÉTIQUES

4.1 Introduction

La méthode géoradar (GPR) qui permet d'avoir une image à haute résolution du sous-sol; la méthode de tomographie par résistivité électrique (ERT); et les méthodes électromagnétiques (EM) en domaine temporel (TDEM), sont utilisées dans des domaines multiples et variés comme en exploration minière, génie civil, archéologie, environnement, et en hydrogéologie notamment pour déterminer le niveau phréatique ou la cartographie des contaminations. Dans un domaine comme la restauration des sites miniers abandonnés, ou la définition des périmètres de sécurité doit être faite avant toute construction d'infrastructures civiles dans ces zones. Il sera donc important de s'assurer que ces anciennes excavations minières ne poseront pas de problème dans les fondations, voire entraîner des effondrements de ces infrastructures. Pour ce faire, il sera donc primordial d'identifier ces excavations qui peuvent être des galeries ou des chantiers miniers non remblayés. À l'état abandonné, ces cavités peuvent être vides, remblayées, ou remplies d'eau, et avec les phénomènes de drainage minier acide (DMA) ou le drainage minier rocheux (DMR) ces eaux peuvent contenir des sulfures et devenir conductrices. Dans la littérature, les méthodes géophysiques électriques (ERT) et électromagnétiques (GPR) ont été largement utilisées pour l'identification des cavités. Le GPR étant une méthode d'imagerie haute résolution, a permis de détecter des cavités très petites; de quelques millimètres dans les structures à béton (Cassidy et al., 2011); de dimension centimétrique dans les routes (Lai et al., 2017, 2018; Zhang et al., 2022); ou d'autres de très grandes dimensions comme les karsts (Al-Fares et al., 2002; Baggett et al., 2020; Kofman et al., 2006). La tomographie par résistivité électrique (ERT) quant à elle est l'une des techniques les plus utilisées pour l'exploration des cavités. Notamment en milieu urbain (Cardarelli et al., 2010; Ungureanu et al., 2017); mais aussi pour l'étude des systèmes karstiques (Gambetta et al., 2011; Ismail & Anderson, 2012; Redhaounia et al., 2015; Su et al., 2021). La méthode électromagnétique en domaine transitoire est rarement utilisée pour ce genre d'étude, certainement parce que plus coûteuse que les deux autres et nécessitant que la cible explorée soit conductrice pour pouvoir induire un champ magnétique secondaire après son excitation par un champ magnétique primaire. Cette dernière condition n'étant pas vraie pour une cavité vide, son

application sera conditionnée par le remplissage ou non des cavités par l'eau, dont la résistivité électrique est inférieure à $100 \Omega\text{m}$, et celle des roches du socle qui est de l'ordre de quelques milliers d'Ohm.m ($> 3000 \Omega\text{m}$ pour les roches du socle en Abitibi). Donc avec ce fort contraste de résistivité, on peut s'attendre à détecter ces infrastructures par la méthode TDEM. Dans la littérature, il n'y a pas beaucoup d'auteurs qui ont traité cette problématique en se servant de cette technique. Il existe quelques études réalisées, qui sont liées aux problématiques civiles, notamment des structures qui s'affaissent à cause de la présence d'anciennes cavités faites lors de l'exploitation des mines de charbon (Xue et al., 2018; Xue et al., 2013). Parmi ces trois méthodes, le GPR et l'ERT sont les plus utilisées pour explorer les cavités peu profondes, généralement moins de 50 m. Lorsque ces cavités sont profondes, comme celles rencontrées dans les excavations minières qui peuvent se trouver à des centaines de mètres de profondeur, il y a toujours besoin de nouveaux développements afin de les explorer.

Afin d'avancer les connaissances dans cette problématique d'investigation des anciennes galeries minières abandonnées, des séries de simulations numériques basées sur les méthodes électriques (ERT) et électromagnétiques (GPR et TDEM) ont été effectuées. Elles ont permis d'évaluer dans quelles mesures ces techniques peuvent être utilisées pour la détection de ces cavités profondes (OS2).

4.2 Approche méthodologique

La démarche proposée s'articule autour de plusieurs parties qui concourent toutes vers l'aboutissement de l'objectif principal de l'étude; qui est de définir les défis liés à la détection des galeries minières abandonnées, et de montrer dans quelle mesure les méthodes géophysiques (GPR, ERT et TDEM) pourraient constituer une alternative pour identifier ces infrastructures. Pour ce faire, des modélisations numériques qui consistent en la résolution du problème direct se rapportant à ces techniques d'explorations peuvent être faites. Ces modélisations doivent commencer par la définition de l'échelle d'application de chacune des méthodes. Trois différents domaines ont été définis sur la Figure 4.1, qui représentent chacune des trois méthodes. Le plus large domaine avec des dimensions de 4000 m en X et Y et 1000 m en Z a été défini pour la technique TDEM (Figure 4.1a et 4.1b), un domaine intermédiaire dont une section XZ de dimensions 600 m*150 m pour la méthode ERT, et finalement un domaine plus petit de dimensions XYZ (100 m * 100 m * 125 m) a été considéré pour la méthode GPR. Ces considérations sont en fonction de leurs différentes profondeurs d'investigation. Donc, en

procédant ainsi, on évite de surdimensionner les modèles géologiques lors de la simulation, afin d'optimiser le temps de calcul.

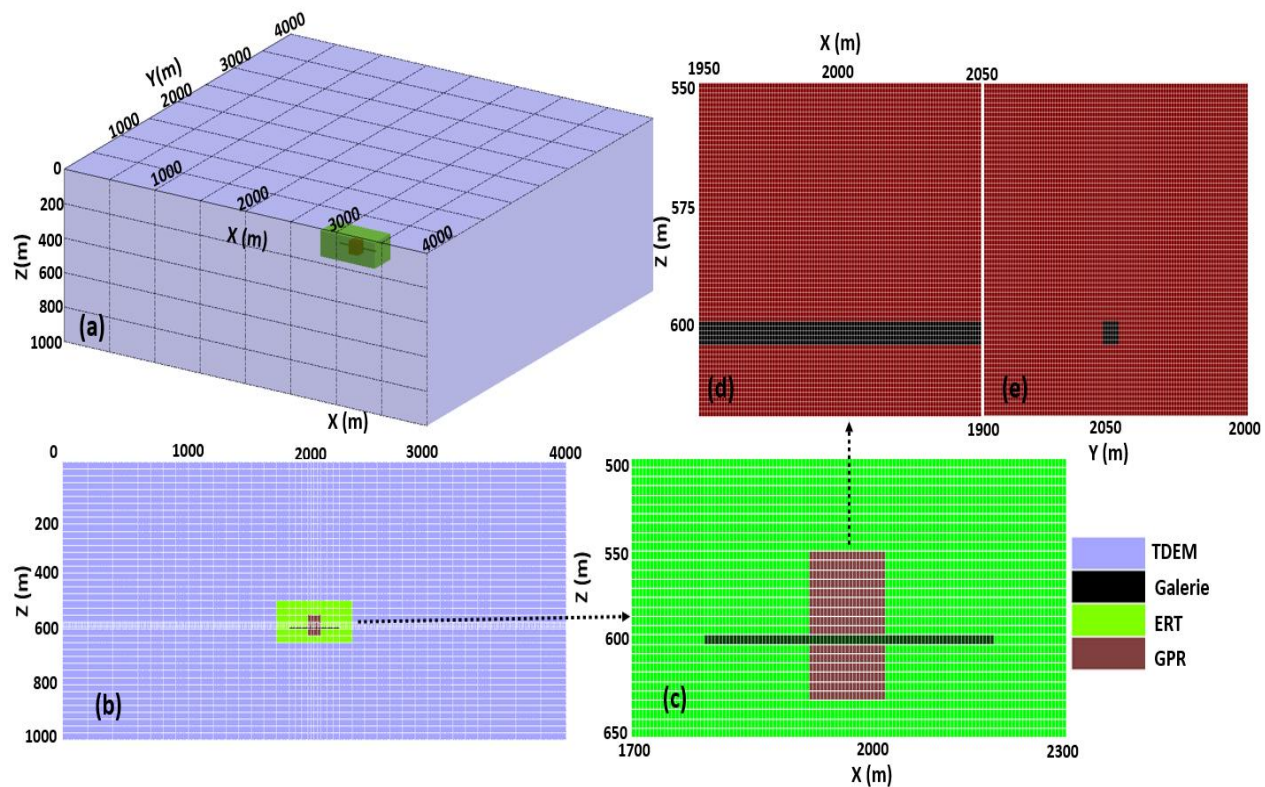


Figure 4.1 : Comparaison des échelles de modélisation des trois méthodes, a) modèle 3D globale montrant les échelles des trois méthodes, b) vue en section XZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation TDEM, c) vue en section XZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation ERT, d) vue en section XZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation GPR, e) vue en section YZ montrant la discrétisation pour modèle de simulation GPR.

4.2.1 Propriétés physiques

La possibilité d'identifier des cavités souterraines par les méthodes TDEM et ERT repose sur le fait que le contraste de résistivité électrique de ces structures avec les roches environnantes est très grand. Plus spécifiquement, pour la TDEM il faudrait que la cavité soit remplie par des matériaux de très faibles résistivités électriques, donc conductrice. Dans un contexte minier, des processus hydrogéochimiques tels que le drainage rocheux acide (DRA) et le drainage minier acide (DMA) peuvent subsister. Ils conduisent à la production d'acide sulfurique à la suite de l'exposition des roches sulfurées à l'air et à l'eau (Akciil & Koldas, 2006; Grande et al., 2010; Jiménez et al., 2009; Lefebvre et al., 2002). Ces processus augmentent les teneurs en solides dissous dans les eaux souterraines, ce qui selon Rucker et al. (2009) facilite la conductivité

électrolytique de l'eau, entraînant une augmentation de la conductivité électrique et, à l'inverse, une diminution de leur résistivité électrique, comprise entre 5 et 12 $\Omega.m$ (Gómez-Ortiz et al., 2010; Martínez-Pagán et al., 2013; Merkel, 1972). La cavité remplie d'air ou d'eau acide représente deux situations extrêmes, le premier cas représente un corps de grande résistivité électrique, tandis que le second est une cavité avec de petites résistivités électriques. Des situations intermédiaires dans lesquelles la cavité est remplie d'eau douce ou de remblai peuvent également exister. Le Tableau 4.1 présente les plages de résistivité électrique des formations géologiques et des matériaux qui peuvent être rencontrés. Pour les résidus miniers, certaines études ont montré que leur résistivité électrique est inférieure à 10 $\Omega.m$ dans la plupart des cas (Chambers et al., 2006; Gabarrón et al., 2020). Ces valeurs seront considérées dans les simulations numériques selon les besoins.

Tableau 4.1 : Résistivité électrique des matériaux à prendre en compte dans les simulations (Coulibaly et al., 2016; Gómez-Ortiz et al., 2010; Palacky, 1988; Veillette et al., 2005).

Matériaux		Résistivité (Ωm)	
		Intervalle	Moyenne
Socle rocheux	Andésite	1000 - 100000	5000
	Rhyolite	1000 - 100000	5000
	Sulfures massifs	0.01 - 1	
Dépôts meubles	Argile	5 - 100	50
	Résidus miniers	1 - 10	5
Eau	Eau douce	5 - 100	50
	Eau contaminée	5 - 12	
Vide		∞	100000

Dans le cas du géoradar, les propriétés physiques des matériaux qui comptent le plus sont la permittivité électrique et la conductivité électrique, la troisième propriété est la perméabilité magnétique qui est considérée comme étant l'unité, à moins que les roches encaissantes soient magnétisables. En dehors de ces trois paramètres, il y a la vitesse de l'onde dans les matériaux traversés et son atténuation qui peuvent être déduite respectivement de la permittivité et de la conductivité. Cette permittivité relative est comprise entre 4, pour les sols secs, et 50 pour les sols saturés d'eau (Daniels, 2005). Elle est très affectée par la présence d'eau, car la permittivité relative de cette dernière est autour de 80; donc plus la teneur en eau est grande plus la permittivité de la formation est grande (Cassidy & Jol, 2009). Alors que pour la conductivité

électrique, elle résulte des courants de conduction et de déplacement dans la formation (Annan, 2003). Plus cette conductivité électrique est élevée, plus l'atténuation est importante, ce qui fait que le radar est inopérant en présence d'argile, car sa conductivité électrique est très élevée comparée aux autres types de dépôts meubles. Pour les modélisations, seuls les paramètres mentionnés dans le Tableau 4.2 sont utilisés, et les roches du socle sont considérées comme encaissantes et peuvent être constituées par des roches de types andésites et rhyolites.

Tableau 4.2 : Conductivité, constante diélectrique relative et perméabilité magnétique (Annan, 2003; Coulibaly et al., 2016; Daniels, 2005).

Matériaux		Conductivité (σ [mS/m])	Permittivité (ϵ)	Perméabilité magnétique (μ)
Encaissant		0.0001	5	1
Galerie	Air	0	1	1
	Eau douce	0.5	80	1
	Remblai	0.001	15	1

4.2.2 Modèles conceptuels

a) Cas du TDEM

Afin d'effectuer les modélisations en TDEM, le modèle géologique (Figure 4.2) a été construit à partir du logiciel *Maxwell*. Il s'agit d'un modèle composé d'une couche homogène de dimensions ($X = 4000$ m, $Y = 4000$ m, $Z = 1000$ m), de résistivité $5000 \Omega\text{m}$. Une galerie se trouvant à une profondeur de 600 m et ayant comme dimension (Longueur 200 m, Largeur 6 m, et Hauteur 6 m) a été ajoutée dans cette couche. Différentes valeurs de résistivité de galerie sont définies si elle est remplie d'eau ou pas, ou si l'eau est conductrice ou non. Pour pouvoir ajouter cette galerie avec la dimension réelle, il a fallu discrétiser le modèle avec un maillage irrégulier, des cellules plus larges aux extrémités du modèle, et des cellules très petites dans la zone où se situe la galerie. Neuf positions de transmetteur (T_x : boucle carrée de dimension 1000 m par 1000 m) ont été défini pour couvrir de part et d'autre de la galerie, afin d'identifier la ou les positions qui offrent un meilleur couplage entre le champ primaire et la galerie. Ceci pourrait également servir à l'interprétation des futures mesures, en permettant de reconnaître les effets de ces dispositions sur la réponse géophysique. En ce qui concerne la position des récepteurs (R_x), une disposition en forage a été choisi. Des lignes en surface n'ont pas été prises en compte, car dans des simulations antérieures (Diallo et al., 2019a), il a pu être démontré que des mesures à la surface

ne permettront pas de détecter des conducteurs à cette profondeur, alors que ces conducteurs ont de plus grandes dimensions que la galerie définie dans ce modèle.

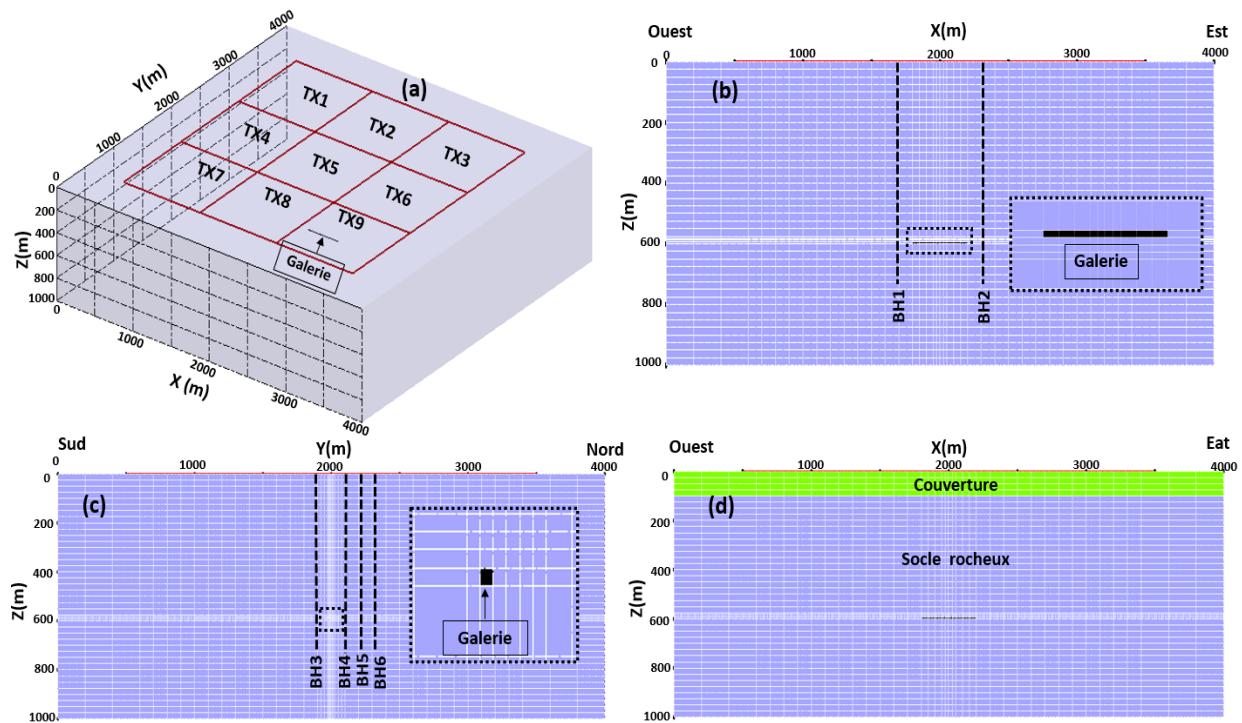


Figure 4.2 : Modèle conceptuel utilisé pour la modélisation directe TDEM.

Six forages ont été placés selon les dispositions visibles sur les figures 4.2b et 4.2c, BH4, BH5 et BH6 au Nord et qui se trouvent respectivement à 50, 100 et 150 m de la galerie, puis BH1, BH2 et BH3 qui se trouvent chacun à 50 m de la galerie et respectivement à l'Ouest, à l'Est et au Sud. Ultimement, une couche de couverture conductrice ayant une résistivité de $50 \Omega\text{m}$ et de 100 m d'épaisseur a été placée dans le modèle homogène afin d'étudier son effet sur la détectabilité de la galerie. Finalement, le dernier paramètre qui est d'une grande importance est l'intensité du courant à transmettre dans la boucle. Une valeur de 25 A sera considérée pour les différents scénarios dans le cadre des simulations TDEM. Le modèle ainsi défini et les paramètres de la transmission et de la réception seront entrées dans le code de *Loki* (Raiche & Sugeng, 2008) qui permet de faire ces modélisations TDEM.

b) Cas de l'ERT

Une approche 2D a été choisie pour les simulations ERT, avec le code de calcul ResIPy (Blanchy et al., 2020) qui permet de faire des modélisations numériques pour la tomographie électrique. Un

modèle à une couche de dimensions 500 m sur 150 m et de résistivité électrique de 5000 Ωm a d'abord été considéré (Figure 4.3a), puis une galerie de dimension 100 m de longueur sur 5 m de hauteur a été ajoutée à une profondeur de 50 m (Figure 4.3b), avec des valeurs variées de la résistivité électrique (Tableau 4.1). Finalement, sur les Figures 4.3c et 4.3d les cas de présence d'une couverture conductrice sont ajoutés. Pour cette simulation ERT, une configuration Dipôle-dipôle de 96 électrodes avec un espacement de 5 m entre électrodes a été choisi; ce qui fait une longueur totale de 475 m pour le profil ERT. Un bruit aléatoire de 2 % a été ajouté, ce qui permet de mieux se rapprocher des conditions de mesures sur le terrain, et finalement l'intensité du courant utilisée est de 1 A.

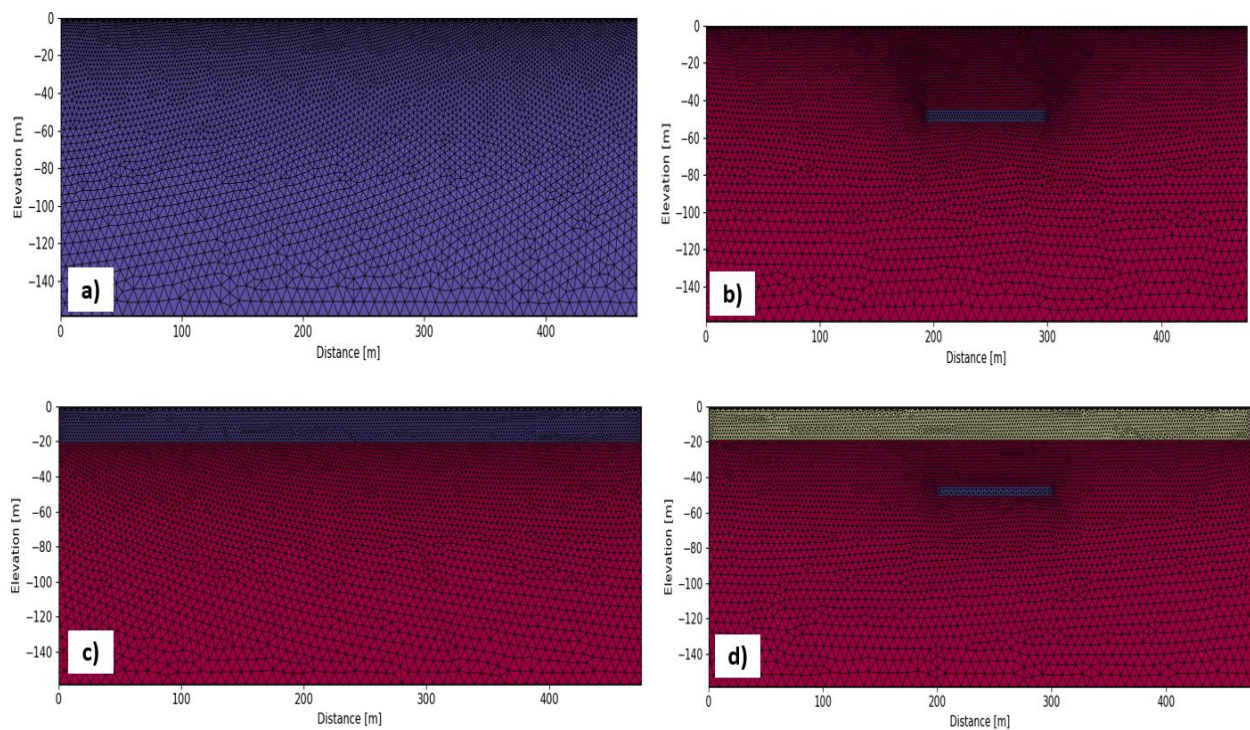


Figure 4.3 : Modèles conceptuels pour les simulations ERT et leur maillage.

c) Cas du GPR

Une approche 2D est également conduite pour les modélisations GPR, en se servant du code basé sur Matlab et développé par Irving & Knight (2006), le modèle présenté dans la Figure 4.4 a été défini. Il s'agit d'une couche homogène de dimensions 50 m sur 60 m, dans laquelle trois galeries (G1, G2 et G3) de dimensions 5 m sur 5 m ont été ajoutées. La première (G1) est maintenue vide,

alors que les deux autres G2 et G3 sont remplies par de l'eau et d'un matériau de remblayage respectivement, dont les propriétés physiques sont mentionnées dans le Tableau 4.2.

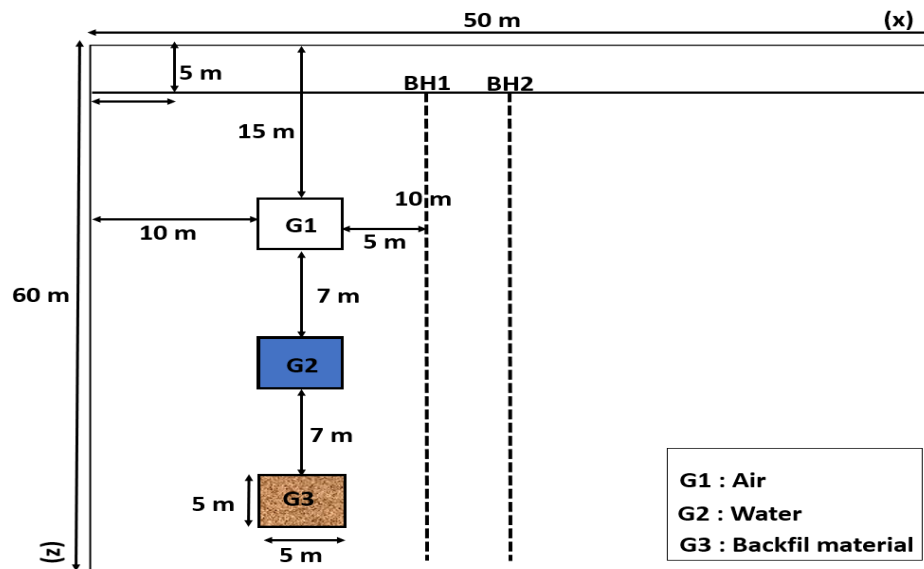


Figure 4.4 : Modèle conception pour les simulations GPR.

Ce modèle a été discrétisé en cellules régulières de dimensions $0.1 \text{ m} \times 0.1 \text{ m}$; ce qui permettait de respecter la condition de stabilité du code présentée à l'équation (2.15) en considérant un pas temporel de 0.08 ns . Pour cette simulation, des antennes (Tx et Rx) ayant une fréquence centrale de 250 MHz et 100 MHz ont été considérées, avec une distance constante entre le Tx et Rx d'un mètre. La simulation en mode réflexion pour un système Tx – Rx en forage a été choisie, notamment avec les deux forages BH1 et BH2 se trouvant à 5 et 10 m des galeries.

4.3 Résultats des simulations

4.3.1 TDEM

a) Détectabilité de la galerie

Comme mentionné précédemment, la possibilité de détection d'une galerie par la méthode électromagnétique en domaine temporel (TDEM) est conditionnée par la conductivité (ou résistivité) électrique de la galerie, et la capacité du champ primaire généré par la boucle à exciter ce corps conducteur. Donc dans un premier temps, la résistivité électrique de la galerie sera variée selon les situations définies dans le Tableau 4.1; c'est-à-dire remplie avec de l'eau contaminée ($5 \text{ } \Omega\text{m}$ et $10 \text{ } \Omega\text{m}$), de l'eau douce ($50 \text{ } \Omega\text{m}$) et un matériau de remblayage ($500 \text{ } \Omega\text{m}$) moins résistant que les roches encaissantes ($5000 \text{ } \Omega\text{m}$). La Figure 4.5 donne les résultats de la

simulation pour ces différents cas; seule la composante axiale de la variation dans le temps du champ secondaire (dB/dt) y est montrée.

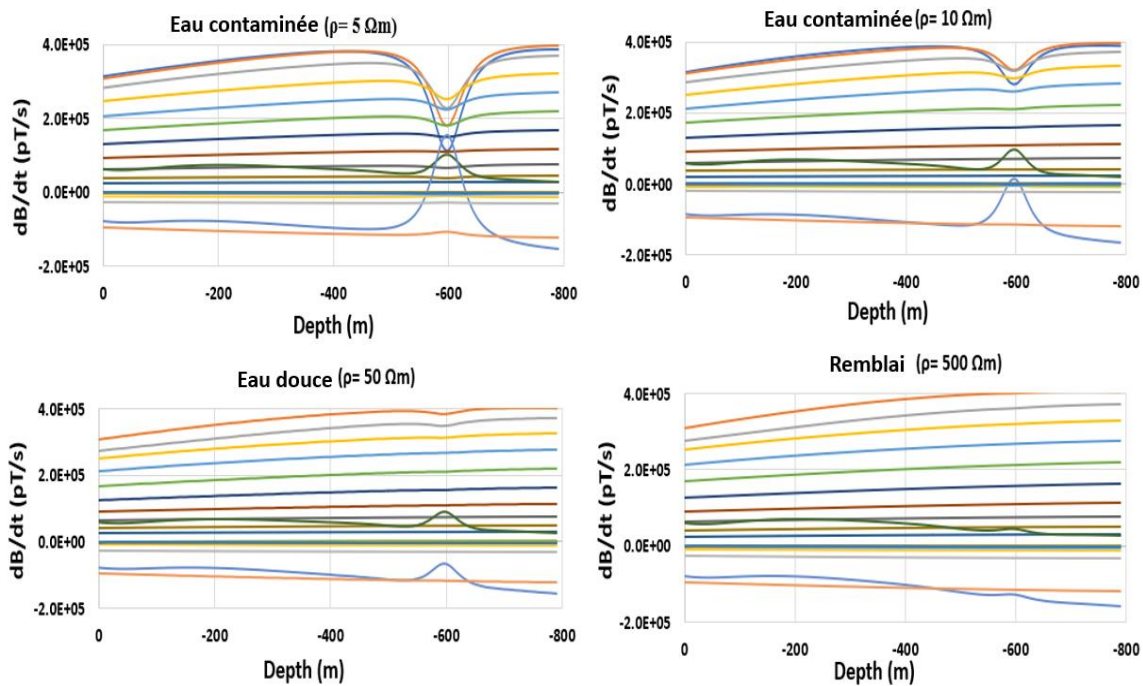


Figure 4.5 : Résultats montrant l'effet de la variation de la résistivité de la galerie en considérant le transmetteur à la position Tx1 et le récepteur dans le forage BH4.

Avec une galerie remplie avec de l'eau contaminée, donc plus conductrice, l'effet de la galerie est visiblement marqué, et se ressent sur la quasi-totalité des canaux de mesures pour le cas $5 \Omega m$, et un peu moins pour le cas $10 \Omega m$. Ensuite, dans le cas d'une galerie remplie avec de l'eau douce, l'effet reste très minime bien qu'il apparaisse sur trois canaux. Finalement, dans le dernier cas, l'effet de la galerie est quasi inexistant, ce qui semble logique considérant le faible contraste de résistivité entre la galerie dans ce scénario ($500 \Omega m$) et les roches encaissantes ($5000 \Omega m$). À cette étape, on peut statuer que pour qu'une galerie soit détectable à cette profondeur par la méthode TDEM, il faudrait que sa résistivité électrique soit inférieure à $50 \Omega m$, c'est-à-dire remplie par une eau contaminée.

Ensuite, en considérant les forages BH5 et BH6 qui se trouvent du même côté que le forage BH4, et le transmetteur à position Tx1, on peut évaluer la distance latérale de détection de la galerie. Le scénario offrant le meilleur cas de détection précédemment établi a été utilisé, c'est-à-dire la galerie remplie avec une eau contaminée de résistivité électrique de $5 \Omega m$. Le résultat montre une

diminution de l'effet de la galerie quand le forage s'éloigne de celle-ci (Figure 4.6). À 150 m l'effet de la galerie est quasi inexistant sur la réponse EM, et en comparant les trois cas, on peut dire que la galerie ne sera détectable que si elle se trouve dans un rayon de 100 m par rapport au forage.

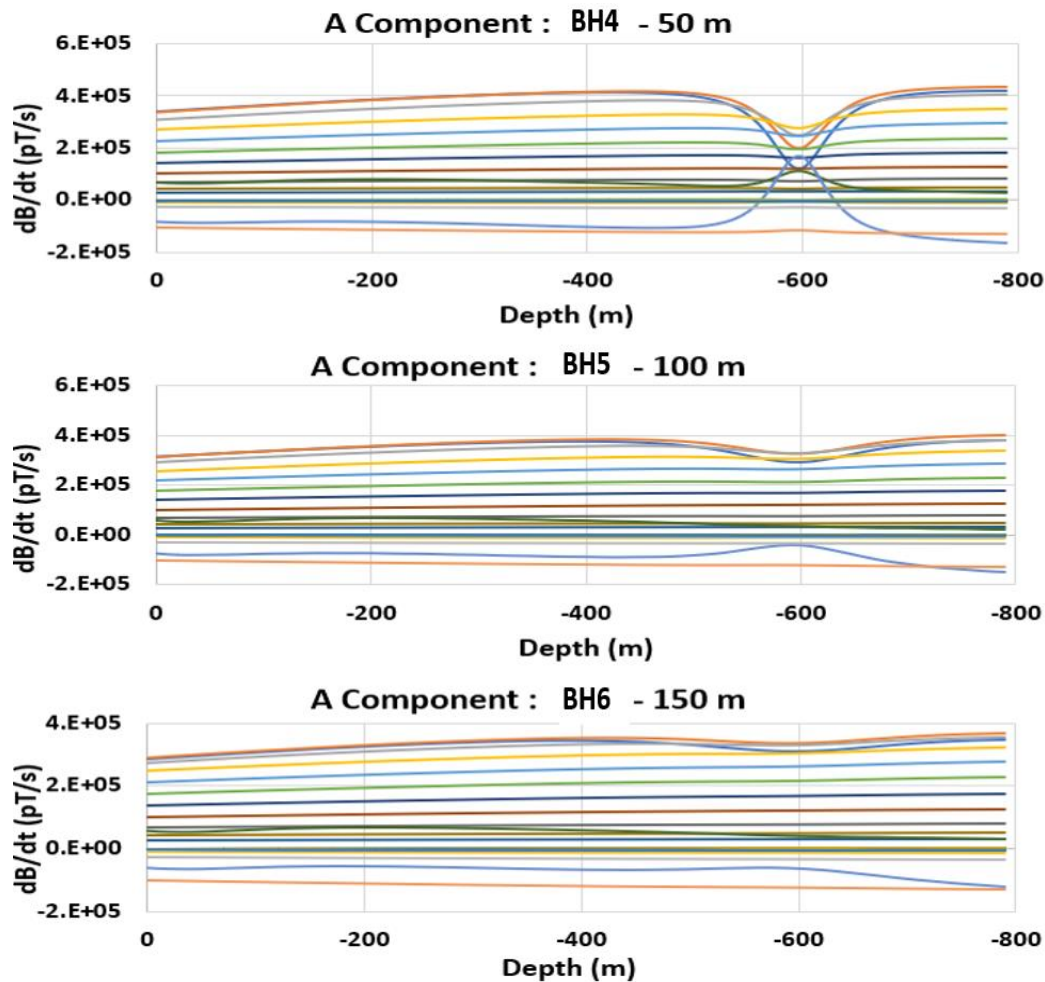


Figure 4.6 : Résultats des simulations faites pour évaluer la distance latérale de détection en utilisant les forages BH4, BH5, BH6 et le transmetteur à la position Tx1.

b) *Effet des positions Tx & Rx*

La position de la boucle en surface (Tx) influence le couplage entre le champ primaire et le corps conducteur que l'on aspire détecter. Afin d'évaluer l'impact de la position de la boucle sur la détectabilité de la galerie, les neuf positions de la boucle qui sont présentées sur la Figure 4.2a ont été simulées, en considérant le forage BH4 et une galerie remplie par de l'eau contaminée ($5 \Omega\text{m}$), et les résultats sont présentés sur la Figure 4.7.

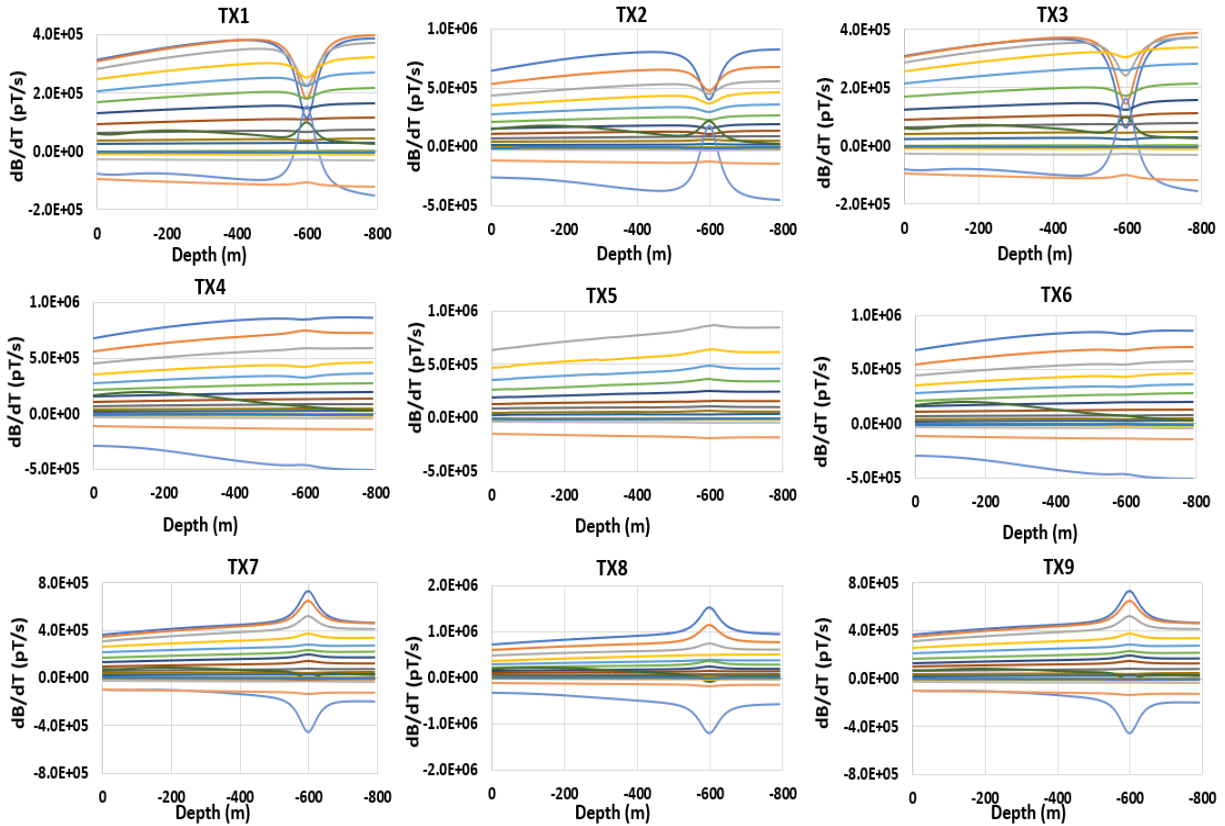


Figure 4.7 : Comportement de la réponse EM dans le forage BH 4 et selon la position du transmetteur par rapport à la galerie remplie par une eau contaminée de $5 \Omega\text{m}$ de résistivité.

Les positions de la boucle se trouvant au centre du domaine (Tx4, Tx5 et Tx6) ne permettent pas de détecter la galerie; ceci est certainement dû au fait que le couplage entre le champ primaire et le conducteur (galerie) soit faible. Cependant, dans le cas des six autres positions de transmetteur, on a un effet marqué de la galerie. On observe également un changement de forme entre les anomalies produite par les boucles au Nord (Tx1, Tx2 et Tx3) qui sont en creux et celles des boucles au Sud qui présentent une forme en cloche.

Pour l'effet de la position des forages par rapport à la galerie, les résultats des simulations pour les forages BH1, BH2, BH3 et BH4 se trouvant respectivement à l'Ouest, à l'Est, au Sud et au Nord sont donnés sur la Figure 4.8. Les forages BH3 et BH4 permettent de mieux détecter la galerie comparée aux réponses des deux autres, sur lesquelles l'effet de la galerie est minimale. Ceci peut s'expliquer par le fait que les surfaces de contact entre le champ primaire et la galerie soient plus importantes suivant la direction NS. On observe également un changement de la forme de l'anomalie suivant cette direction.

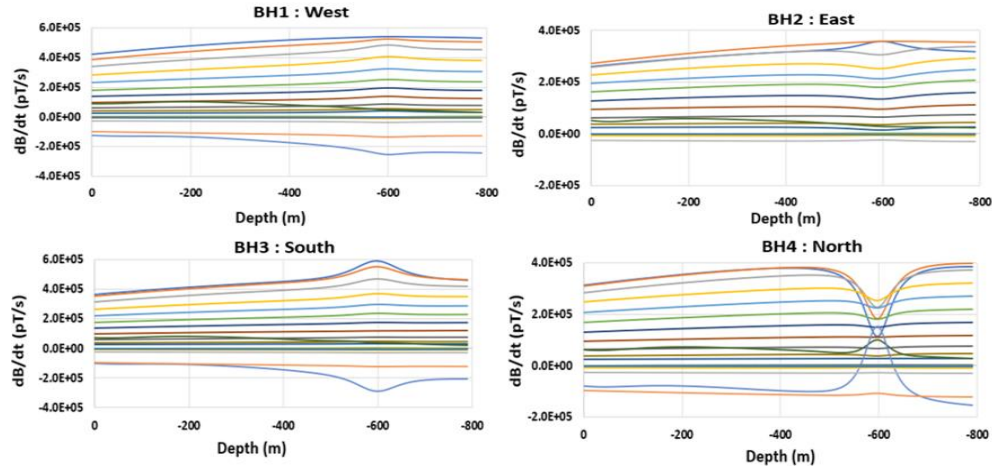


Figure 4.8 : Comportement de la réponse EM selon la position du forage.

c) Effet d'une couche conductrice en surface

La présence de formations meubles renfermant de l'argile est souvent associée à un effet de masque. Le modèle géologique modifié à la Figure 4.2c pour ajouter une couche de couverture (mort terrain) ayant une résistivité électrique de $50 \Omega\text{m}$ a été simulé. Ce modèle a été simulé pour une galerie remplie avec de l'eau contaminée ($5 \Omega\text{m}$), et pour le forage BH4. On constate que l'effet de la galerie a quasiment disparu à cause de l'ajout de cette couche, mais aussi que l'intensité du champ secondaire est plus importante avec ce scénario. Ce qui laisse à penser que la réponse simulée est plus représentative de la couche d'argile à la surface.

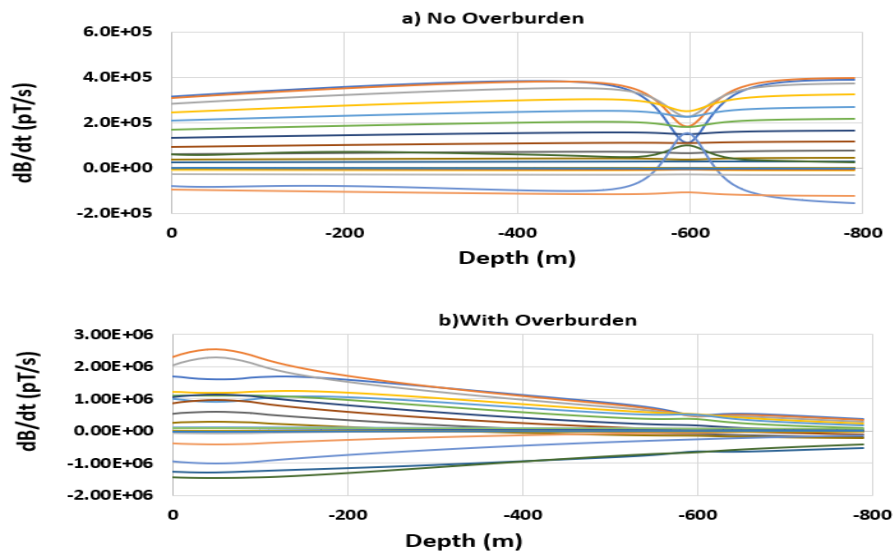


Figure 4.9 : Évaluation de l'effet d'une couche de couverture conductrice, a) réponse du modèle sans mort terrain, b) réponse du modèle avec mort terrain.

4.3.2 ERT

La Figure 4.10 illustre les résultats de la simulation d'une galerie avec une variation de son remplissage selon les différentes possibilités définies (Air, remblai rocheux, eau douce, eau contaminée). À des fins de comparaison, un modèle de référence sans galerie a été simulé (Figure 4.10a). On constate une légère perturbation due au niveau de bruit (2 %) utilisé qui oscille autour de la résistivité électrique de cette couche homogène (5000 Ωm).

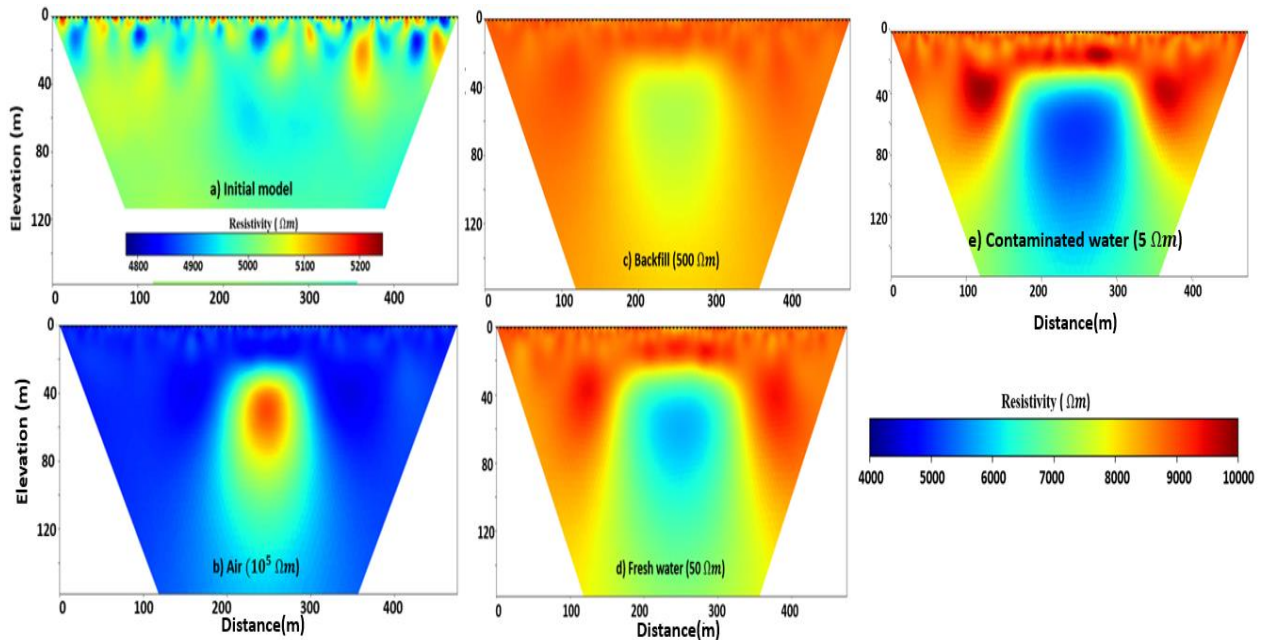


Figure 4.10 : Simulations d'une galerie de remplissage différent, a) model de référence sans galerie, b) galerie vide, c) galerie avec un remblai rocheux, d) galerie remplie d'eau douce, e) galerie remplie avec de l'eau contaminée.

Les galeries remplies d'air (Figure 4.10b) et d'eau contaminée (Figure 4.10e) ont des effets plus importants que les autres situations et représentent les cas extrêmes. Comme prévu, plus le contraste de résistivité électrique entre la couche homogène est élevé, mieux la galerie est définie par le modèle de résistivité. Lorsque le contraste de résistivité diminue entre la galerie, cas de la galerie remplie avec un remblai rocheux (500 Ωm) et la couche homogène, la galerie devient moins bien définie dans le modèle de résistivité.

La forme des anomalies observées sur la Figure 4.10 laisse penser que la galerie est plus épaisse que les 5 m définis dans le modèle géologique. Afin de mieux comprendre ce comportement de

l'anomalie, le modèle géologique de la Figure 4.11c a été simulé. Dans ce modèle, une cavité de même longueur que la galerie mais d'épaisseur de 40 m est considérée. Le résultat de la simulation de ce modèle (Figure 4.11d) montre une similitude entre la forme cette anomalie et celle observée sur la Figure 4.11b qui représente une galerie.

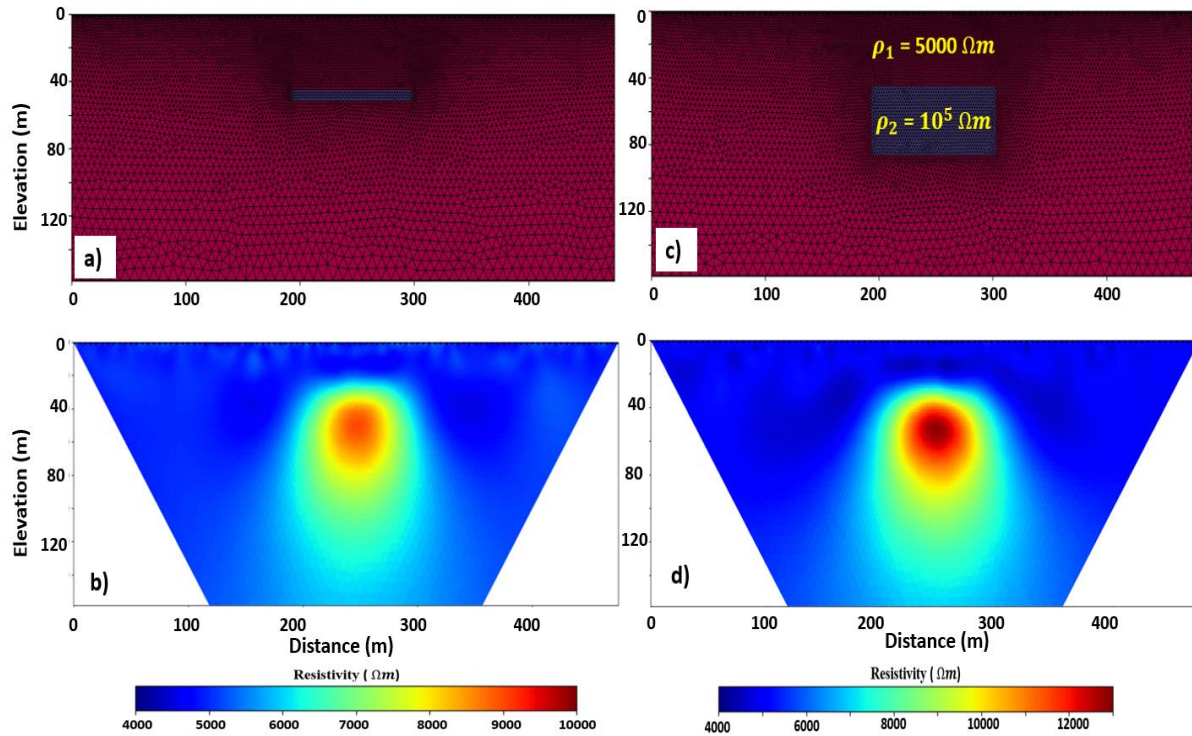


Figure 4.11 : Comparaison des formes d'une anomalie créée par la galerie et d'une cavité plus grande, a) modèle géologique pour la modélisation de la galerie, b) modèle de résistivité pour le cas d'une galerie vide, c) modèle géologique renfermant une cavité de grandes dimensions, d) modèle de résistivité pour la grande cavité.

Cet effet peut être corrigé en considérant une anisotropie du modèle dans la direction verticale. Dans la modélisation électrique (ERT), normalement, on présume que la résistivité du milieu est isotrope (Binley & Slater, 2020), alors que dans la réalité, il en est autrement. Bien que les variations latérales soient plus dominantes sur les potentiels, car étant la direction préférentielle des lignes de courant (Gernez et al., 2019), les variations verticales peuvent également être décelées. La prise en compte de ces variations verticales peut être faite en augmentant le coefficient d'anisotropie dans cette direction, qui est une anisotropie de régularisation. Le résultat de cet exercice est présenté sur la Figure 4.12. Premièrement le cas de la grande anomalie (Figure

4.11c) a été considéré, on observe une représentation plus faible de la forme de l'anomalie en augmentant le coefficient d'anisotropie d'un facteur de 100 (Figure 4.12b), de 1000 (Figure 4.12c). La variation plus importante en allant de 1 (Figure 4.12a) à 100, et moins de 100 à 1000, ce qui indique l'existence d'un seuil à partir duquel la sensibilité est négligeable. Avec ce seuil de 100, la simulation du cas de la galerie remplie avec de l'eau douce montre une certaine amélioration (Figure 4.12d), comparée au résultat obtenu sur la Figure 4.10d, on observe une certaine tendance horizontale moins épaisse identifiée par le petit cadre rectangulaire.

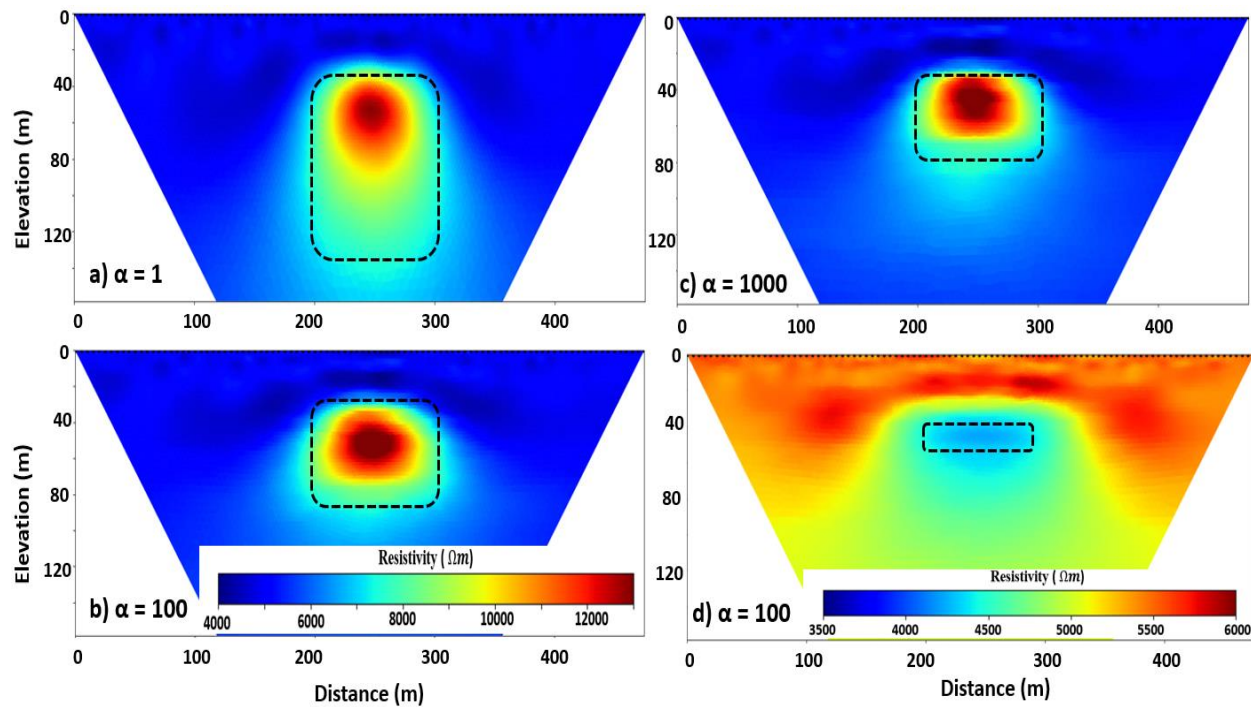


Figure 4.12 : Correction du prolongement anormal de l'anomalie en profondeur en variant le coefficient d'anisotropie, a) modèle de résistivité de la grande cavité pour un coefficient d'anisotropie de 1, b) modèle de résistivité de la grande cavité pour un coefficient d'anisotropie de 100, c) modèle de résistivité de la grande cavité pour un coefficient d'anisotropie de 1000, d) modèle de résistivité de la galerie pour un coefficient d'anisotropie de 100.

Une fois que la détectabilité de la galerie remplie de différents types de matériaux est établie dans un contexte homogène, le modèle est mis à jour en substituant les premiers 20 m de la couche homogène par une couche conductrice, qui peut être argileuse de résistivité électrique 50 $\Omega.m$ (Figure 4.13a). Les résultats des simulations avec et sans galerie (vide) sont présentés sur les Figures 4.13b et 4.13d. Comparées au résultat précédent (Figure 4.10b), on constate une

disparition de l'effet de la galerie, bien que les anomalies A1 et A2 identifiées sur les figures ci-dessous soient de différentes tailles, alors que la seule différence entre les deux modèles est la présence ou non de la galerie. Cette simulation permet également de constater que l'échelle de résistivité est beaucoup influencée par la résistivité de la première couche.

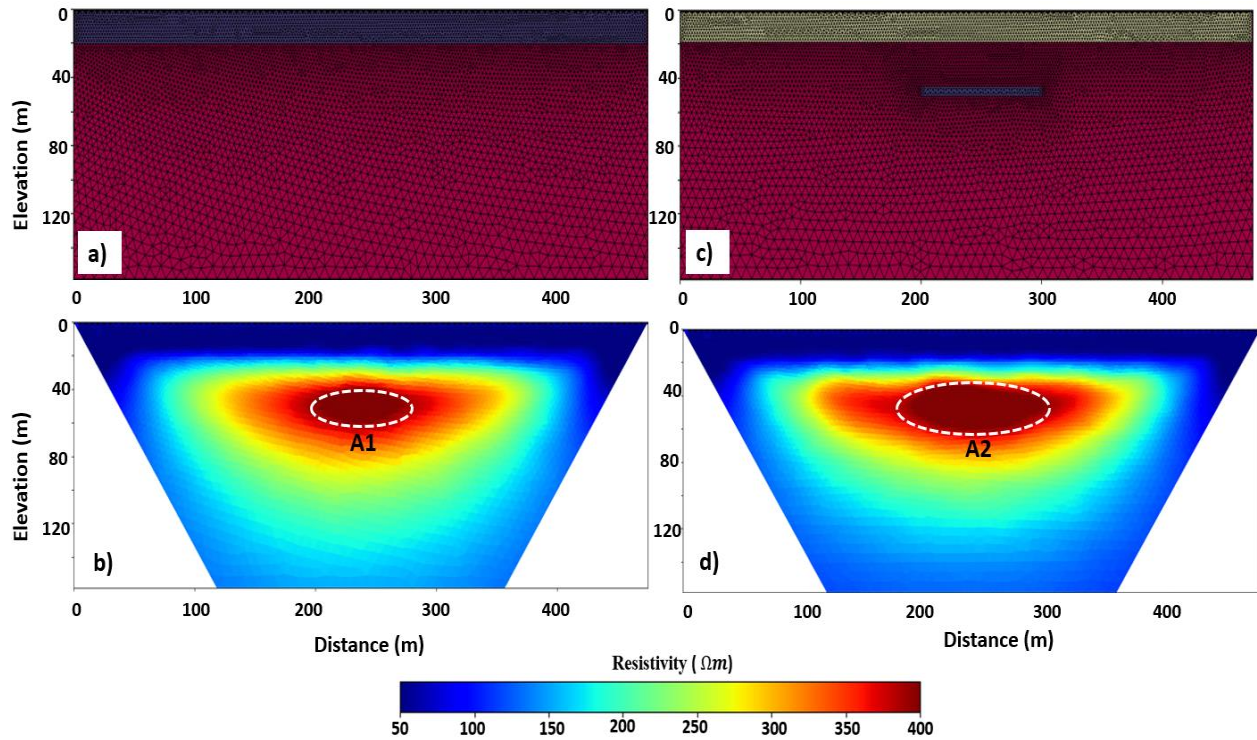


Figure 4.13 : Effet d'une couche de couverture conductrice sur la détectabilité de la galerie vide, a) modèle géologique avec mort terrain et sans galerie, b) modèle de résistivité représentant le scénario avec mort terrain mais sans galerie, c) modèle géologique avec mort terrain et galerie, d) modèle de résistivité représentant le scénario avec mort terrain et galerie.

4.3.3 GPR

Les modélisations ont été faites en considérant des mesures en forage, et seulement pour des mesures en mode réflexion. Les mesures en surface sont d'office à exclure, car la profondeur d'investigation de la méthode ne le permet pas. La Figure 4.14 présente les résultats de la simulation du modèle défini précédemment (Figure 4.4), dans un premier temps avec une fréquence centrale de 250 MHz (Figures 4.14a et 4.14b) pour les deux forages (BH1 et BH2), et ensuite avec une fréquence de 100 MHz (Figure 4.14c) pour le forage BH1.

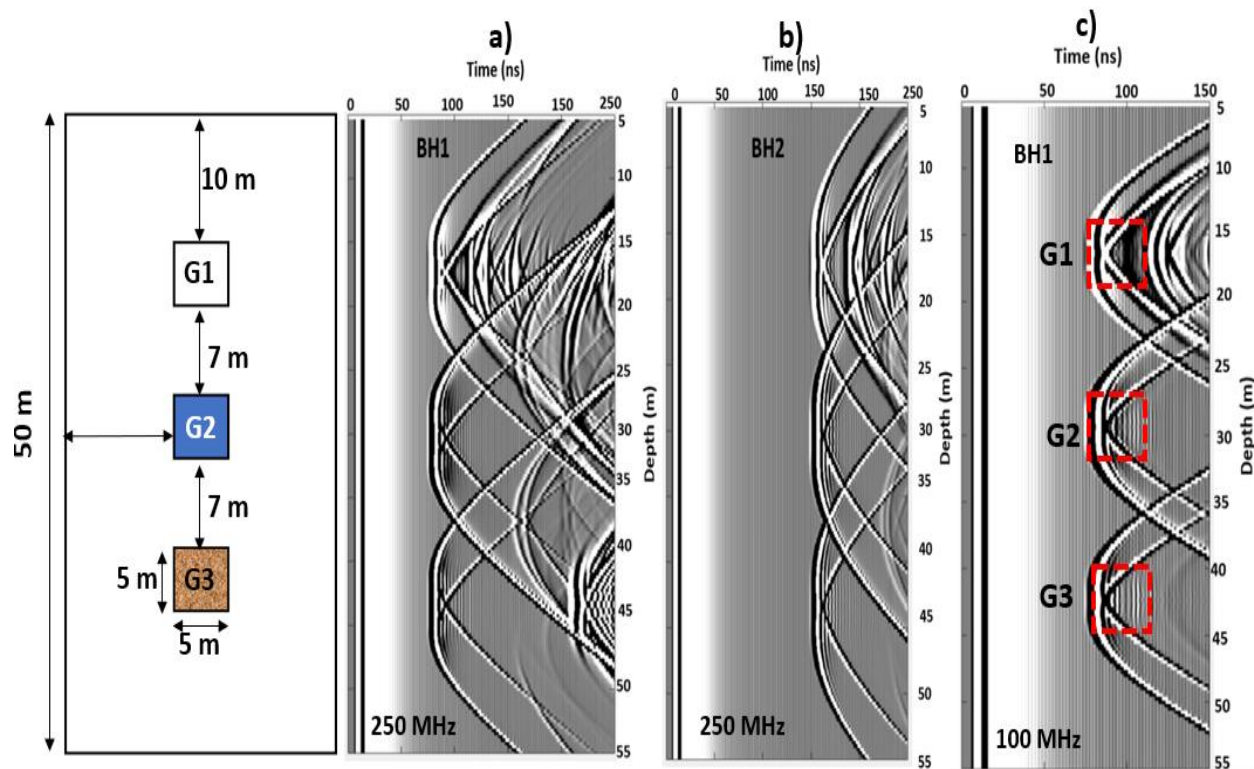


Figure 4.14 : Résultats des simulations GPR pour une galerie vide, remplie d'eau et d'un remblai, a) résultat du forage BH1 avec une fréquence de 250 MHz, b) résultat du forage BH2 avec une fréquence de 250 MHz, c) résultat du forage BH1 avec une fréquence de 100 MHz.

En se basant sur ces résultats de simulations, on peut affirmer la possibilité de détecter les trois scénarios de galeries se trouvant à 10 m d'un forage. Les galeries peuvent être profondes, mais pas éloignées des forages pour qu'elles soient détectables. Une distance maximale de 10m (BH2) a été considérée dans les cas de ces simulations. Ensuite, en observant les images radar après la première hyperbole de diffraction qui représente la partie frontale de la galerie, on constate une différence qui résulte probablement de la nature du matériau de remplissage de la galerie. Les hyperboles représentant les autres côtés de la galerie sont plus rapprochées de la première diffraction dans le cas de la galerie vide, suivie du cas de la galerie remplie par du remblai, et très tardives dans le cas de la galerie remplie avec de l'eau douce. On peut expliquer cela par la vitesse de l'onde qui est plus grande dans l'air (0.3 m/ns), que celle de l'eau douce soit la plus petite (0.033 m/ns), et pour les roches qu'elles soient plus élevées (Tableau 3.1). Ce dernier constat est plus pertinent sur la Figure 4.14c. Sous la première diffraction correspondant à G1, la

base de la galerie est plus clairement réfléchi, alors que cette réflexion est inexistante pour G2, et très faiblement marquée pour G3.

Finalement, en variant la conductivité électrique des roches encaissantes, qui était de 10^{-4} S/m dans les premières simulations, l'effet est montré sur la Figure 4.15. En l'augmentant d'un facteur de 10 (10^{-3} S/m), les diffractions sont encore visibles, mais on constate la diminution de leur intensité, et avec un facteur de 100 (10^{-2} S/m) aucune diffraction n'est visible, les ondes sont entièrement atténuées.

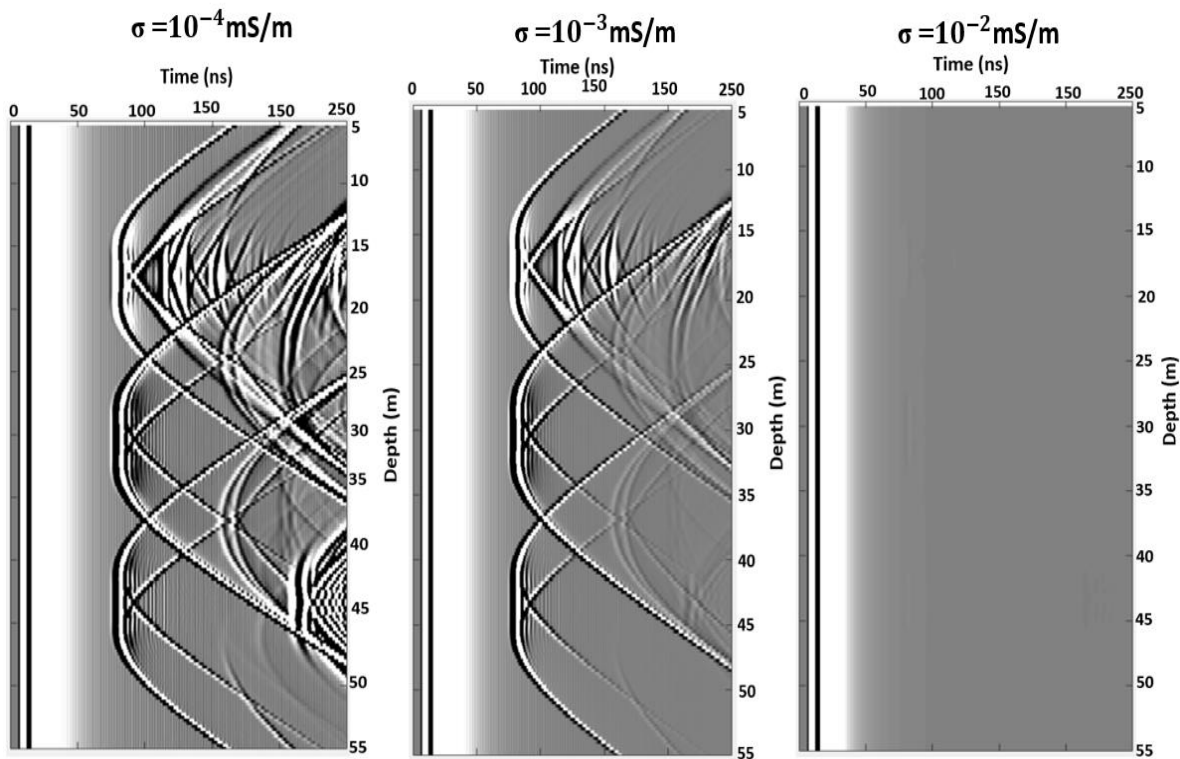


Figure 4.15 : Effet de variation de la conductivité électrique du milieu encaissant, a) cas d'une conductivité électrique de 10^{-4} mS/m, b) cas d'une conductivité électrique de 10^{-3} mS/m, c) cas d'une conductivité électrique de 10^{-2} mS/m.

4.4 Conclusion

Cette étude a servi de cadre pour présenter les défis liés à l'exploration des galeries minières abandonnées par les méthodes électriques (ERT) et électromagnétiques (TDEM et GPR). Tout d'abord, l'état de l'art des trois méthodes et leur utilisation pour la détection de ces cavités souterraines a été présenté, mais aussi une description des conditions dans lesquelles ces infrastructures peuvent se trouver.

Par la suite, des modélisations 3D ont permis de montrer qu'il est possible de détecter une galerie se trouvant à une profondeur de 600 m par la méthode TDEM. Ceci en supposant que la galerie soit remplie par une eau dont la résistivité électrique est inférieure à 50 Ωm , donc conductrice. Ces modélisations TDEM ont également permis d'identifier le comportement des anomalies EM selon les possibles positions du couple transmetteur – récepteur, mais aussi le fait que ça soit quasi impossible de détecter une galerie à cette profondeur s'il y a une couche conductrice épaisse (> 200 m) en affleurement (mort terrain).

Ensuite, à travers des simulations 2D en tomographie électrique (ERT), il a été établi la possibilité de détecter une galerie se trouvant à une profondeur de 50 m, quel que soit son remplissage, en dehors d'un matériau de remblayage ayant la résistivité électrique similaire ou proche de celle des roches environnantes.

Finalement, avec la troisième méthode qui est le GPR, des galeries se trouvant à une distance de 10 m des forages pourraient être détectées, et ce, quelle que soit la profondeur à laquelle elles se trouvent. La seule contrainte résidera à la capacité du système de mesures à atteindre ces profondeurs.

CHAPITRE 5 ARTICLE 2 - ABANDONED OLD MINE EXCAVATION DETECTION BY ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY

Mamadou Cherif Diallo ^{a, *}, Li Zhen Cheng ^a, Michel Chouteau ^b, Eric Rosa ^a, Chong Liu ^a,
Bahman Abbassi ^a, Adrien Dimech ^a

Published in Engineering Geology, Volume 320, 107 – 123 (08/05/2023).

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107123>

^a Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, QC J9X 5E4, Canada

^b École Polytechnique de Montréal, Université de Montréal, QC H3T 1J4, Canada

* Corresponding author

Keywords: Cavities detection; mine galleries; Electrical Resistivity Tomography (ERT); FullWaver IP-Resistivity system.

Ce chapitre présente une application de la méthode de tomographie par résistivité électrique (ERT) pour la détection des galeries minières abandonnées (Validation **OS2**). Il s'agit d'une continuation du chapitre 4, qui a servi à définir par des modélisations numériques, les défis liés à la détection des galeries minières abandonnées à travers les méthodes TDEM, ERT et GPR. Dans cette continuité, il fallait donc effectuer une série de mesures ERT sur un site minier, dont notamment celui des anciennes mines Horne et Quemont (Rouyn-Noranda, Québec). Des mesures de résistance de contact des matériaux en surface ont été réalisées en premier, et qui ont permis de montrer de grandes disparités; des valeurs de résistance allant de 33 Ω pour les résidus miniers humides à 87775 Ω pour les graviers. Cette grande variabilité des résistances de contact entre les électrodes et le sol soulève un véritable défi pour l'exécution des mesures de résistivité 2D, qui sont réalisées avec le Syscal Pro Switch permettant de transmettre un courant inférieur à 2 A. Afin de surmonter ce problème, des levés 3D ont été réalisés avec le système FullWaver IP-Resistivity qui a permis la transmission en moyenne d'un courant de 5 A. Finalement, cette étude a permis de détecter des galeries localisées à 100 m de profondeur.

5.1 Abstract

Abandoned underground mine galleries or excavations in general pose important environmental and economic problems when a site is reactivated after being abandoned, because they might create risks for ground land stability. At the request of a need for a solution for the reopening of a mine (Horne 5 project of Falco Resources in Rouyn-Noranda, Quebec, Canada) future exploitation would start from 600 m depth. Before that reopening, it is very important to determine old mining excavation locations and conditions. The present study is targeting a technological challenge of detecting old and deep mining infrastructure. There is to date no application allowing the detection of underground tunnels or mining galleries at a depth of more than 80 m due to their depth and small size. Electrical Resistivity Tomography (ERT) is promising given its ability to image the contrasts between rocks and voids, whether these cavities are empty or filled with water or backfill materials. Several 2D and 3D ERT surveys were carried out to explore the abandoned old mining excavations. These ERT measurements highlighted the existence of old mining stopes, confirmed by the geotechnical boreholes performed on site, as well as two known galleries located at an approximate depth of 100 m. Overall, the results of this study highlight the potential of ERT approaches for the characterization of deep underground excavations.

5.2 Introduction

Underground voids are sometimes attributable to natural phenomena such as karsts, which derive from a dissolution process in carbonate rocks (Boggs, 2006), or permafrost thaw (Guo et al., 2018; Jilin et al., 2007). They also can result from anthropic origins such as old mine galleries (Kim et al., 2018; Nikitin, 2003), or abandoned underground tunnels (Butler, 2008; Covaciu-Marcov et al., 2017). These cavities are associated with geotechnical instability and can cause subsidence or collapse of structures such as buildings, bridges, roads, and highways (Kay et al., 2006). In the mining context, knowing the exact location of old galleries is a matter of safety for active mines, in the reopening process of old mine sites and essential information for land management (Pendrigh et al., 2018). The detection of underground infrastructures can be done using multiple non-destructive geophysical methods. They are all based on the fact that there is a contrast between the physical properties of the cavities and the surrounding rocks (El-Qady et al., 2005). These cavities can be empty, full, or partially filled with water or other embankment

materials. The performance of geophysical methods depends on their ability to reach the target and the resolution required to identify the cavities (Putiška et al., 2012). Even if geophysical methods have proven to be very useful for targeting deep buried objects, there are still significant challenges related to their application for detecting former mine cavities because of their small size and the decreasing spatial resolution of geophysical methods with increasing depth (Zhu et al., 2019). Ground penetrating radar (GPR) has proven to be practical for detecting shallow cavities a few meters depth, especially for identifying voids in civil infrastructures (Diallo et al., 2019b; El-Qady et al., 2005; Fernandes Jr et al., 2015; Kofman et al., 2006). Because of its wide high-frequency range (Noon et al., 1998), the GPR method offers a high-resolution image allowing the identification of very small cavities even in concrete structures (Neal, 2004). Other methods such as seismic (Almalki & Munir, 2012; Fedin et al., 2020; Zhang et al., 2020a), gravity (Butler, 1984; Saibi et al., 2019), and electrical resistivity tomography (ERT) are also widely used (Martínez-Pagán et al., 2013; McCrackin et al., 2022; Redhaounia et al., 2015). Nevertheless, the depth of investigation and the resolution still represent limits to identifying small deep structures like underground tunnels. The ERT technique is the most widely used, as it is less expensive than the gravity and seismic methods (Cardarelli et al., 2009) and offers a greater depth of investigation than ground penetrating radar. Bharti et al. (2016b), Das et al. (2017), Srivastava et al. (2020) and Kumar et al. (2021) have used ERT to identify and delineate the extent of former coal mine tunnels. In urban areas, ERT has been used to identify tunnel networks and underground passages in the medieval city of Rome (Bianchi Fasani et al., 2013; Cardarelli et al., 2006), also for identifying karst systems to prevent civil infrastructures collapse (Drahor, 2019; Epting et al., 2009; Prins et al., 2019; Samyn et al., 2014; Sevil et al., 2017). This approach is usually less sensitive to noise (electrical, electromagnetic, buildings ...) than the other methods (Cardarelli et al., 2006). All the studies mentioned above were about underground cavities located at shallow depths (less than 50 m); whereas generally, in the mining context, which is the focus of this study, the galleries and other artificial cavities like mining stopes can be located from less than several tens meters to hundreds of meters down. These old mining cavities are mainly galleries whose cross-section dimension is about 5 m by 5 m and can have a length up to more than 1000 m. Some cavities can be larger than the previous dimensions, such as the stopes, which result from the excavation after the blasting and the extraction of ore bodies, and also the galleries used for transporting the extracted ore to the ground surface.

Fitting in the pre-established context, this study aims to test ERT's applicability for identifying former deep underground mine galleries and stopes. The focus is on a mining site in Rouyn-Noranda, Quebec, Canada. The old mining excavations can be less or deeper than several hundred of meters. A 2D survey with standard Syscal Switch Pro 72 electrodes and a 3D survey with the recent Fullwaver IP-Resistivity systems were used for ERT measurements.

5.3 Study area and geological context

The study area is in the City of Rouyn Noranda, West of Osisko Lake (Figure 5.1), at the former Horne (1927-1976) and Quemont mines (1949-1971), which have produced 260 t Au, 1 Mt Cu, and 54 t Au, 183801 t Cu, and 234 t Ag, respectively (Spence & de Rosen-Spence, 1975). The Horne 5 project is under development by Falco Resources for future reopening and mining of ore resources.

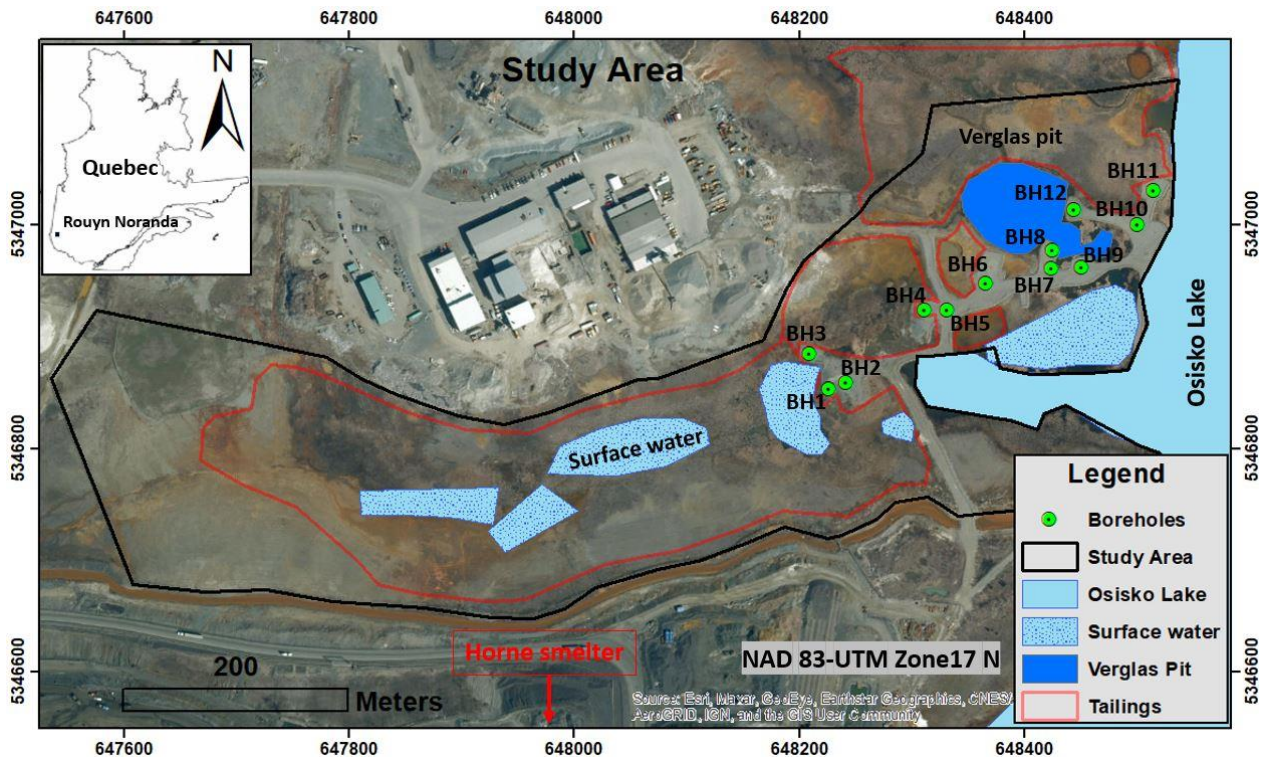


Figure 5.1 : Map of the study area with some essential features on-site: study area (black polygon), surface water (blue polygons), areas of tailing deposits (red polygons), geotechnical boreholes (green dots).

The geological setting of the study area is well documented in the literature, mainly because of the interest in mineral exploration of the Abitibi gold belt (Cattalani et al., 1993; Legault, 2009; Legault & Rabeau, 2007; Taylor et al., 2013; Timothy & Wallace 1994). The basement

rocks belong to the Blake River Group, one of the Archean-age mafic to felsic volcanic complexes constituting the Abitibi Greenstone Belt, a sub-province of the Superior Province of the Canadian Shield (Timothy & Wallace 1994). These volcanic rocks mainly consist of andesites and rhyolites (Figure 2a), with intrusions of diorites, porphyritic gabbros, and olivine diabase dykes (El Mrabet, 2021). There are three synvolcanic felsic intrusions: the Flavrian, the Powell, and the Lac Dufault plutons that outcrop near the study area (Bellefleur et al., 2007; Monecke et al., 2008).

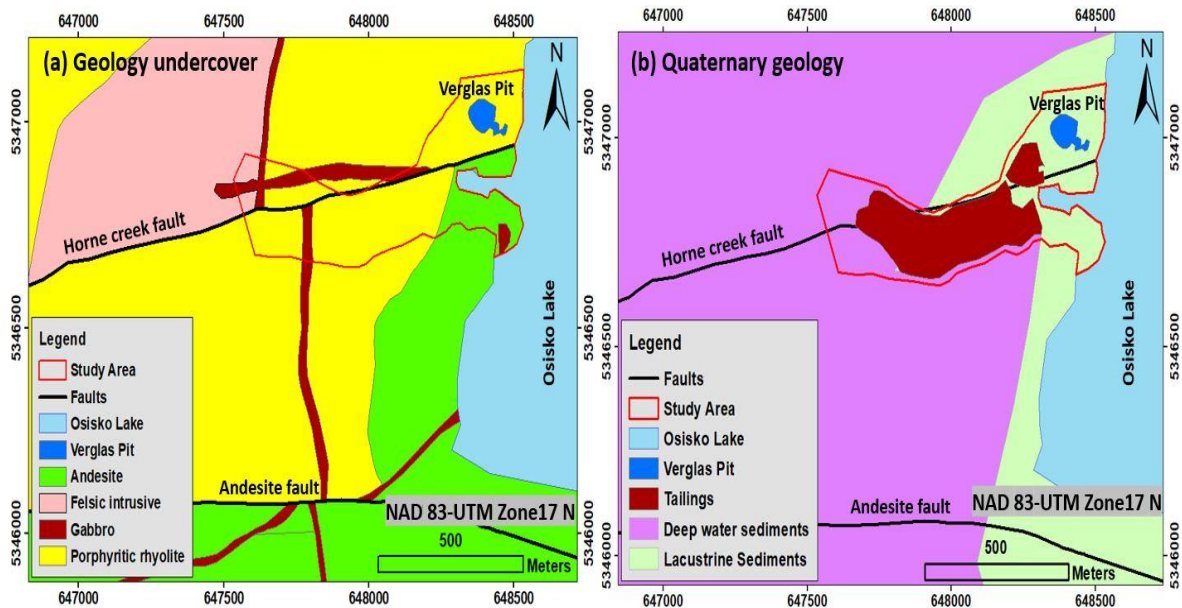


Figure 5.2 : Geology of the study area with some surface key features such as the tailing ponds and the Verglas pit from the former mining extraction process, a) Basement rocks represented largely by andesites and rhyolites, b) Quaternary geology dominated by deep water sediments west and center, and lacustrine sediments east. (Modified from the SIGEOM online database (SIGEOM, 2021)).

Overlying the bedrock, unconsolidated sediments were formed during the retreat of the last glaciers that covered all of North America and deposited in the Barlow-Ojibway Lake. Deep-water fine glaciolacustrine deposits mainly composed of silt and clays are widespread in the area (El Mrabet, 2021; Étienne et al., 2020; Nadeau et al., 2017; SIGEOM, 2021; Veillette et al., 2004). These sediments are locally covered by mine tailings (Figure 5.2b). Prior to this project, drillings (Table 5.1) were carried out in the area (Figure 5.1), intended to study the former mine stopes (Figure 5.1). Important information can be extracted from these drillings (Table 5.1), such as the depth to the bedrock, the lithology of that bedrock, and also identifying some cavities.

Tableau 5.1: Data from geotechnical boreholes, indicating the type of bedrock lithologies and some identified old mining stopes.

Hole			Bedrock		Void	
ID	Dip (°)	Depth (m)	Depth (m)	Type		Depth (m)
BH1	-90	53	31.7	Andesite + Massive sulfide	No	
BH2	-75	42	29.7	Massive Sulfide	No	
BH3	-90	62	38.5	Andesite + Massive sulfide	Yes	57.8 - 62
BH4	-90	32.8	25.5	Massive Sulfide	No	
BH5	-65	44.1	36.3	Massive Sulfide	Yes	38.1 - 44.1
BH6	-60	33.2	15.1	Massive Sulfide	No	
BH7	-65	63.4	35.7	Andesite + Massive sulfide	No	
BH8	-90	44.8	33.9	Andesite + Massive sulfide	No	
BH9	-57	58.4	49.8	Massive Sulfide	No	
BH10	-90	74.5	41.9	Andesite + Massive sulfide	Yes	52.4 - 68.7
BH11	-90	74	43.9	Andesite + Massive sulfide	Yes	70.5 - 74
BH12	-85	71.5	33.8	Andesite + Massive sulfide	Yes	66.2 - 71.5

5.4 Methodology

5.4.1 Background of the ERT method

The electrical resistivity tomography (ERT) technique is based on the theory of electrical conduction in porous media. The method consists in transmitting a direct current (DC) into the ground with two electrodes (current electrodes) and measuring the drop in electrical potential between two other electrodes (potential electrodes) at different locations to calculate the electrical resistivity distribution of the subsurface (Loke, 2022). The apparent electrical resistivity (ρ_a) is then calculated (Eq. 1) considering the measured values mentioned previously (I , ΔV) and a geometrical factor (K) related to the electrodes configuration.

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} * K \quad (5.1)$$

where the apparent electrical resistivity (ρ_a , measured in ohm meter, Ωm) is determined by the transmitted current (I , measured in ampere, A), the measured electrical potential difference (ΔV , measured in volt, V) caused by the current flow.

The measurements can be made along lines (2D subsurface geometry) or over a grid (3D subsurface geometry). Several electrode arrays are widely used for various purposes, such as

Wenner, Schlumberger, Dipole-dipole, multiple gradient Pole-dipole configurations. The Schlumberger array provides a higher spatial resolution of horizontal and vertical variations in resistivity (Loke, 2022). The depth of investigation (DOI) depends on the distance between the current and potential dipoles for the Dipole-dipole array, and only on the length of the current dipole for the Schlumberger. Approximately, they are $0.2L$ and $0.12L$ (Loke, 2000) respectively for the Dipole-dipole and Schlumberger (L is the length of the profile). This DOI also depends on the level of ambient electrical noise. High noise level can reduce the signal-to-noise ratio.

In ERT exploration, the stronger the resistivity contrast between the target and the host rocks, higher the resolution is (Cheng et al., 2019). The detection depth can vary from a few meters to a kilometer (Rizzo & Giampaolo, 2018), though the resolution decreases with depth. Conventional ERT is unlikely to detect small-size mine galleries directly from the surface, particularly when located at large depths. The challenge of the present study is to find in which conditions the ERT method can be used to highlight underground galleries and mining excavations in the Horne environment and find the best compromise to make between resolution and depth of investigation. This study is focused on the old underground infrastructures built at the time of the Horne (1927-1976) and Quemont (1949-1971) mining activities, located at multiple depths, and starting from 50 m (30 m to 70 m void located in the geotechnical boreholes, Table 5.1) down to about 600 m. Even if the galleries are a few meters wide, they can be several hundred meters long. When the galleries are empty, meaning they are not filled with water or backfill materials, their resistivity contrast with the surrounding massive volcanic host rock will be significantly high, because the resistivity of the air is supposed to be infinite. Therefore, assuming the required spatial resolution and depth of investigation of the ERT survey, heterogeneities in the resistivity distribution marking the presence of the galleries should be expected at different levels of depth. The following steps have been used for exploring the old mine infrastructures (galleries and mining stopes) at the chosen site:

- Site visit with the purpose of identifying the surface characteristics and performing some local contact resistance measurements.
- Based on the previous step, choose the adequate ERT systems and acquisition parameters, and perform measurements.
- Processing and interpreting the collected data and identifying the resistivity variations caused by the underground structures, focusing on the mine galleries.

- Validating the detected underground mine infrastructures based on the existing knowledge of the site.

5.4.2 Fieldwork and data processing

Before performing 2D and 3D ERT surveys, some local measurements were carried out to determine the contact resistance of the surface materials within the study area. This knowledge is essential for optimizing ERT measurements because it can impact the quality of the collected data. The site has tailings, waterlogged wetlands, sand, gravel, and backfill materials containing coarse particles and rock in the pathways. Measurements were made with the ABEM Terrameter LS equipment powered by a 12-volt battery, transmitting current ranging from 3 to 200 mA. Four to six electrodes were used at three test sites to cover all the materials mentioned above (Figure 5.3) and a summary of the results is in Table 5.2.

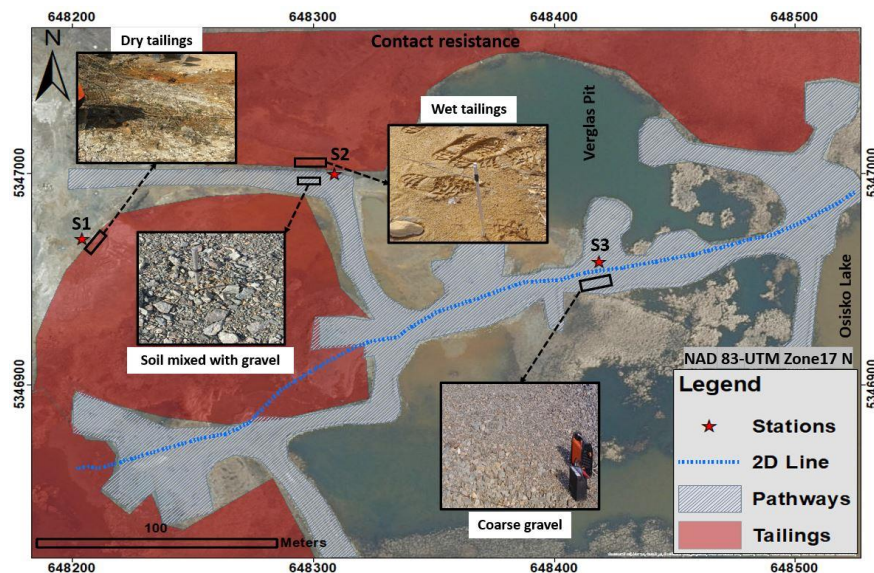


Figure 5.3 : Contact resistance surveys at three sites and location of the 2D ERT line. The resistance was measured on dry and wet tailings, soil mixed with gravel and coarse gravel, representing the most common types of material on the mining site.

Tableau 5.2 : Contact resistance values for the different materials at the surface.

Material	Resistance (Ω)		
	Min	Max	Average
Wet Tailings	33	41	37
Dry Tailings	42	67	50
Soil mixed with gravel	1227	40315	12306
Coarse gravel	10170	87775	47491

Generally, four types of material are identified: wet and dry tailings, soils mixed with gravels, and coarse gravel (Figure 5.3), with average contact resistance of 37 Ω , 50 Ω , 12306 Ω and 47491 Ω , respectively (Table 5.2). Based on these values, better contact between the electrodes and the ground can be expected on the tailings and less on coarse gravel materials located on the pathways. Consequently, before the 2D ERT measurements, a saltwater solution was prepared and added to the electrodes planted in the pathways to reduce the contact resistance and voltage noise and improve the transmitted current output. At this step, the Syscal Pro Switch was chosen for carrying out the 2D survey, and because of the surface water (Figure 5.4) and high contact resistance of some surface materials, the FullWave IP-Resistivity system was chosen for the 3D measurement.

The 2D ERT survey was carried out in the area where the contact resistances were measured, on the pathways and the tailings (dashed line in Figure 5.3 and Figure 5.4a). The data were collected using a Syscal Pro Switch with 72 electrodes and having 5 m as inter – electrode distance. The total survey line length was approximately 355 m. The geographical coordinates of the position of each electrode were taken from a hand-held GPS. As the surface is relatively flat along the 2D survey line and more generally in the study area, the topography correction is excluded from the inversion process. Otherwise, it would be more accurate to apply this correction because the geometric factor is related to the positions of the electrodes, and rough change in topography can influence the shape of equipotential surfaces (Fargier et al., 2018; Fox et al., 1980). These measurements were collected using Dipole-dipole and Schlumberger arrays, and respectively 3522 and 825 data points were acquired for the two setups (Table 5.3). The quality factor (Qf) of these two datasets is also given in this table; 61 % of the measured quadrupoles with the Schlumberger array have a Qf less than 5 %, while for the Dipole-dipole it is 15 %. This low percentage can be explained by the quick decrease of the current with depth for the Dipole-dipole array, and when considering a threshold of 10 %, the amount of data increase to 25 %. The main part of the measurement was conducted on the pathways (high contact resistance, Table 5.2), but a quarter of the length is on the tailings (low contact resistance). Therefore, there is a strong contrast between the contact resistances along the profile. This situation led to difficulty in the data collection, which was interrupted many times before the reading of the full sequences ended. The problem was solved by pushing the electrodes as deep as

possible into the soil, adding saltwater solution, using a current transmitting time of 500 ms, and choosing the maximum current injection possible in the settings. This current is limited to 1797 mA for Schlumberger and 1523 mA for the Dipole-dipole arrays (Table 5.3) because a 12-volt battery was used. Finally, the electrodes used for this 2D survey and the 3D in the next step are stainless steel with a length of around 30 cm.

Tableau 5.3 : Statistics on electrical resistivity measurements.

Zone	Survey type	Data points	Qf < 5%	Current (mA)		Potential (mV)		Resistivity (Ω m)		
				Min	Max	Min	Max	Min	Max	Median
Zone 1	2D Schlumberger	825	61	8	1797	0.1	522	0.16	285	15
Zone 1	2D Dipole-dipole	3522	15	10	1523	14	225	0.12	600	10
Zone 1	3D Fullwaver	1773	96	2591	6805	0.047	2318	0.18	17912.3	41
Zone 2	3D Fullwaver	2968	94	3457	7612	0.01	1344	0.11	59356	115

For the 3D ERT survey illustrated in Figure 5.4a, measurements were carried out using irregular grids to cover the entire study zone and avoid installing electrodes in zones with surface water. Two zones were identified for the surveys: Zone 1 is to the East near Osisko Lake, while Zone 2 is located on the tailings pond to the West and bounded to the South by the Horne smelter (Figure 5.4). These measurements were carried out using the FullWave IP-Resistivity system (Iris instruments). This advanced measurement system does not require a regular grid because the measurement stations (receiver units) are independent of each other and also independent from the current electrode location, but they are all synchronized by an integrated GPS (Ahmed et al., 2019). It offers flexibility to place the electrodes in dry areas and avoid difficult areas to access, like wetland zones. An irregular measurement grid was established in Zone 1, and a relatively regular grid for the survey in Zone 2, using respectively 30 and 32 receivers (V-FullWaver), which led to 1773 data points in Zone 1 and 2968 in Zone 2 after injections (Table 5.3). The quality factor was much better for 3D surveys than for 2D; 96 % and 94 % of the measurements had Qf less than 5 %, respectively for Zone 1 and Zone 2. Each receiver has two channels connected to 3 electrodes (P1, P2 and P3), with P2 located near the V-Fullwaver box, while P1 and P3 are located 15 m away and respectively to the North and East of P2 (Figure 5.4). The current electrodes are placed randomly, at least 15 m apart, avoiding surface water. The injection

of the current is done through two electrodes, one connected to a high voltage transmitter (Terrascope) and placed far away from the measurement grid (Infinite electrode), and the other electrode (referred to as “roving electrode”) connected to the current box (I-FullWaver) is moved to the selected locations in the grid. The transmitter is powered by a generator, while the Fullwaver receiver boxes use internal batteries with more than 12 hours of autonomy.

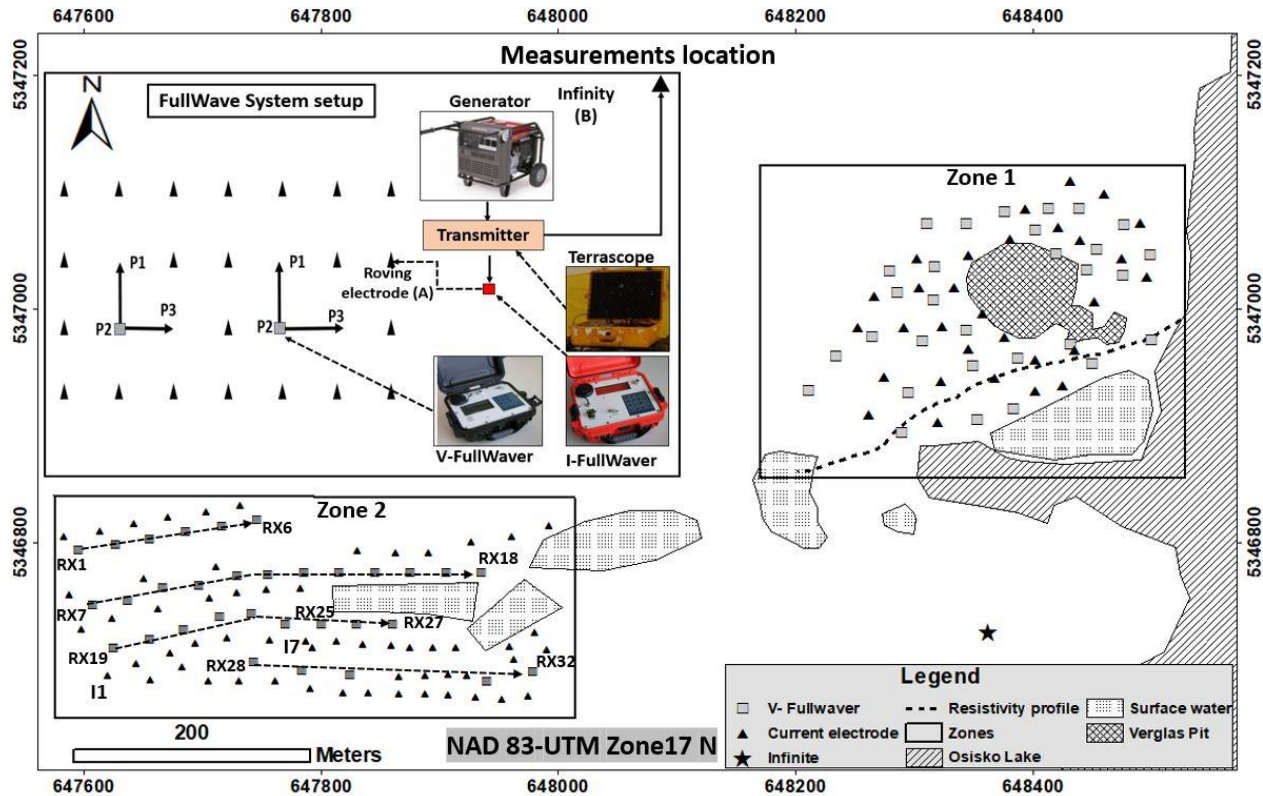


Figure 5.4 : FullWave IP-Resistivity system and measurements location. The main components of FullWave system are shown in the upper left corner. The current transmitter system is composed of the I-FullWaver, a transmitter (Terrascope), a generator and two transmitting electrodes (A and B). A set of receivers (V-FullWaver) connected to three local electrodes P1, P2 and P3. The location of those receivers and of the mobile current electrode (A) within two 3D survey areas are presented inside of rectangles. The surface waters are mapped to highlight the need for an irregular grid.

The injected currents for the two 3D surveys are between 2400 mA and 7650 mA, which is very high compared to the current injected in the 2D survey. In Zone 1, a transmitting time of 180 s was used for 38 points, with 30 V-FullWaver receivers for the readings. In Zone 2, 32 receivers were installed and 58 current electrode locations with transmitting time reduced to 120 s. After the measurements were finished, the data were retrieved from the I-FullWaver and the V-

FullWaver and sent to a computer for processing in accordance with the flowchart shown in Figure 5.5.

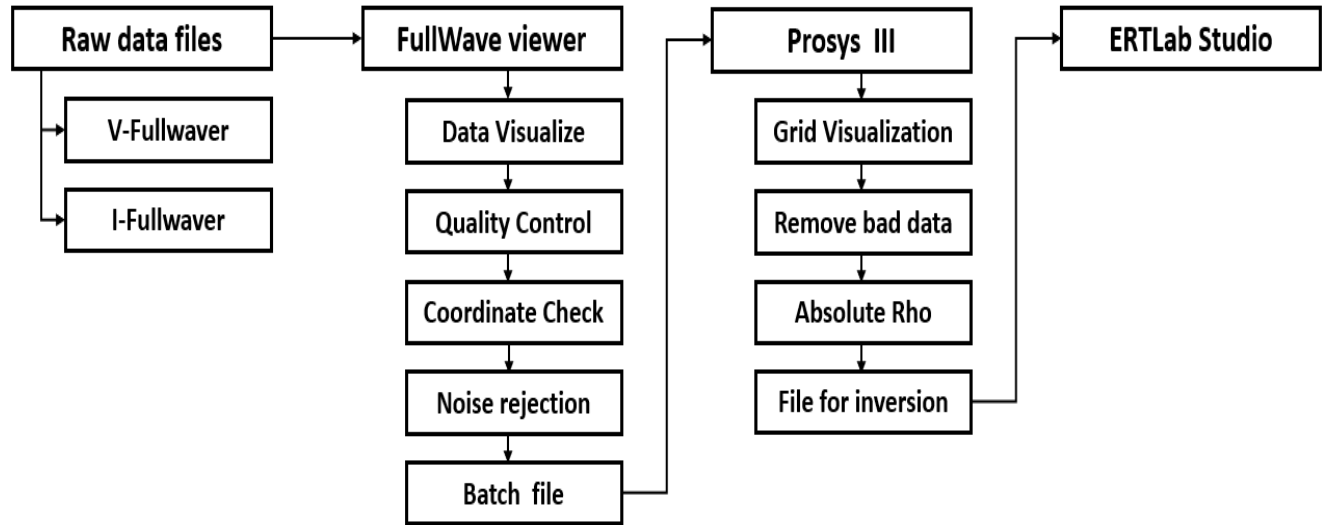


Figure 5.5 : Flow chart of the preprocessing steps applied on the raw data collected with the FullWave IP-Resistivity system (Iris instrument), and creation of a single file data for inversion using ERTLab Studio.

First, the data of each unit (V and I Fullwaver boxes) were visually assessed using the FullWave Viewer software (Iris instruments) to confirm that the data were adequately stored. The data quality can be checked by observing the measured potential difference (Figure 5.6c and Figure 5.6d). Before transmitting the current, only the ambient noise is recorded, which is stable and low compared to the potential difference values recorded during the current injection. Figure 5.6.a and Figure 5.6b highlight, respectively, the location of two injection points (I1 and I7) during all the recording time for the receiver box RX25 and the current waveform of I1. The potential difference recorded in the two channels of the mentioned receiver can be seen in Figure 5.6c and Figure 5.6d. The first insight is that the closer the injection point is to the V- Fullwaver receiver (I7 and RX25 Figure 5.4), the higher the potential values are, compared to injection point I1 which is located 190 m away from the considered receiver.

The previous two steps should be done with the whole dataset collected in the I and V FullWaver boxes, then only the good readings are kept, meaning the noise level is lower than the measured potential difference during the injection. Then a coordinate check is done to ensure that all electrode coordinates correspond to their actual position during the measurements. Finally, the selected good readings are grouped into a current and potential synchronized output file. A noise

rejection filter can be applied within this last step to guarantee a better signal-to-noise ratio. This file is transported into the Prosys III software for further processing, such as verification and correction of the measurement grid, removing bad points by analyzing the apparent resistivity and potential difference values, applying the option of absolute resistivity values to assure they are all positive before exporting the final file in the format that is required for the inversion software ERTLab Studio.

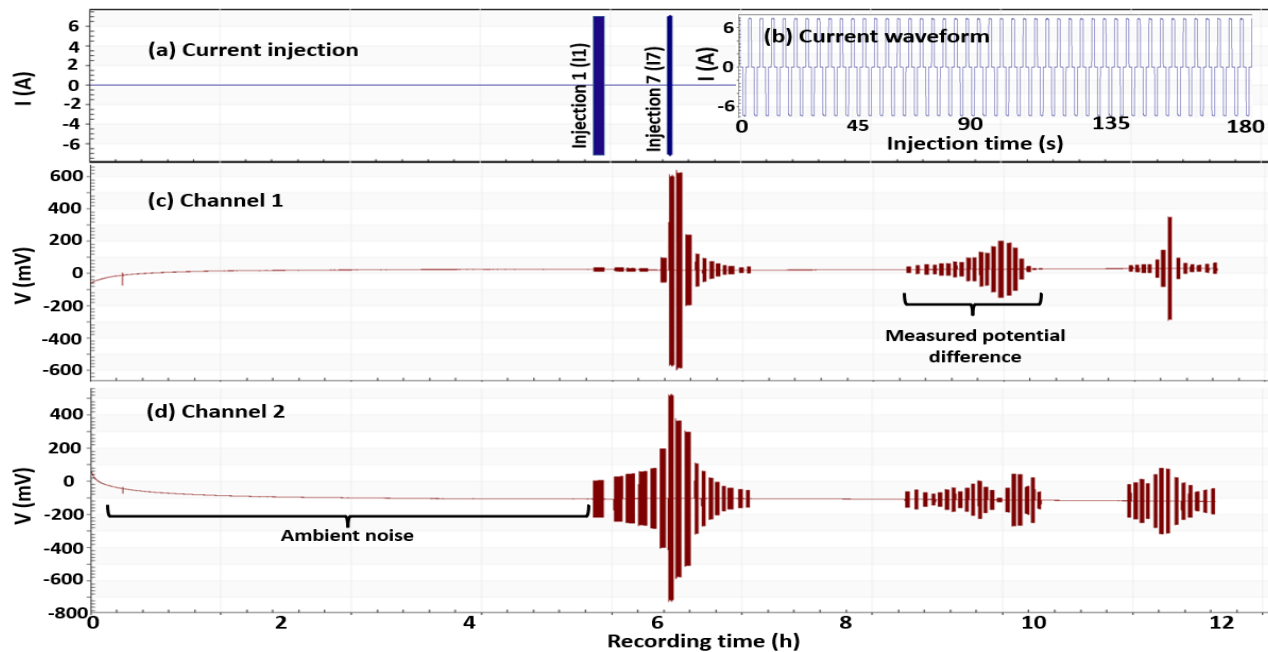


Figure 5.6 : Recorded current and difference of potential for the RX25, a) Visual inspection of the two injection points in a whole recording time survey, b) Current waveform of the first injection point I1, c) recorded potential difference in channel 1 for the RX25 showing low ambient noise level and readings of measured potential during the injection, d) recorded difference of potential in channel 2 showing the same observation as channel 1.

5.5 Inversion results and interpretation

The inversions are done with the ERTLab Studio, which requires an initial homogeneous resistivity model. The resistivity of this starting model can be derived directly from the software and considered as the median value of the calculated apparent resistivities. Even with the use of a large current in the 3D FullWave survey, the values of the measured potential difference and calculated apparent resistivities show a significant difference between the minimum and

maximum values within the same survey (Table 5.3), which can be associated with the presence of low-resistive tailings and probably underground high-resistive materials.

The inversion results of the 2D resistivity profiles carried out in Zone 1 are shown in Figure 5.7. These 2D measurements reach an investigation depth of approximately 30 m in the first half of the profiles and 45 m in the second part (Figure 5.7a and Figure 5.7b), which is shallower than the expected depth of the galleries. With the two configurations used (Dipole-dipole and Schlumberger), an investigation depth of 70 m should be reached (El Mrabet, 2021) or at least 60 m (Cortada et al., 2017).

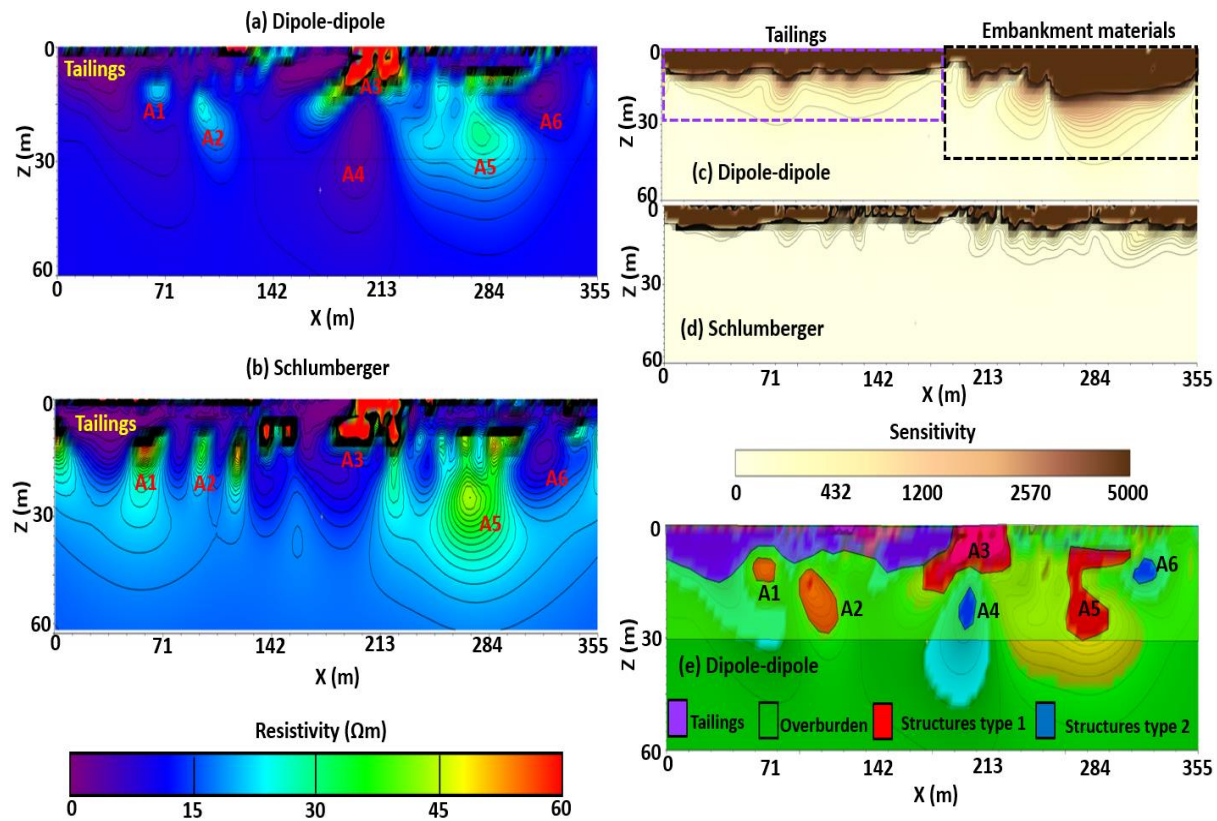


Figure 5.7 : Resistivity models for Dipole-dipole and Schlumberger carried out at the same location in Zone 1 showing the same pattern in terms of anomalies: a) profile with the Dipole-dipole array, b) profile with the Schlumberger array, c) sensitivity profile for the Dipole-dipole array, d) sensitivity profile for the Schlumberger array, e) geological interpretation of the Dipole-dipole resistivity section.

This can be explained by the low resistivity layer (tailings) in the top overburden, which concentrates the transmitted current and prevents it from reaching the deep layers. This

affirmation is consolidated by observing the sensitivity plots (Figure 5.7c and Figure 5.7d) for the two profiles. The sensitivity drops quickly with an overburden of tailings than one comprising embankment materials. We can also notice that the drop is more critical when depth increases with the Schlumberger than the Dipole-dipole, implying that the Dipole-dipole is more sensitive to deep structures than the Schlumberger. Figure 5.7e was created by using the Dipole-dipole profile (Figure 5.7a) and changing the linear scale of the resistivity values into six classes, which lead to the identification of four main features associated with the background materials (tailings and overburden) and some anomalies (Structures type 1 and 2).

As shown in Figure 5.7, the 2D survey is sensitive to the on-site surface materials. Tailings (Figure 5.7a, Figure 5.7b, and Figure 5.7e) have resistivities lower than $5 \Omega.m$. Two distinct types of anomalies are present, the first group (Type 1, Figure 5.7e) with resistivities greater than the surrounding materials (A1, A2, A3, and A5), and the second (A4 and A6) with resistivities lower than the host materials. The anomaly (A3) with a resistivity higher than $60 \Omega.m$ could be associated with large bedrock boulders near the surface. Three anomalies (A1, A2, and A6) detected near the surface could be due to bedrock blocks for the first two and an unknown structure with low resistivity compared to the surrounding materials for A6. The anomalies A4 and A5 are deeper (30 m) and might correspond to a backfilled slope. The agreement between the results of the dipole-dipole (Figure 5.7a) and the Schlumberger (Figure 5.7b) profiles is notable. They show the same position of all anomalies (A1, A2, and A3), but the Schlumberger profile reveals more anomalies beside A4, which is not visible, and finally, the sharpness of the A1, A2, and A3 anomalies is higher on this profile.

The 3D inversions have been done with the ERTLab Studio. It requires an initial homogeneous resistivity model, which the software can derive as the median value of the calculated apparent resistivities. In order to know the influence of the starting model on the inversion result, a series of initial resistivity values were used for Zone 1 (Table 5.3), which are $41 \Omega.m$ (Figure 5.8), $1000 \Omega.m$, $1500 \Omega.m$, $2000 \Omega.m$ (Figure 5.9), $2500 \Omega.m$ and $5000 \Omega.m$ respectively. The results showed a divergence of the inversion when the starting model has a resistivity value greater or equal to $2000 \Omega.m$; otherwise, the misfit of the measured and calculated potential difference from the resulting model shows significant correlation. However, whether the resistivity values of the

initial model were high or low (Figure 5.8 and Figure 5.9), the inversion calculations yielded anomalous bodies (different from the background) in Zone 1.

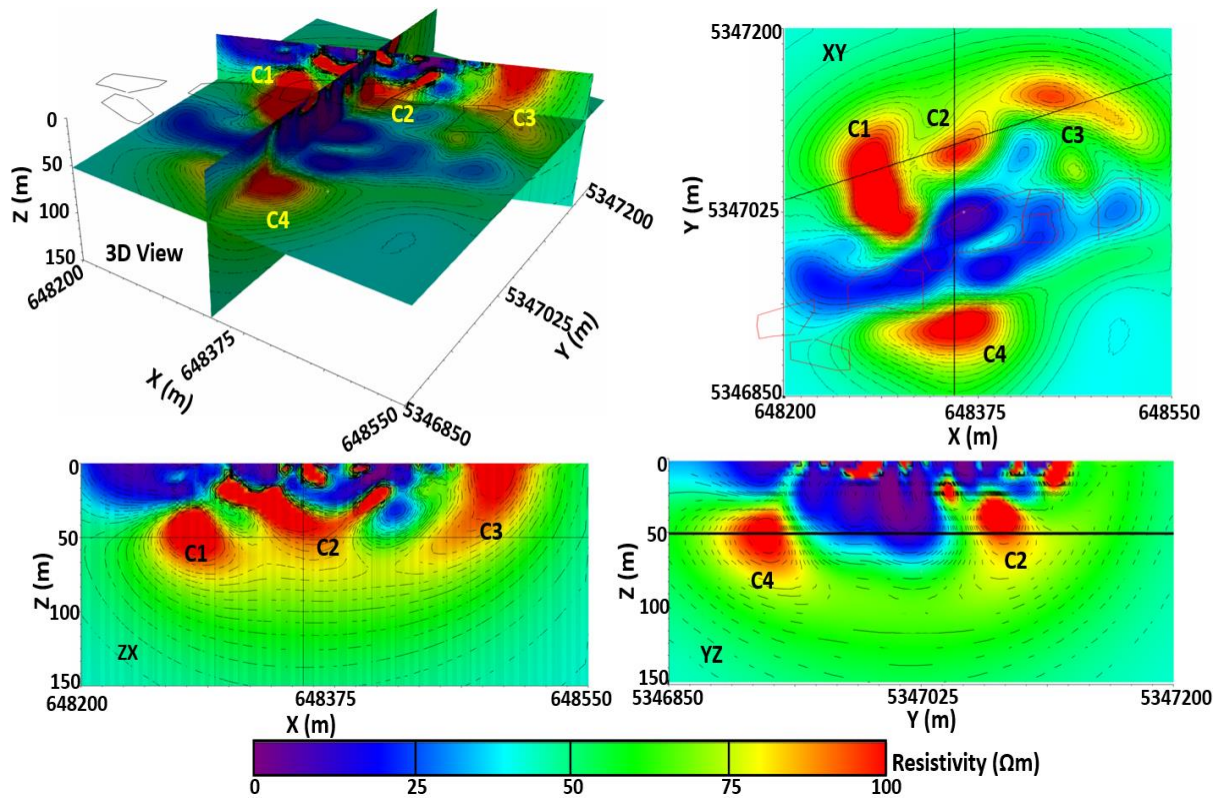


Figure 5.8 : 3D resistivity survey results for Zone 1. The effect of the starting resistivity model can be assessed as an initial resistivity of 41 Ωm that underestimates the resistivity of the final model.

The anomalous bodies in the conductive background showed a resistivity value of greater than 100 Ωm (Figure 5.8). In the resistive background, the value was several thousand Ohm meters (Figure 5.9). Comparing these inversion results to the depth of bedrock determined by geotechnical boreholes from Zone 1 (Table 5.1) shows that the inversion result with the higher initial resistivity value is more realistic, which is in line with the highly resistive basement rocks typically found in the Abitibi greenstone belt. Consequently, a high resistivity value (over 1000 Ωm) was used as the initial model for all inversions. Five anomalies were identified in Zone 1 (Figure 5.9). Some of them may have been associated with old mine stopes (C1, C2, C3, C4, and C5), located between 20 and 100 m below the surface. C1, C2, and C3 appeared to have a single structure-oriented NE-SW (Figure 5.9, XY section), and sections AA' and BB' indicated a vertical elongation of the three anomalies. C2 and C3 were confirmed by BH5 (dip = -65°) and BH12

(dip = -85°) located in that area; the logs indicated a depth of 38.1 m for C2 and 66.2 for C3. Considering the dip, the vertical depth was 34.5 m and 66.9 m respectively for C2 and C3, which was in line with the depths shown in the sections AA' and BB'. Lastly, the isolated anomalies C4 and C5 were located at the edge of the measurement grid and seemed to have a similar extension with depth.

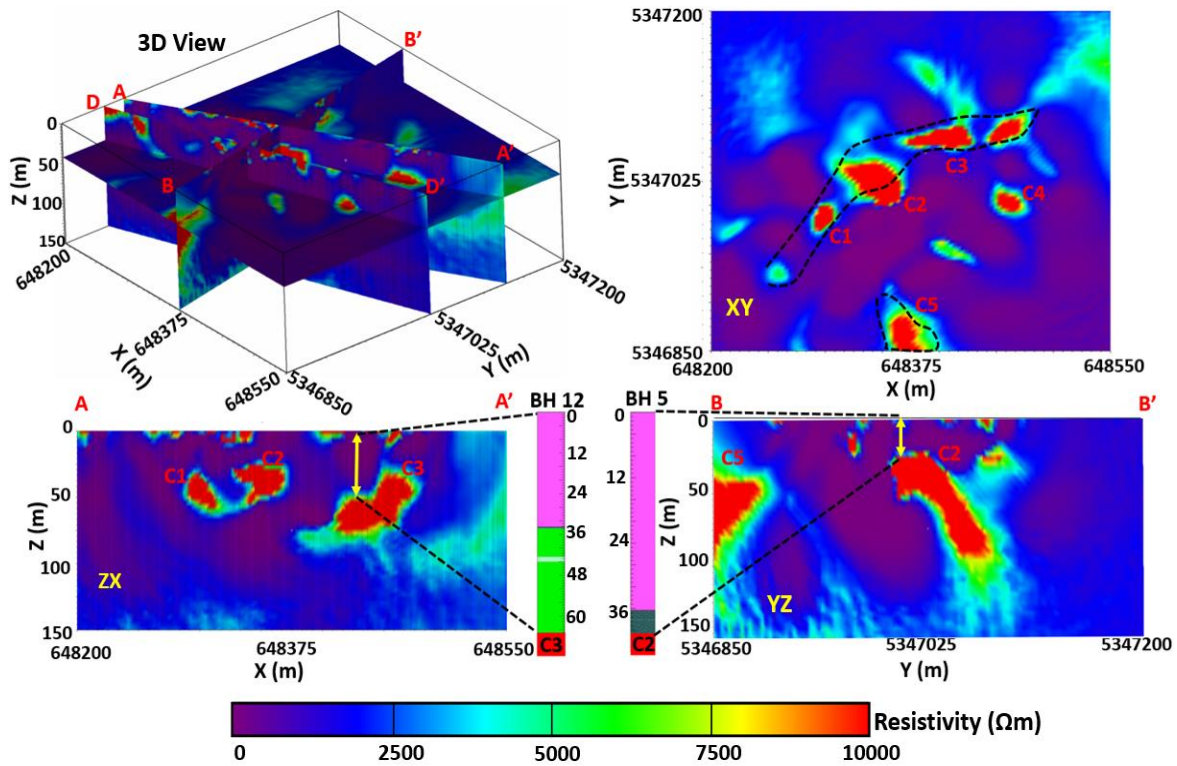


Figure 5.9 : 3D resistivity survey results for Zone 1, initial resistivity of 1500 Ωm showing more realistic resistivity of the final model which helps identify five anomalies associated with existing old mine stopes.

Five anomalies were identified in Zone 1 from the 3D inversion (Figure 5.9). Using ten geotechnical boreholes, a geological cross-section is created (Figure 5.10a), which shows an overburden composed of tailings and backfill materials overlying glacio-lacustrine sediments (Figure 5.2b). This overburden lies on a bedrock dominated by andesites containing massive sulfides. Comparing this cross-section to the 2D and 3D inversion results in Zone 1 (Figure 5.10b and Figure 5.10c), it can be seen that the overburden – bedrock interface is not clearly defined, possibly due to the first layer of the bedrock containing disseminated sulfides or altered rock, which can result in a decrease in the electrical resistivity. If this interface were identified, it would be indicated by an increase in the resistivity gradient (Seidel & Lange, 2007).

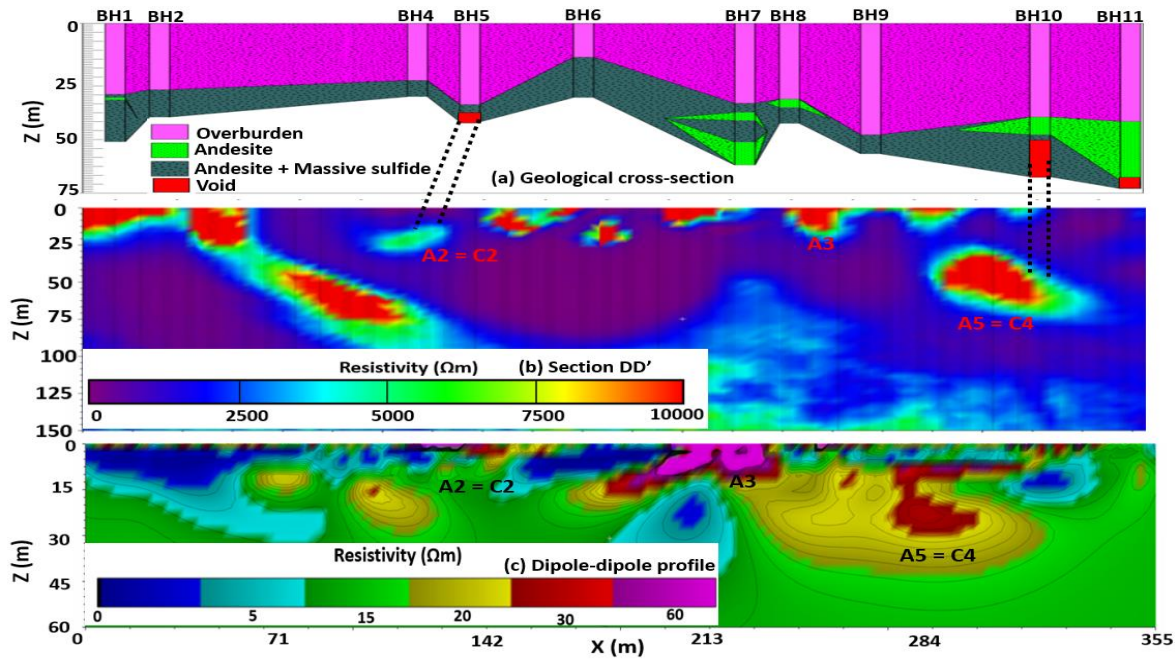


Figure 5.10 : Interpretation of the geophysical measurements with help of borehole information in Zone 1: a) geological cross-section generated by the borehole information and correlation with the geophysical inversion results, b) section DD' extracted from the ERT inversion results from the data collected with the FullWave Resistivity-IP System, c) Dipole-dipole profile collected with the Syscal Pro Switch.

Additionally, the boreholes revealed the location of some known voids (or stopes). Boreholes BH5 and BH10 confirmed that the anomalies (A2, A5, C2 and C4) observed and interpreted as former mining stopes (Figure 5.7 and Figure 5.8) are indeed old mining stopes. Finally, by comparing the two geophysical profiles, we can observe that the Dipole-dipole profile offers a better resolution in the first 30 m depth by identifying the tailings deposits (Figure 5.10b), while the section DD' resulting from the Fullwaver measurements does not allow it (Figure 5.10c). The comparison of the two profiles also shows certain disparities (Figure 5.10b and Figure 5.10c), two different depths of the investigation, and also in resistivity range. Considering that the quality factor of the data collected with the FullWave system is much better than the Syscal data, more confidence can be given to the FullWave inversion result (Figure 5.10b). The weakness of the Dipole-dipole profile measurements (Figure 5.10c) can be explained by the rapid decreases of the current in depth for this array, but also by the very high contact resistances observed during the measurements.

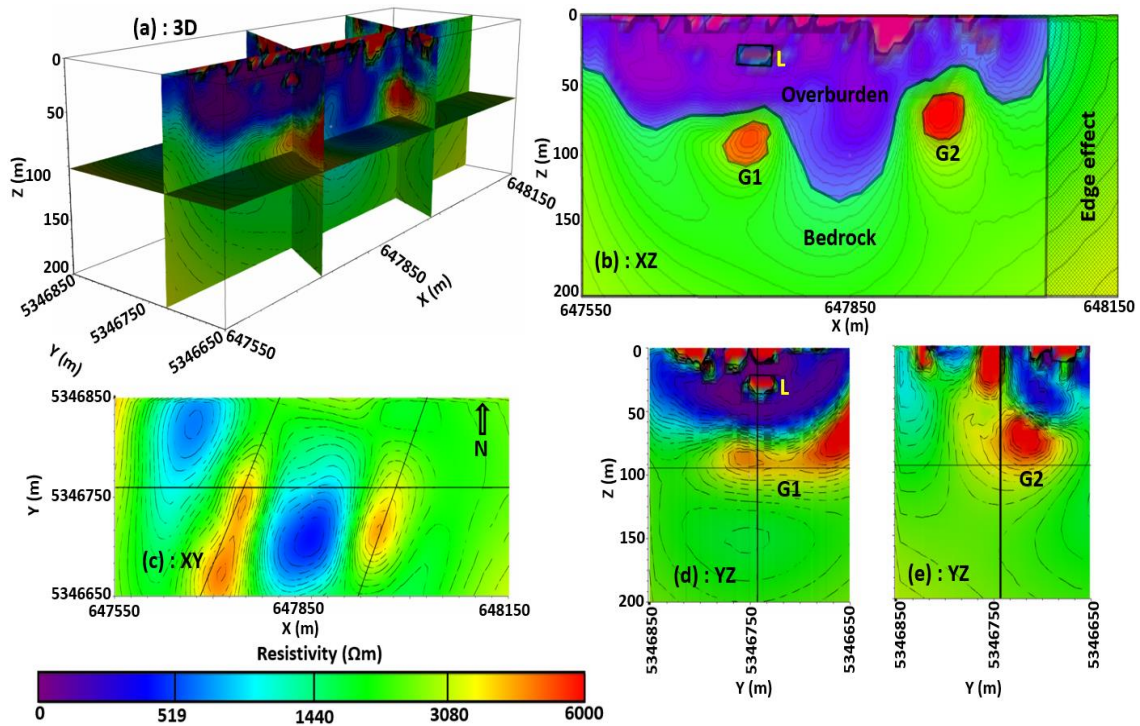


Figure 5.11 : Result of the inversion of the data collected on Zone 2. Three anomalies can be identified, two (G1 and G2) described as probable galleries and the other as unknown structure (L). a) 3D view of the resistivity model, b) section XZ of the anomalies, c) plan view (XY) showing the direction NE-SW of the galleries, d) section YZ through the direction of G1, e) section YZ through G2.

In Zone 2, an initial resistivity of 5000 Ωm was chosen for the 3D inversion of the collected data. This was done due to the larger difference between the minimum and maximum resistivity values compared to Zone 1, which was more than three times as large (Table 5.3). The survey results in Zone 2 (Figure 5.11) showed the presence of two parallel galleries (G1 and G2) in a NE-SW direction. Gallery G1 appears to extend to the surface in its southern part (Figure 5.11d), while gallery G2 is shorter in length but this could be attributed to the presence of surface water in the North-East of the grid that prevented further measurements (Figure 5.4a). Outside of these two features, a particular L-shaped structure (L) was identified at approximately 30 m. The bedrock surface is rugged, and its depth varies broadly from West to East, around 50 m in the western part to near-surface bedrock on the eastern side of Zone 2 (Figure 5.11b). Between the two galleries, the bedrock depth seems to reach greater values. Compared to the result in Zone 1 which did not allow the identification of overburden-bedrock interface, the result in Zone 2 shows a high resistivity gradient where the transition occurs.

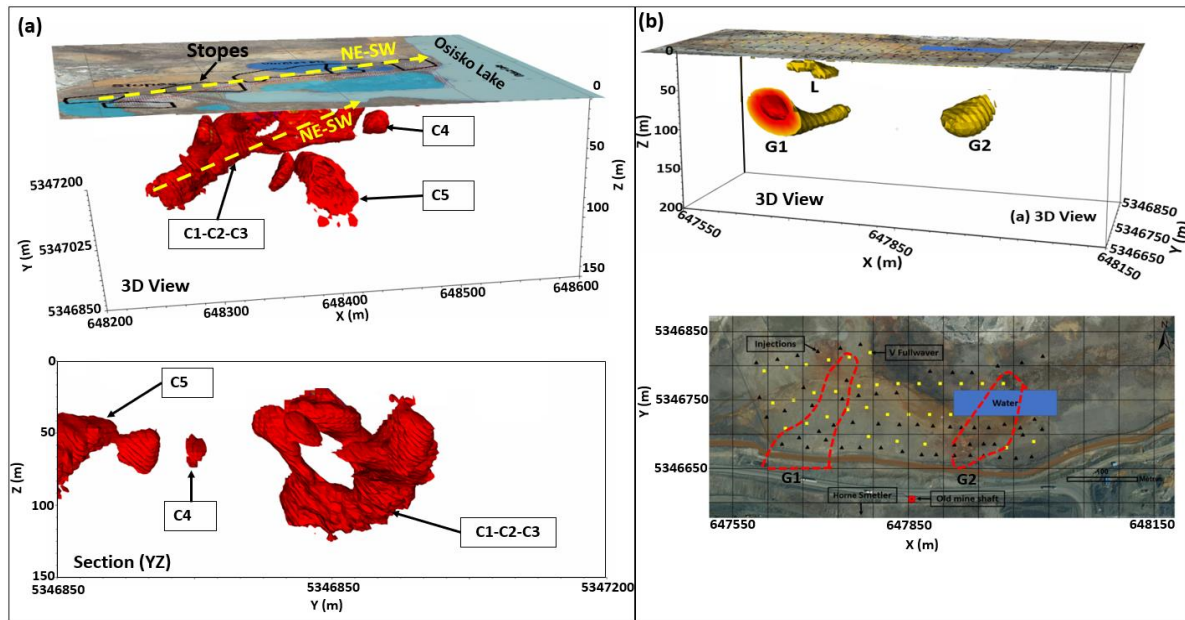


Figure 5.12 : Extraction of the volumes of the different anomalies obtained from the 3D surveys and validation of the identified structures with known information of the site, a) Zone 1 anomalies identified as the old mine stopes (resistivities greater than 10000Ω) with the main structure (C1-C2-C3) matching the direction of the location of the stopes on the surface map, b) Zone 2 anomalies (resistivities ranging from $5000 \Omega.m$ to $6500 \Omega.m$) showing two probable galleries and an unknown L-shaped structure.

Preexisting information from the site is compared to the results of the two 3D surveys (Figure 5.12). The volumes (resistivities greater than $10000 \Omega.m$) of the identified anomalies are first delineated for Zone 1, isolated structures associated with anomalies C1, C2 and C3 are consistent with the NE-SW oriented mining stopes (projection onto the surface) that were identified during the geotechnical investigations (Figure 5.12a), with depths of the different voids varying from 33 m to 73 m (Table 5.1). The volume of those stopes might be smaller, because of the random dispersion of the electrodes in Zone 1, which can lead to errors in estimating their true shape and contributes to reduce the survey resolution. For Zone 2, the relatively uniform grid is assumed to provide a better sampling and thus a better delineation and estimation of the subsurface structures. By choosing a range of resistivities between $5000 \Omega.m$ and $6500 \Omega.m$, a total volume representing the effect of the galleries in Zone 2 is produced (Figure 5.12b). The southern part of the anomaly representing the gallery G1, located near the Horne smelter seems wider than its northern extension. An old shaft of the mine operation was identified in that area, which can explain the presence of the gallery possibly reaching the shaft.

5.6 Conclusion

The Electrical Resistivity Tomography (ERT) method was tested for detecting underground old mining excavations such as galleries and stopes. The project began by collecting site-related information from geotechnical boreholes, such as geological context and information on known infrastructures. Contact resistance checks were conducted to plan the field work more effectively and decide which system would best fit the measurements.

The 2D surveys, with a line length of 355 m were expected to reach a depth of 60 m; however, only a depth of 30 m was achieved in the first half of the profile and 45 m in the second half due to the conductive layer of tailings, which had a masking effect on the current, and due to poor contact resistance on the pathways. Despite these issues, the 2D profiles identified anomalies interpreted as possible bedrock fragments and old mining stopes. Following the 2D measurements, the 3D survey in Zone 1 identified old mine stopes approximately 50 m deep near Osisko Lake. The 3D survey in Zone 2 delineated two possible galleries located at a depth of 100 m.

The FullWave IP-Resistivity system proved effective in complex surface conditions as it provides the ability to randomly place electrodes and avoid inaccessible areas. In addition, the survey with this system appeared to have a larger investigation depth and higher resolution (except for the first 30 m) than those made with the Syscal Pro Switch. Moving current injection close to the voltage electrodes makes it possible to increase the sensitivity. However, due to the short length of the 3D survey lines the investigation depth was limited to 100 m in this study. Additional measures with long profiles have been performed recently in order to search for galleries deeper than 100 m.

5.7 Acknowledgements

We would like to thank MITACS for financial support. We also extend our thanks to our industrial partners who funded this research project, and more particularly Abitibi Geophysics that provide their FullWave equipment for fieldwork and personal/technical assistance throughout the work. We acknowledge Glencore and Falco for granting us access to their site, for providing personal support in the realization of the project and information on the site. Thanks also to my colleagues from the UQAT Geophysics group and URSTM-IRME who assisted us during all the fieldwork.

CHAPITRE 6 ARTICLE 3 - TIME DOMAIN ELECTROMAGNETIC SURVEY IN DEEP MINE GALLERIES FOR MINERAL EXPLORATION

Mamadou Cherif Diallo ^{1,2,*}, Li Zhen Cheng ^{1,2}, Michel Chouteau ^{2,3}, Chong Liu ^{1,2}

Submitted to Natural Resources Research (25/03/2023)

1 Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT), Rouyn-Noranda, Québec, Canada

2 Research Institute of Mines and Environment (RIME), Québec, Canada

3 Polytechnique Montréal, Montréal, Québec, Canada

* Corresponding author

Keywords: Mineral exploration, TDEM, deep galleries, depth of investigation

Ce chapitre présente le développement et l'implémentation d'un nouveau concept de mesures TDEM dans les galeries profondes, dans l'optique d'explorer les ressources minérales profondes. En prenant comme exemple le projet de Falco ressources, qui vise à exploiter des ressources non-exploitées par les anciennes mines Horne et Quemont, dont les galeries ont été explorées dans le chapitre 5 (**OS2**), il serait intéressant de pouvoir faire de l'exploration à partir de ces galeries afin de chercher des ressources qui n'auraient pu être détectées à partir des méthodes d'exploration de surface. Il peut aussi s'agir du cas d'une mine très profonde, où l'exploitation se fait déjà à 3 km ou plus sous terre, pour la continuité des mines, il y'a un besoin d'innovation dans la méthodologie d'exploration. Afin de répondre à cette problématique, le design d'une petite boucle TDEM (**OS3**) a été effectué à travers des modélisations numériques des champs magnétiques (primaire et secondaire) qui entrent en jeux dans cette méthode géophysique (TDEM). Ensuite, le concept a été implémenté dans le complexe minier LaRonde, dans une galerie qui se trouve à une profondeur de 3 km. La validation a été faite avec la détection des lentilles de sulfures massifs connues (**OS4**).

6.1 Abstract

Time-domain ElectroMagnetic (TDEM) systems are widely used in mineral exploration, but when the target is located a few kilometers deep, it is almost impossible to detect it. One alternative will be the use of a small TDEM loop in deep underground mine galleries, which could increase the depth of exploration and help to detect deeper mineral deposits. Through 3D modeling, a small TDEM loop (250 m by 5 m) was designed for measurements in deep mine galleries, and a comparison between the primary field generated by the small loop and the one created by a large loop (2000 m by 2000 m) on the surface was carried out. The secondary magnetic field of the small loop is also analyzed for understanding the behavior of this field in deep mine situations and to establish the possibility of detecting any conductor around the loop. Then measurements have been performed at LaRonde mine in a deep underground gallery located 3 km down, with a gallery (Tx) to borehole (Rx) configuration. The primary field modeling indicates that the use of the small loop in galleries is more profitable than deploying a large loop at the surface, and in the survey design, priority will be given to the number of turns of the loop than its length. The modeling of the secondary magnetic field shows a polarity change in the horizontal components whether the conductor is located above, below, or on both sides of the loop. The measurements in LaRonde deep gallery validate the presence of two known lenses, by showing an in-hole anomaly at 700 m depth.

6.2 Introduction

The global need for mineral resources has increased significantly in recent decades, from 26.7 to 100 billion tons between 1970 and 2017, and could reach 185 billion tons by 2050 (Gonzalez-Alvarez et al., 2020). The mining industry is facing a major challenge related to the depletion of shallow resources, as exploration efforts have been mainly directed toward known mineralization zones and shallow resources (Davies et al., 2020). This requires increased mineral exploration to discover new mineral deposits that may lie at greater depths. The industry is obliged to innovate, develop new measurement systems, or adapt existing ones, but also establish new methodologies to explore deep deposits. One of the challenges related to the exploration of deep deposits is the existence in certain geological contexts of a thick sedimentary overburden, such as the Proterozoic cover underlying the Archean formations in Abitibi (Legault & Rabeau, 2007; Rabeau et al., 2010). It may also be geographic or climatic contexts, such as exploration beneath

sand deposits in the desert (Chudasama et al., 2019), or the increased interest in exploration for critical minerals localized beneath the seafloor (Hein et al., 2013; Wiedicke et al., 2015), where the water layer plays the same masking effect as the sedimentary deposits in continental environments. Among the plethora of geophysical methods used in mineral exploration, for example VMS (Volcanogenic Massive Sulphide) deposit exploration, one uses the time domain electromagnetic (TDEM) method. This technique offers the possibility of doing the measurements from the sky i.e., airborne surveys (Bournas et al., 2018; Kwan & Müller, 2020b; Legault, 2015; Mulè et al., 2012; Stettler, 2010), from the ground surface (Scott et al., 2014; Staltari, 1986; Zhang et al., 2021) or in boreholes (Killeen, 1997; Liu, 2021; Macnae & Staltari, 1987). Considerable effort has been expended in the processing and interpretation of TDEM data over the past decades, including the development of numerical simulation algorithms for direct modeling or data inversion (Cai et al., 2017; Jaysaval et al., 2014; Liu & Yin, 2014; Mulder et al., 2008; Oldenburg et al., 2013; Raiche et al., 2003; Yang et al., 2018; Yin et al., 2016). Although these works are very important, they do not solve the problem of depth of investigation or reduce the effect of the conductive sediment covers when it occurs.

To address these two issues, developments have been made and new measurement systems have been implemented. The InfiniTEM (Bérubé et al., 2006; Boivin & Milkereit, 2007), uses multiple rectangular loops in series and offers the possibility of having the receivers on the surface or in a borehole. This configuration allows the generation of a strong primary field sufficient to reduce the masking effect of conductive sediments on the surface, but also to sufficiently excite the conductors in the subsurface (Brakni, 2011; Desmarais & Smith, 2015; Mercer, 2012). Malo-Lalande & Milkereit (2007) present a study where this technique successfully identified a deposit that could not be detected by an Airborne TDEM survey performed in the same area. Guoqiang et al. (2018) propose a short offset time-domain (SOTEM) approach for deep exploration. This approach was used by Chen et al. (2015) to identify embedded zones in a deep coal deposit (1000 to 1200 m), and in another study, they used it to detect an iron deposit under a conductive overburden (Chen et al., 2017).

These innovations are very important and make it possible to improve exploration methods; however, they remain limited when the targeted depth of investigation is several kilometers. Some active or abandoned mines have depths greater than or equal to 3 km, such as the LaRonde mine in Abitibi (Mercier-Langevin, 2011; Pinet, 2018; Sasseville et al., 2022). In these situations,

the TDEM method will be ineffective. To meet this need for deep exploration, Cheng et al. (2020) proposed to make the measurements from deep galleries. Few studies have been conducted based on this approach, at least none for the previously mentioned depth (3 km). Nevertheless, Krivochieva & Chouteau (2002) applied the concept in potash mine to identify salt deposits using horizontal layer models. Li et al. (2022) also used numerical modeling to study the effectiveness of the approach to detect karst cavities in a tunnel construction area. This approach naturally solves the conductive overburden problem, while allowing to explore deep structures. One of the problems that could arise is the interference of facilities or mining infrastructures, Dai et al. (2019) address this issue by performing measurements and then characterizing the electromagnetic noise at the 3 km level of the LaRonde mine and propose a denoising methodology. On the other hand, TDEM measurements in galleries mean a small loop because the width of the galleries is usually about 5 m, which implies a less intense primary field compared to the case of a large loops at the ground surface. Hence this study aims to define the parameters of such small loop through numerical modeling to design an underground survey, and ultimately to establish a procedure for interpreting these measurements.

6.3 Method and theoretical background

The time domain electromagnetic (TDEM) method is based on the generation of a primary magnetic field from a transmitter loop with an alternating current. The variation over time of this primary field will excite the conductive bodies in the subsurface and create eddy currents within conductors (Figure 6.1b). Then a secondary magnetic field is created from this process and measured by a receiver (Nabighian, 1996). The measurement system can be arranged in several ways (Figure 6.1a), in the air (Tx1-Line 1) known as Airborne TEM, on the ground surface (Tx2) with a receiver on the surface (Line 2), or in a borehole (BH1). Ultimately, the measurement system can be set in deep mining galleries, with a transmitter loop in the gallery (Tx3) and the receiver in the gallery (Line 3) or in a borehole (BH3). Airborne and ground TEM systems have been extensively studied and their applications in mineral exploration are widespread. Therefore, the focus of this study is exclusively limited to the development of a TDEM exploration strategy from deep mining galleries.

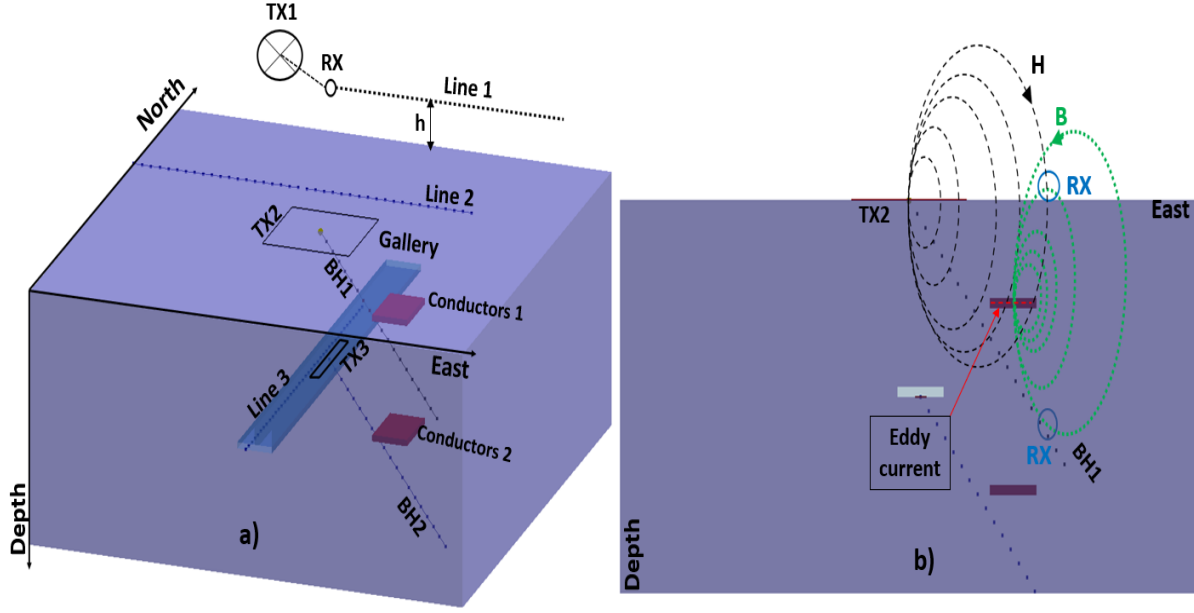


Figure 6.1: Global view of the TDEM method, a) different configurations of TDEM showing the possibility of surveys from the air, the ground, and in a deep gallery, b) Principle of the TDEM method.

For this purpose, the strategy defined in figure 6.2 will be applied. Before any measurement, particular attention will be paid to the primary magnetic field, because the higher the intensity of the primary field is, the better the targets are excited. Therefore, the primary field of a large loop at the surface (Tx2) is compared with that of a small loop in a gallery (Tx3), to define the optimal parameters of a transmission system in a deep gallery. The determination of the primary magnetic field (H), created by a wire of length (l) at any point in space at a distance r from the wire is described by Biot-Savart's Law (6.1).

$$\vec{H} = \frac{\mu_0}{4\pi} \oint \frac{I d\vec{l} \wedge \vec{r}}{r^3} \quad (6.1)$$

where I represents the current flowing through the wire and μ_0 is the magnetic permeability of the vacuum. This equation shows that the primary field strength will depend on the dimensions of the transmitting loop and the intensity of the current. In the case where the loop contains several turns (N) of wire like a coil, the primary field will be proportional to the number of turns. Therefore, it is necessary to define optimal transmitting parameters for the small loop before descending into the gallery. Numerical modeling is a useful tool for this estimation.

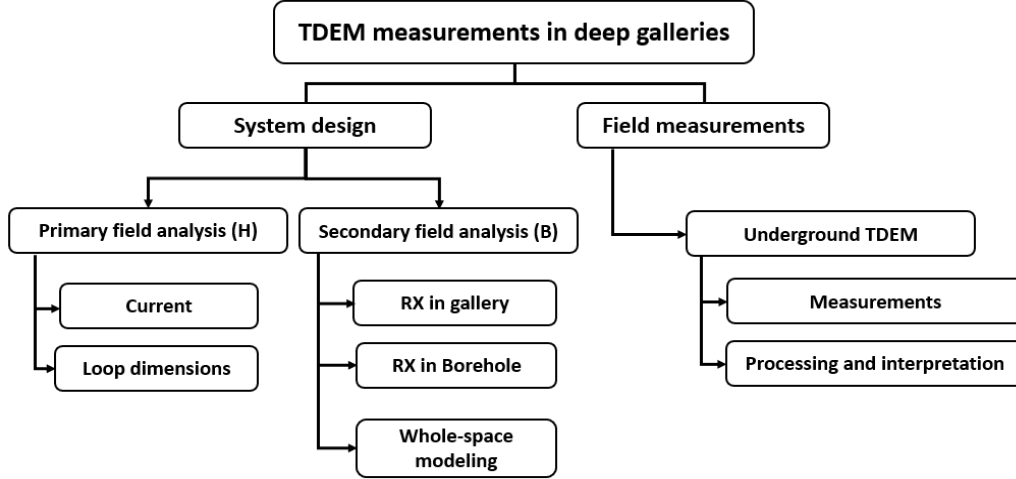


Figure 6.2: Overview of the strategy for the development of TDEM measurements in deep mine galleries.

A series of forward modeling studies were performed to better understand the behavior of the secondary magnetic field. More concretely, the response of the conductors was evaluated depending on whether the receiver (Rx) is in the gallery (Line 3), or in the borehole (BH2); also considering the different locations of the conductors above, below, or on both sides of the gallery, referring to whole-space modeling.

Following the numerical simulations, TDEM measurements in a deep gallery of the LaRonde mine were conducted between 10-14 June 2019. The selected gallery is located at 3 km depth and close to two mineralized zones. The collected data were then processed in the software *Maxwell* and interpreted from the forward modeling results.

6.4 Primary field optimal parameters

MacNae (1981) rewrote equation (6.1) to calculate the primary field at a given point P in space, considering a wire segment with a length of AB and in which a current I is transmitted (6.2). A computer program has been developed based on this equation considering that the loop is composed of several wire segments (4 in most cases).

$$H = \frac{I}{4\pi} \frac{(\sin \theta_A - \sin \theta_B)(\overrightarrow{PA} \times \overrightarrow{PB})|AB|}{|\overrightarrow{PA} \times \overrightarrow{PB}|^2} \quad (6.2)$$

Where A and B are two points in space forming one segment of the loop, P a point in space where the primary field is calculated, θ_A and θ_B respectively the angles formed by (PA & AB) and (PB & BA).

This primary field intensity depends on the dimensions of the loop and the intensity of transmitted current through it. The intensity of the current is mostly defined by the transmitter system, and recent systems allow to transmit up to 40 A. So, the dimensions of the loop remain fundamental for the capacity to emit a high primary field. In addition, the dimension of the loop is constrained by the size of the galleries, which have a width of 5 to 7 m and a length that can reach a few hundred or thousands of meters. The first step of modeling, the primary field generated by a large surface loop of 2000 m by 2000 m was compared with the primary field of a small loop located at a depth of 3000 m underground with a width of 5 m and a varying length of 250 m, 500 m, and 1000 m. Considering a current of 30 A and 1 turn of the loop, the primary field of these different cases can be seen in figure 6.3. An increase in the primary field intensity of the small loop is observed as its length increases (Figure 6.3b, 6.3c, and 6.3d).

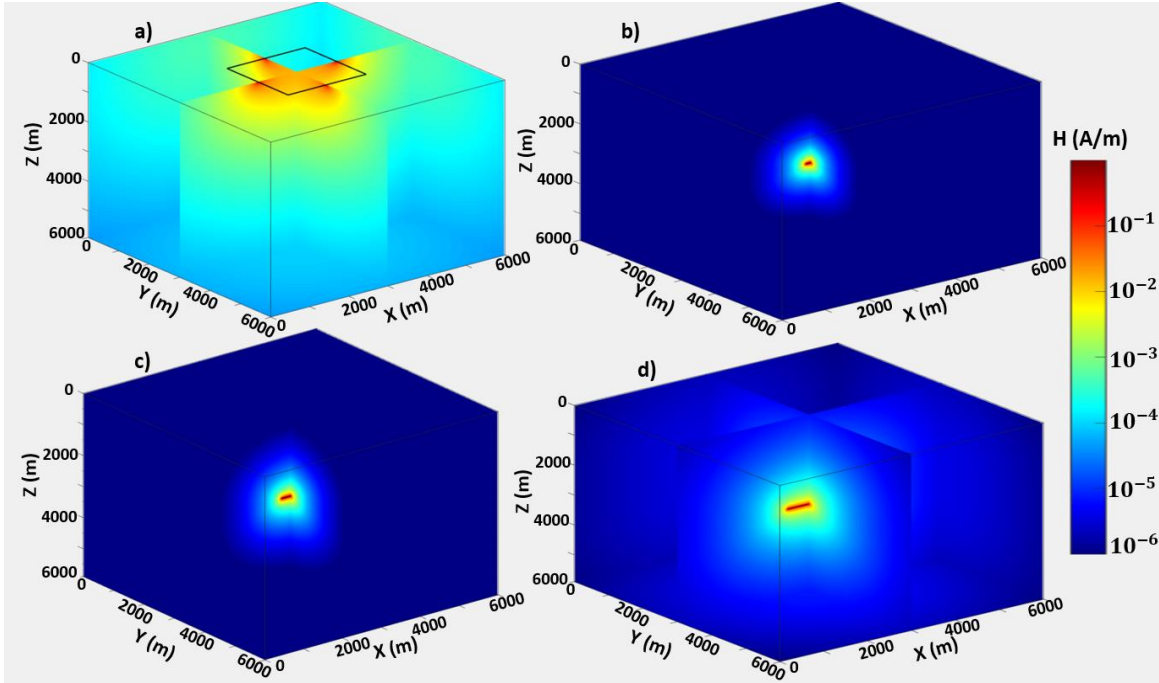


Figure 6.3: Intensity of the primary field calculated for a single current value (30 A) and 1 turn of wire for the loop, a) surface large loop of 2000 m by 2000 m, b) deep small loop of 5 m by 250 m, c) deep small loop of 5 m by 500 m, d) deep small loop of 5 m by 1000 m.

The influence of the primary field generated by the large surface loop (Figure 6.3a) is much greater than that of the small gallery loops but, at 3 km depth this intensity can be very low. As shown in figure 6.4a, the intensity of the primary field of the large loop on the ground surface with 1 A transmitted current at 3 km is close to 10^{-5} A/m. By comparing this case to those represented in figure 6.4b and figure 6.4c, the increase of the primary field at that depth is clearly visible. With a given current of 1 A and the use of 1 turn of a small loop (5 m by 250 m), the amplitude of the primary field is multiplied by 10 (10^{-4} A/m) at least 300 m around the loop (Figure 6.4b), and this radius is increased to 800 m by increasing the number of turns to 30 (Figure 6.4c).

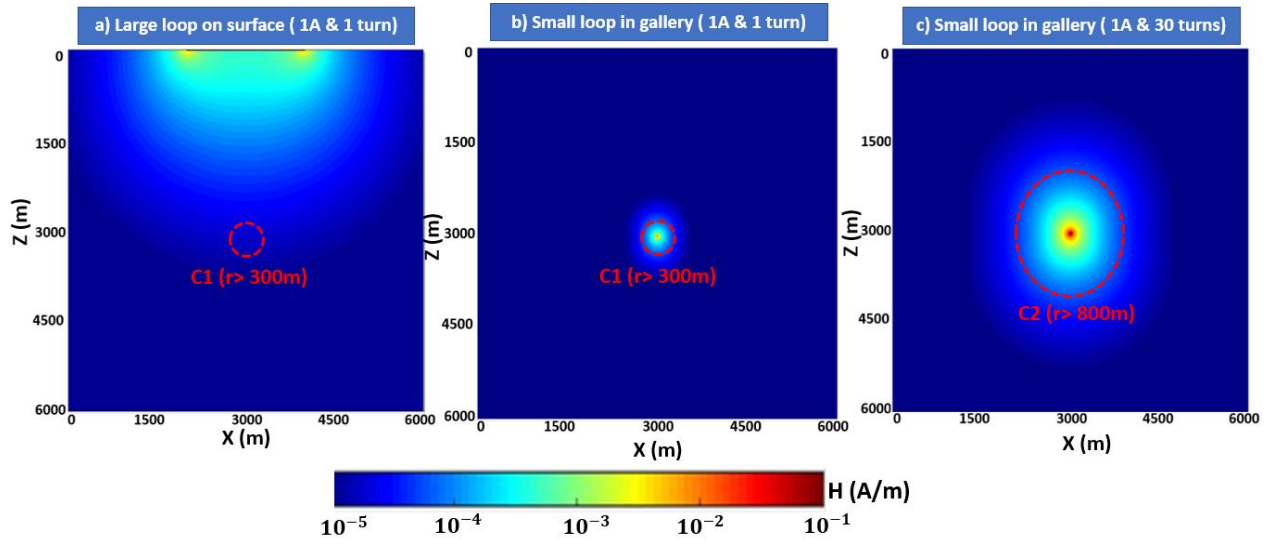


Figure 6.4: Primary field of a large loop on surface compared to that of a small loop in the gallery by varying the number of turns, a) large loop on surface with 1 A and 1 turn, b) small loop in gallery with a current of 1 A and 1 number of turn, c) small loop in gallery with a current of 1 A and 30 turns.

Figure 6.5 shows the lateral influence of a primary magnetic field with a one-turn loop. The cross-section perpendicular to the longitudinal direction of the gallery (Figure 6.5a) illustrates a symmetrical distribution of the magnetic field strength, while the section along the direction of the gallery demonstrates that the same level of primary field strength on either side of the length of the gallery influences further than the two extremities of the gallery. This fact allows us to establish the optimal direction of the loop with respect to the targeted area, which should ideally be located perpendicular to the length of the loop (direction indicated by the arrows in Figure 6.5a)

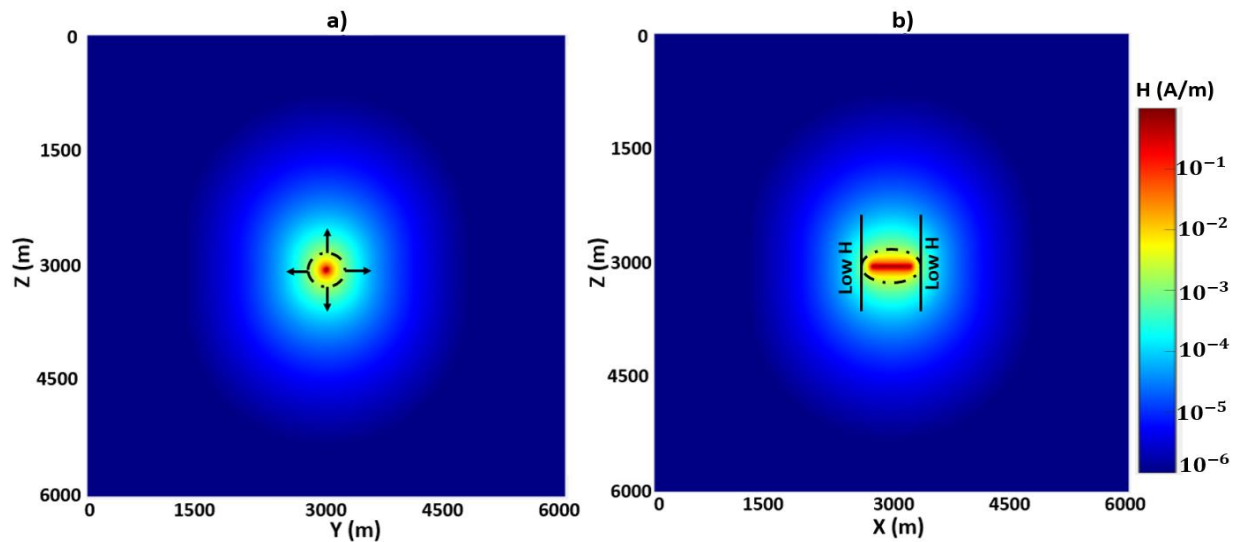


Figure 6.5: Section view of the primary magnetic field strength for a deep small loop of 5 m by 500 m with 5 turns and definition of the suitable direction of the loop with respect to the area to be investigated, a) identification of the non-optimal areas with high decrease of the primary field, b) identification of the optimal direction of the primary field.

These first analyses (30 amps of current, various loop lengths) carried out on the primary field have shown the advantage of the gallery loop compared to the surface loop. The other way to increase the distance of influence of the primary field is to increase the number of turns (N) of the loop according to the different cases defined in Table 6.1. The number of turns is reduced when the length of the loop increases. Instead of comparing the primary fields, the ratios between the intensity of the primary field generated by the gallery loop and that of the surface loop (H_g/H_s) are calculated and compared (Figure 6.6).

Tableau 6.1: Underground small loop (TX3) dimensions and the number of turns (N).

Case	Width (m)	Length (m)	N	Wire length (m)
Hg1	5	250	5	2550
Hg2	5	250	10	5100
Hg3	5	250	15	7650
Hg4	5	500	5	5050
Hg5	5	500	10	10100
Hg6	5	1000	5	10050

Looking at the ratio greater than 1 (from yellow to brown), the primary field strength of the small loop is greater than that of the large loop, with the loop of 250 m (length) and 5, 10, and 15 turns respectively (Hg1, Hg2, and Hg3 in Table 6.1), this area grows in vertical extension from 740 m to 1100 m (Figure 6.6a, 6.6b and 6.6c). Comparing the six different cases, the most important result is that increasing the number of turns widens the area of influence of the magnetic field in the direction perpendicular to the gallery (compare Figure 6.6b to 6.6d), while loop lengthening extends the field effect along the gallery direction (compare Figure 6.6e to 6.6f).

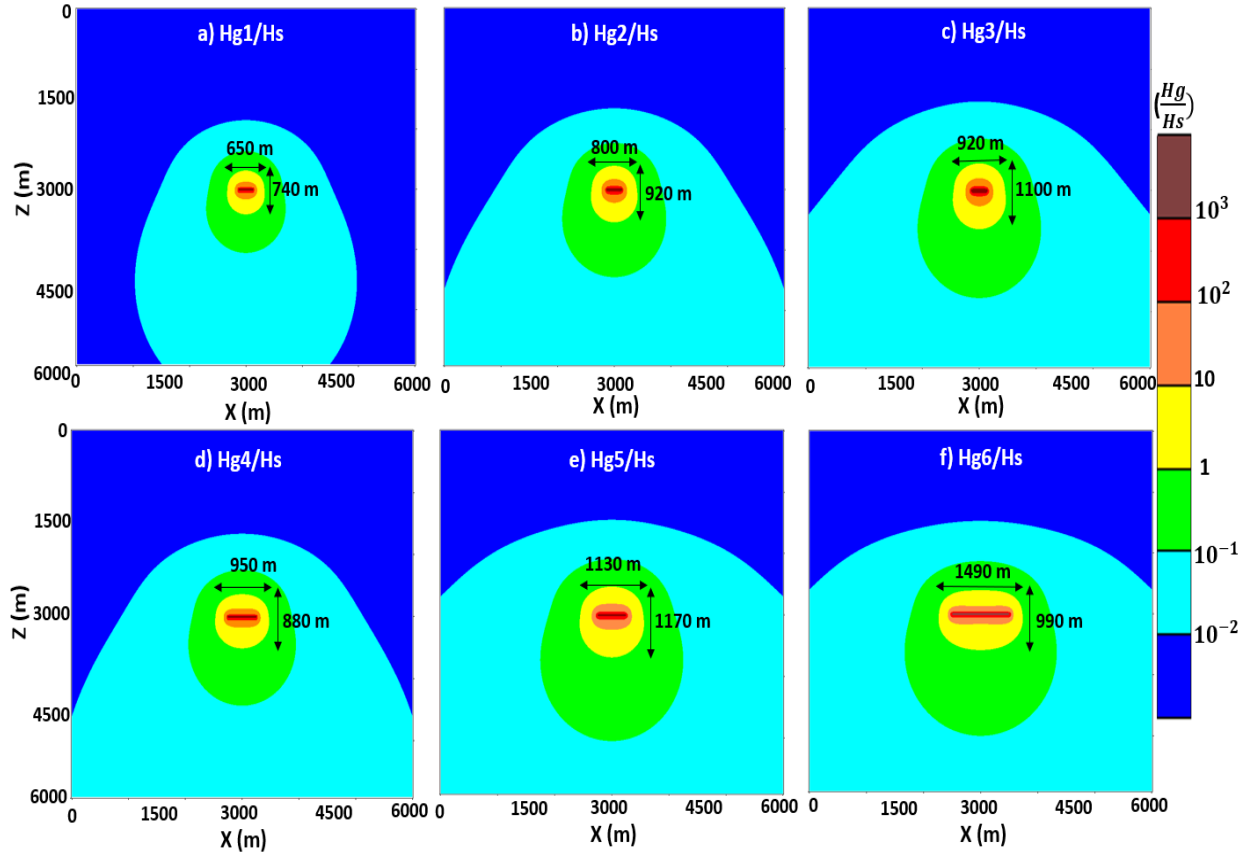


Figure 6.6: Ratio between the primary fields of the large surface loop and small loops in the gallery by varying the small loop length and the number of turns, with a current of 30 A.

This allows us to establish that with the same wireline length, between the loop length and the number of turns, priority should be given to the number of turns. Finally, by including the area defined by the green color (Figure 6.6) with a ratio between 0.1 and 1, nearly 2000 m below the loop can be explored. For a loop located at 3000 m depth, the possibility of exploring mineral deposits located at 4000 m to 5000 m could be possible based on the modeling results.

6.5 B-field analysis for loop in gallery

6.5.1 Conceptual model setting

The secondary magnetic field (B) induced by the underground conductors, following their excitation by a primary field (H), can be calculated by forward modeling. To do this, it is necessary to define the geological model and to associate configuration parameters representative of a given transmitter-receiver measurement system with it. In this study, the geological model shown in Figure 6.7a was defined. It consists of a homogeneous layer (ρ_b) of electrical resistivity of $10^5 \Omega\text{m}$ representing unaltered basement rocks, a gallery of 2000 m long at the depth of 1000 m, with a transversal section XZ of 5 m by 10 m (Figure 6.7b), a conductive body with dimensions of 500 m by 250 m and a thickness of 50 m (ρ_c) having an electrical resistivity of $2 \Omega\text{m}$ which can be associated with mineralization such as massive sulfides (VMS).

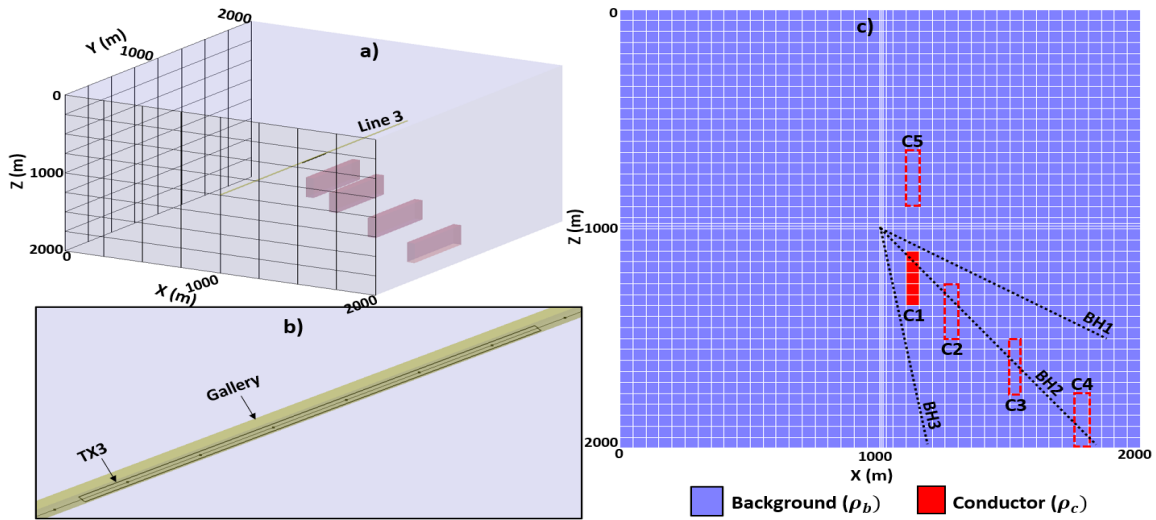


Figure 6.7: Conceptual model setting for the secondary magnetic field modeling, a) 3D model showing the location of conductors and the Line 3 in the gallery, b) visualization of the gallery and a small loop (Tx3) configured within it, c) section view of five conductor locations and three designed boreholes.

This model was generated with the software *Maxwell* considering a hexahedral discretization, which was refined in the center of the model to insert the gallery (Figure 6.7c). The conductive body (C1) is located perpendicular to the main axis of the gallery, which corresponds to the zone defined as the ideal location of the area to investigate compared to the loop axis (Figure 6.5b).

For this forward modeling, the primary field transmission parameters were set up by considering the previous modeling results. Specifically, the shortest loop length (250 m) with 5 turns (Hg1, Table 6.1), in which a current of 30 A is transmitted. These parameters represent the worst case in the different scenarios studied (Table 6.1). As for the receiver, it is defined by the place where the measurements are taken. They can be made in a gallery (Line 3, Figure 6.7a and 6.7b) or in boreholes (Figure 6.7c). The geological model and the setup parameters of the measurement system are the inputs of *Loki* algorithm (3D simulation code) based on finite element discretization (Raiche et al., 2003), which has been parallelized (Liu et al., 2020) to reduce the calculation time.

6.5.2 Effect of receiver positions

As mentioned previously, the measurements can be made in galleries or boreholes, so in the first case of the simulation of the B-field, these two situations are assessed. The focus is on the depth of investigation depending on whether the receiver is in a gallery or in a borehole. To do this, the conductor in position C1, which is located at a distance of 100 m laterally and vertically from the gallery, is then moved to positions C2, C3, and C4, which are respectively 250 m, 500 m, and 750 m from the gallery (Figure 6.7c). With a receiver in the gallery (Line 3), the results of the vertical component of the B-field are presented in Figure 6.8.

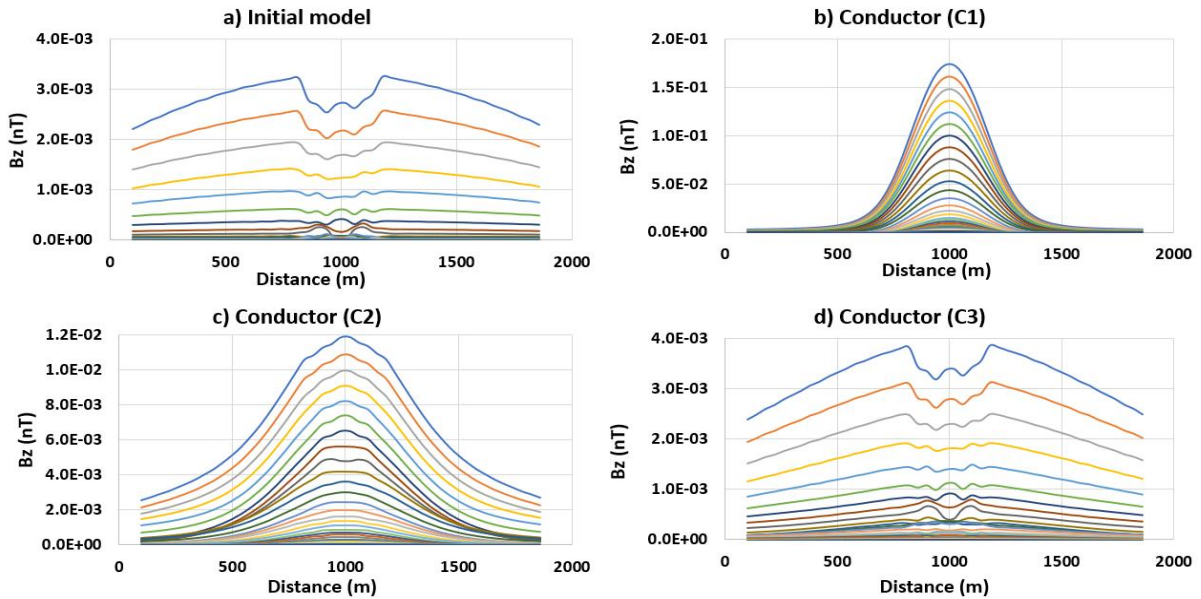


Figure 6.8: Detection depth for a survey line in the gallery, a) simulated B-field for an initial model without conductor, b) strong effect of the conductor at position C1 is detected on the B-

field, c) B-field of the conductor at position C2 showing higher intensity than C1, d) similar B-field for the conductor at C3 and the initial case meaning no effect of the conductor is detected.

First, a model without conductors was simulated to serve as a reference and to identify the effect of the conductors (Figure 6.8a). It can be seen that the conductors at positions C1 located at 100m away from the gallery (Figure 6.8b) and C2 at 250m (Figure 6.8c) produce a high B-field compared to the response of the initial model (Figure 6.8a), while for the conductor at position C3 (Figure 6.8c), the measured intensity of the B-field is close and similar to the response of the initial model. So, for this configuration, a conductor can be detected only if located in a cylinder of 250 m radius around the loop. When measurements are made from the boreholes considering the different positions (BH1, BH2, and BH3) in Figure 6.7c, several observations were made (Figure 6.9). Firstly, comparing the measurements made from the gallery with the measurements made in the borehole, and more specifically in BH2 (Figure 6.9a, 6.9b, 6.9c, and 6.9d), which presents a situation where the borehole crosses the conductors, the four responses highlight a strong B-field record and different shapes of the anomalies due to the size of the conductor located above (Figure 6.9a) or below (Figure 6.9b) the borehole.

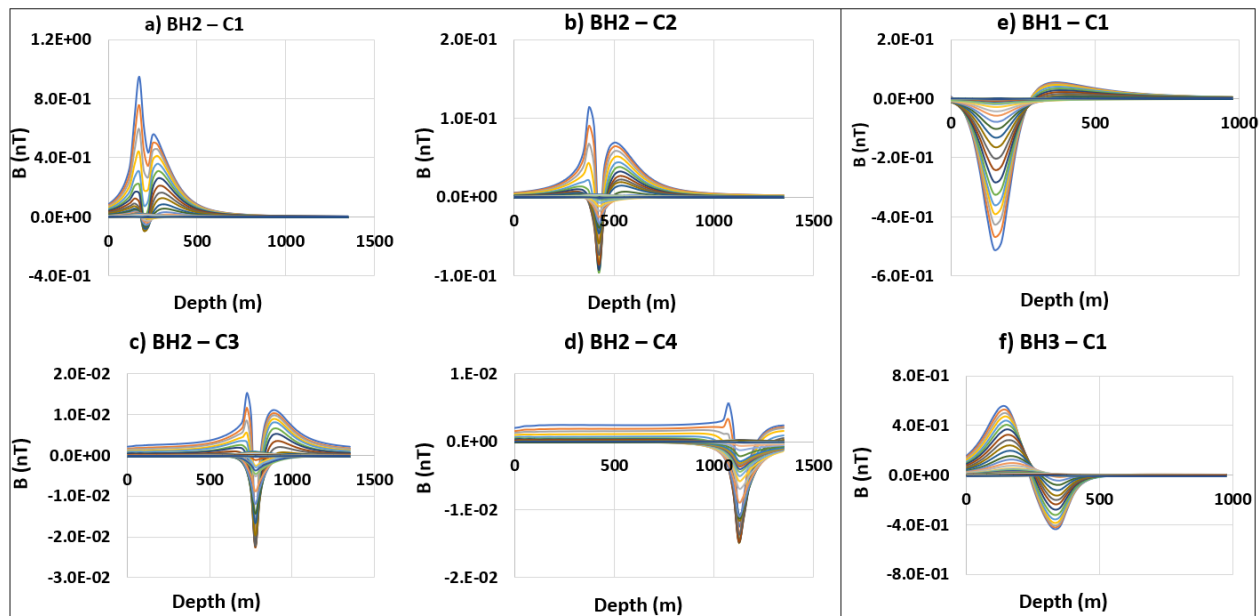


Figure 6.9: Detection depth for a survey line in the borehole, and effect of the borehole location in the EM response.

These results allow us to affirm that the borehole configuration has a greater investigation depth compared to the measures conducted in the gallery. But also, in terms of B-field intensity, the

borehole measure shows the highest values, certainly because the receiver is close to the field and the conductor. When considering the responses of boreholes BH1 (Figure 6.9e) and BH3 (Figure 6.9f) and compared to BH2, a change in the shape of the anomaly is observed. BH1 is above the conductor and gives a negative bell anomaly, BH2 gives an anomaly that contains two sign variations (positive-negative-positive), and finally, BH3 shows two opposite sign bell anomalies.

6.5.3 Whole-space modeling

TDEM measurements in underground galleries imply a situation with geological units on both sides of the measurement system (Tx and Rx). In this case, a half-space geological model no longer corresponds to the problem, but rather a whole-space model. The conductor can be above or below the measurement system, or on both sides simultaneously. These three scenarios are addressed by considering the conductor C1 (below) and C5 (above) separately and simultaneously, but also the measurement Line 3 in the gallery. The three components of the B-field for the different cases are shown in Figure 6.10. On the vertical components, the only difference is in the intensity of the B-field, the maximum is around 0.1 nT (Figure 6.10a1) for the single above conductor (C5), 0.15 nT (Figure 6.10b1) for the below (C1) conductor, and 0.3 nT (Figure 6.10c1) for the scenario with two conductors (above and below) which is double the highest value mentioned previously.

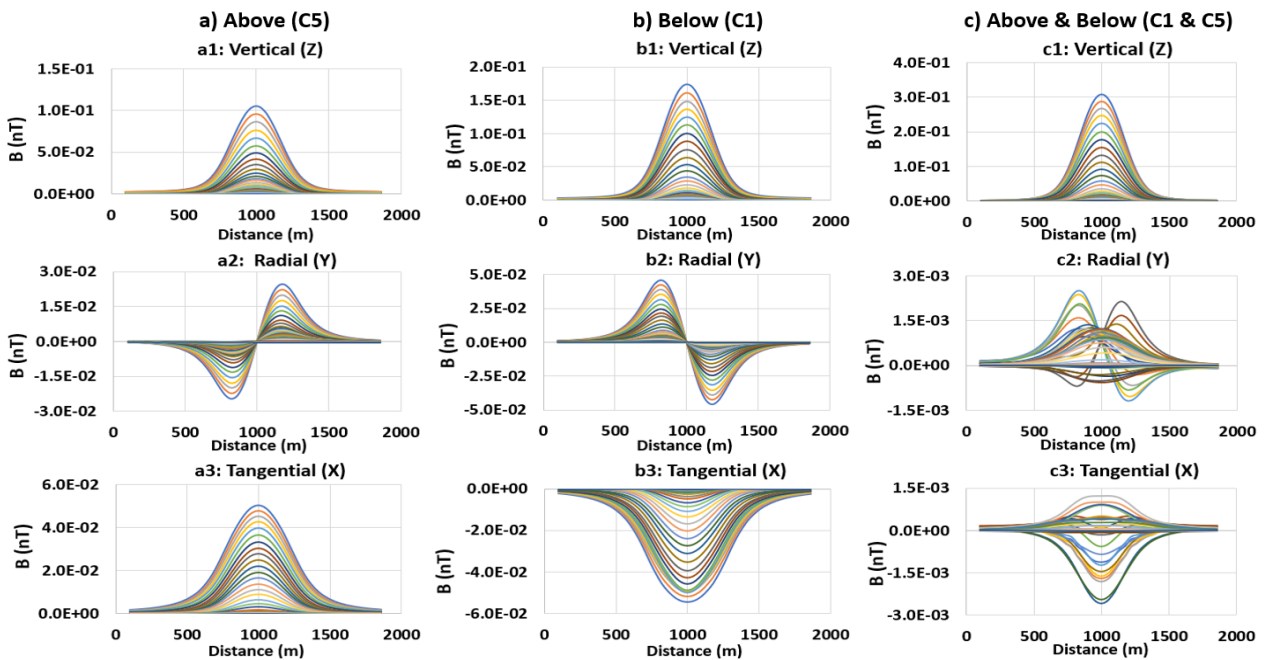


Figure 6.10: Whole-space conductors B-field modeling with Rx located in the gallery, a) conductor above (C5) the (Tx-Rx), b) conductor below (C1) the (Tx-Rx), c) conductors simultaneously above and below (C1 & C5) the (Tx-Rx).

On the radial and tangential components, sign changes are observed depending on the position of the conductor compared to the gallery. The sign of the radial component changes from negative to positive for the above (Figure 6.10a2) conductor and inversely for the conductor below (Figure 6.10b2), while on the tangential component, the only difference is that the anomaly is positive for the above conductor (Figure 6.10a3) and negative for the below conductor (Figure 6.10b3). As for the last scenario with the two conductors, the polarity changes are observed on both radial (Figure 6.10c2) and tangential (Figure 6.10c3) components. Krivochieva and Chouteau (2002) made the same observation about the polarity change on the radial component addressed in their study as the horizontal component.

6.6 Measurements in deep mine galleries

The effectiveness of the approach adopted in this study for the exploration of deep deposits is subject to a process of field testing. TDEM measurements were conducted at the LaRonde mine between 10 – 14 June 2019. This mine is located about 50 km from the city of Rouyn-Noranda (Canada), it is one of the deepest mines in the world still in operation, with an exploitation depth of more than 3 km. These measurements were carried out in a 300 m long gallery at a depth of 3 km, which coincides with a zone where two main mineralized structures Zone 6 and Zone 19-20 are known (Figure 6.11a and 6.11b).

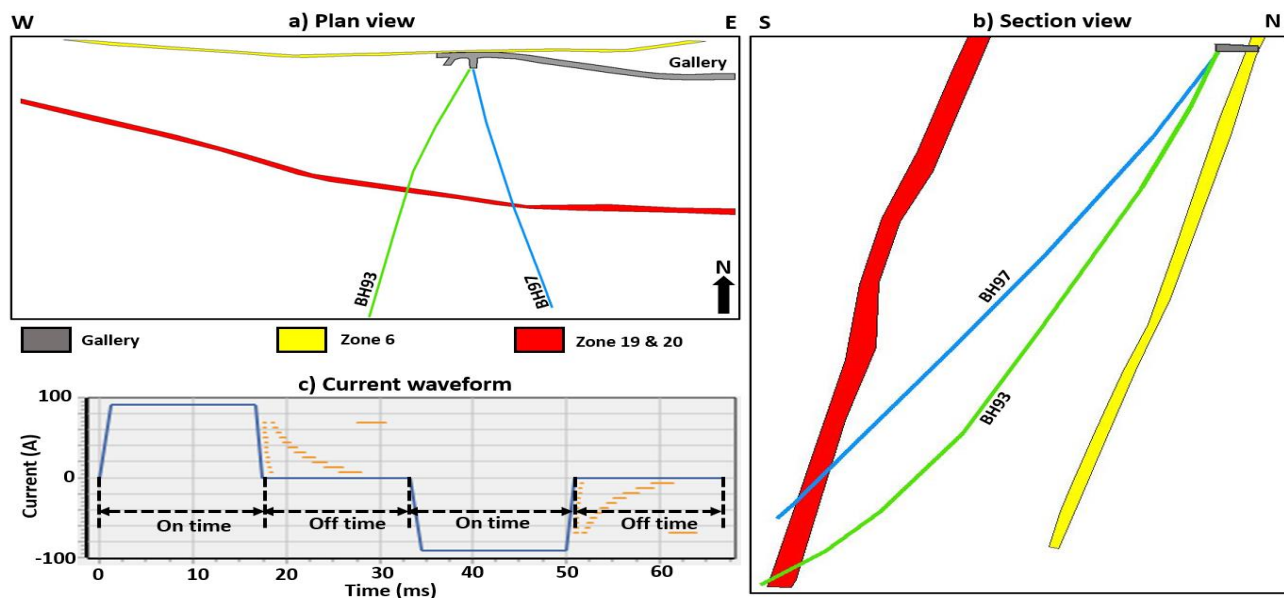


Figure 6.11: Borehole location and two known mineralization identified at the LaRonde mine, and the current waveform used for the measurements.

The transmission system consists of 6 turns of a loop having 260 m by 4.5 m as dimensions and connected to a Geonics TM57 transmitter. Through this system, a current of 15.3 A is transmitted in the loop, which gives a total of 91.8 A with the 6 turns of the loop. The waveform of this current is given in Figure 6.11c, a trapezoidal shape was used with a turn-on and turn-off time of 1.2 ms and 0.8 ms respectively, for a total transmission time (On-time) of 16.667 ms, and an off-time of 16.667 ms (Figure 6.11c). The actual measurements were made in the two holes (BH93 and BH97) that intersected the mineralized zone (Zone 19-20), using the Geonics BH43-3 borehole probe and the SMARTem24 receiver, which is synchronized with the transmitter.

The data collected in the two boreholes allow the detection of both mineralized zones. In BH93 the measures are performed only over 400 m because the hole was blocked at that location. Nevertheless, the effect of Zone 6 is strongly predominant over the first 200 m (Figure 6.12c). The proximity of Zone 6 to the measurement system (Tx & Rx) produced a masking effect as would have occurred with surface measurements and conductive overburden. This effect generated strong B-field intensities over 200 m (Figure 6.12b and 6.12c), but this did not prevent the detection of the mineralized Zone 19-20 intersected between 700 and 800 m depth in borehole BH97 (Figure 6.12b).

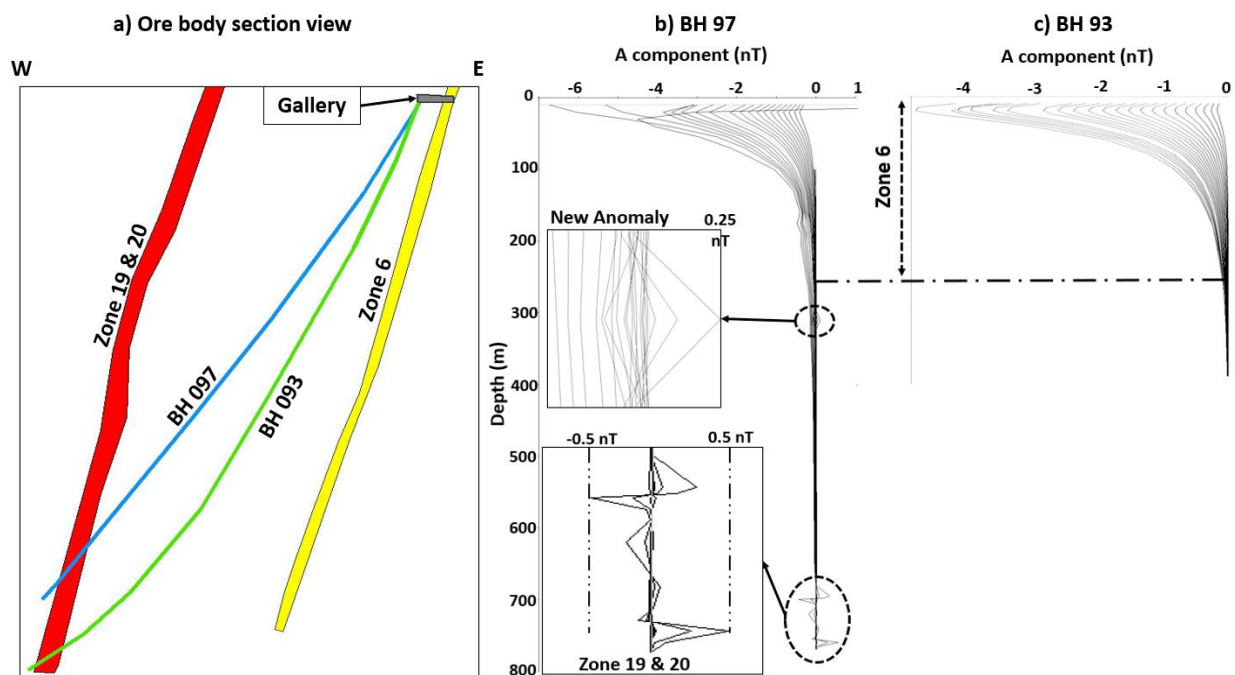


Figure 6.12: Interpretation of the A-component for the measures in borehole BH97 and BH93.

In addition to these two known mineralized lenses, a new anomaly is identified at a depth of approximately 300 m in borehole BH97 (new anomaly, Figure 6.12b, Figure 6.13a). This new anomaly could not be detected by measurements in borehole BH93, which tends to indicate that it is located in the limited zone between Lenses 19-20 and hole BH97. Similar observations can be made on the U-component (Figure 6.13a) orthogonal to the axial component and lying in the vertical plane, while on the V-component (Figure 6.13b) orthogonal to the plane formed by A and U only Zone 19-20 could be identified.

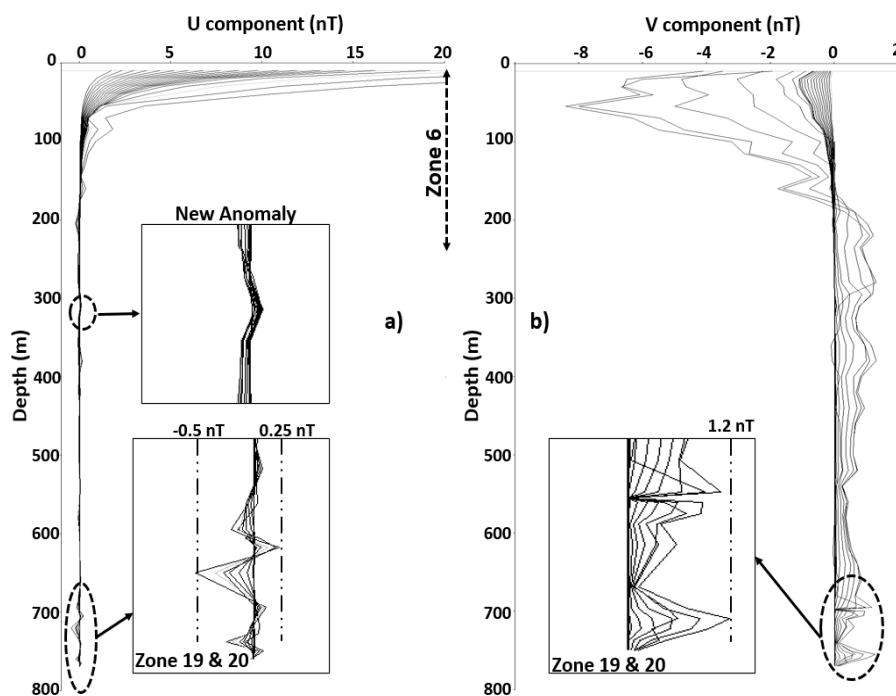


Figure 6.13: Interpretation of the two other component of the measures in BH97. a) U-component for the B-field in BH97, a) V-component of the B-field in BH93.

The parameters used for the measurements in the fieldwork were implemented in a new modeling process to analyze the B-field measured in BH97. A simplified geological model was considered (Figure 6.14), composed of one homogeneous layer representing the host rock. A resistivity of $10^5 \Omega\text{m}$ is considered for this layer, because at 3 km depth, the geological formation is mainly the basement rock, formed by igneous or metamorphic rocks. Then, two vertical structures (Figure

6.14a and Figure 6.14c) representing the mineralized lenses (Zone 6 and Zones 19-20) and a gallery (Figure 6.14b and Figure 6.14d) are added into the homogeneous layer.

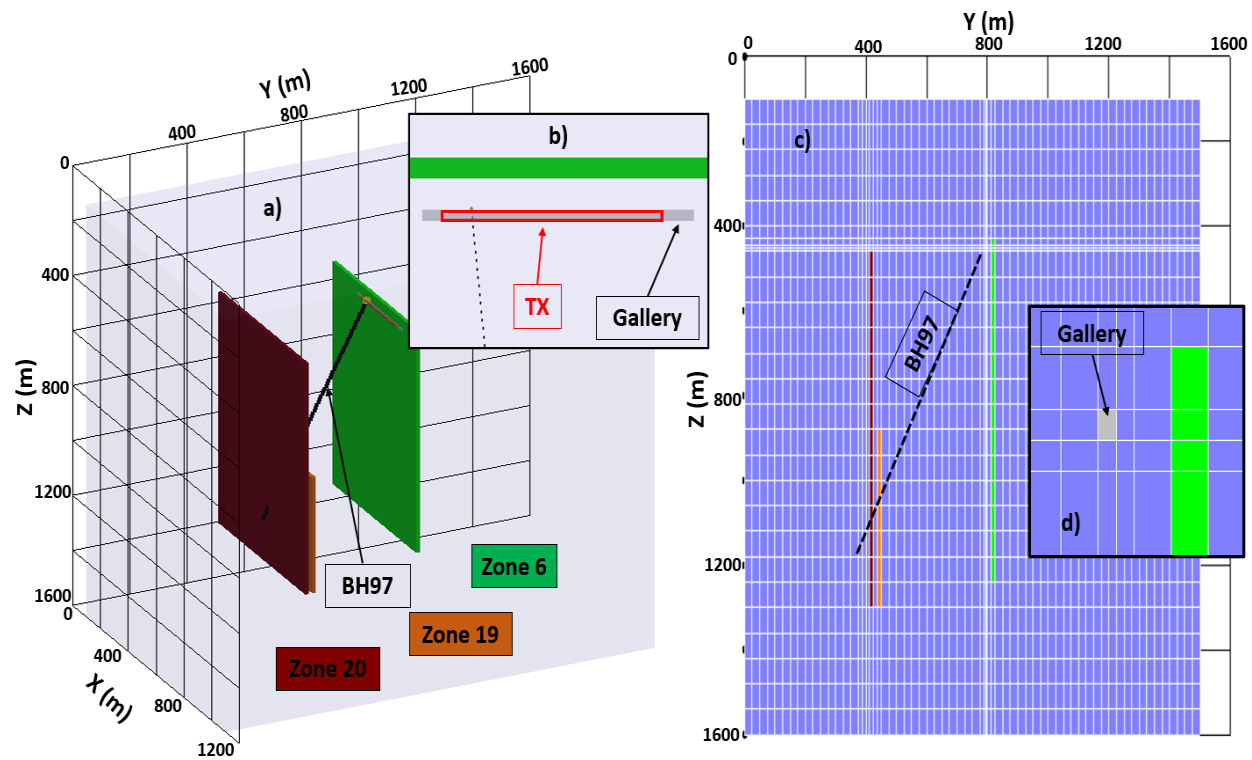


Figure 6.14: New conceptual model setting for the field data analysis, a) 3D model showing the mineralized structures (Zone 6 and Zone 19-20), b) zoom on the Tx and the gallery, c) section YZ of the 3D model, d) transversal section of the gallery.

The B-field resulting from this forward modeling is shown in figure 6.15b, which indicates the same trend as the field data. The strong field recorded in the first 300 m of the profile due to the proximity of Zone 6 is replicated and represents an overburden effect by masking the response of the other structures. Numerous studies have previously addressed this issue (Buselli & Lee, 1996; Macnae & Staltari, 1987; Smith & West, 1988; Spies & Parker, 1984), which have evoked the possibility of suppression of some peaks representing the responses of conductive bodies, also the effect of a polarity reversal of the measured field. In a last scenario, the simulation is performed without Zone 6, and the result highlights a better observation of the lenses in Zone 19-20 (Figure 6.15c).

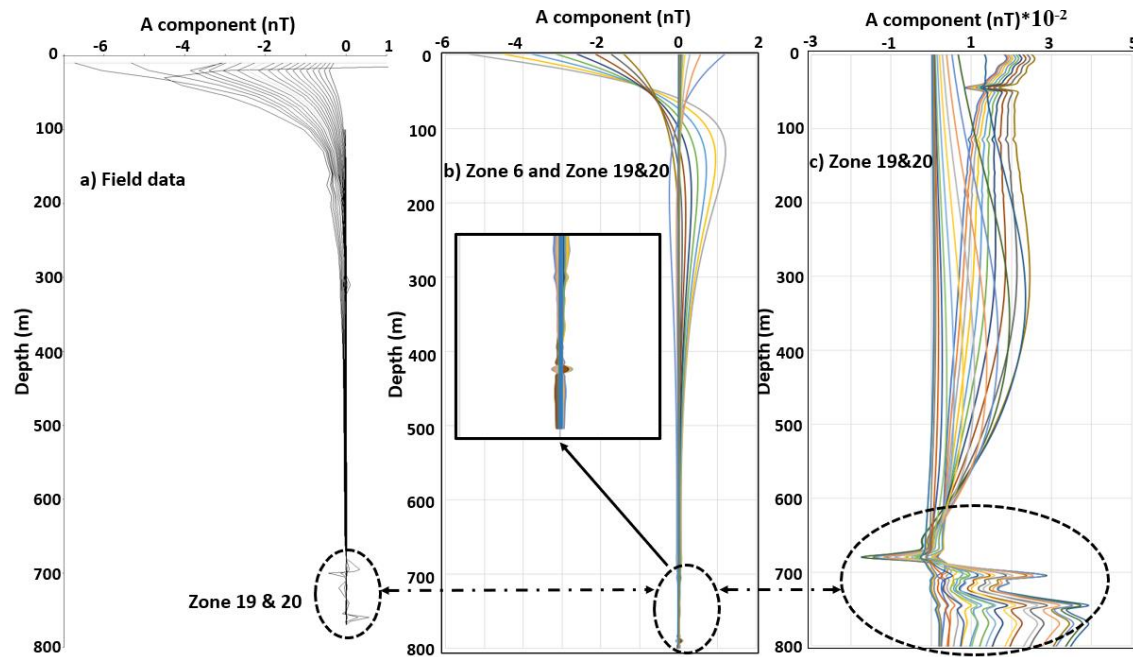


Figure 6.15: Comparison between the field data and the forward modeling data, a) field data measured in BH97, b) modeled B-field for Zone 6 and Zone 19-20, c) modeled B-field for Zone 19-20 after removing Zone 6.

6.7 Conclusion

Traditionally TDEM measurements are made using transmitters on the surface, but transporting this Tx several kilometers underground opens a new phase of deep exploration. To date, no study demonstrates the use of this approach at a depth of approximately 3 km and oriented toward mining exploration. The measurements made by Krivochieva & Chouteau (2002) had a transmitter on the surface and the receiver located about 400 m below ground. The proposed approach in this study is for the use of a small TEM loop in a deep gallery to explore deep mineral resources.

A series of simulations of the primary field based on the use of a small loop in a deep gallery was carried out, with a loop dimension of 5 m in width and a variable length (250 m, 500 m, and 1000 m). These models showed the possibility of having a primary field superior to that of a large loop (2000 m * 2000 m) on the surface, over at least 740 m of the gallery with a 250 m long loop. In the design of the loop, the number of turns should be prioritized over the length of the loop.

Simulations of the secondary field allow to study certain characteristics of the response of conductors according to different situations, such as the change in polarity of the response (B-field) according to the position of the conductors in relation to the transmitter-receiver pair. These simulations also confirmed that the use of a receiver in a borehole offered a greater depth of investigation compared to measurements in a gallery.

Finally, this design proposal was subjected to a validation stage, by measurements carried out in a gallery at a depth of 3 km. These measurements confirmed two massive sulphide lenses located in the study area with an off-hole anomaly at the beginning of the profiles and another in-hole anomaly more than 700 m deep. Another off-hole anomaly unknown prior to this study has been identified. This study validated the feasibility of using the TDEM method in deep galleries.

6.8 Acknowledgments

This research was funded by the Fond de Recherche Nature et Technologies du Québec (FRQNT), industry partners Abitibi Geophysics, and the LaRonde Division of Agnico Eagle Mines Ltd. We sincerely thank all the personnel in the geological and geotechnical service groups of the LaRonde Penna mine, and the Abitibi Geophysics field team.

CHAPITRE 7 DISCUSSION GÉNÉRALE

Les travaux de recherche réalisés dans le cadre de cette thèse se sont attaqués aux problématiques de détection des infrastructures proches surface et profondes, la description lithologique et l'exploration des gisements miniers profonds, par l'utilisation intégrée ou séparée des méthodes d'imagerie géoradar (GPR), électrique (ERT) et électromagnétique (TDEM). Elles ont porté sur l'utilisation conjointe des données ERT et GPR pour la détermination de la profondeur du socle rocheux, d'aborder les problématiques de détection des anciennes galeries minières par ces trois techniques géophysiques; et finalement l'exploration des ressources minérales pouvant être à quelques kilomètres (> 3 km) sous terre.

7.1 Identification du socle rocheux

Dans la première partie qui consistait à l'intégration des techniques d'imagerie à haute résolution ERT et GPR pour la détermination de la profondeur du socle rocheux, les deux méthodes se sont avérées très utiles surtout pouvant couvrir une large superficie d'investigation comme ce fut le cas.

- Les limites de la méthode géoradar, notamment sa faible profondeur d'investigation (< 5m) et l'atténuation du signal à cause de la présence d'une couverture argileuse ont pu être contournées par l'utilisation de la méthode ERT, même si cette dernière technique offrait une résolution plus faible.
- L'utilisation de quelques forages réalisés dans le cadre du projet et des infrastructures civiles souterraines (ex : conduites) ont permis de calibrer la vitesse radar importante pour la transformation temps/profondeur. Vu l'étendue de l'emprise du projet, cela constituait une grande approximation, mais nécessaire de la vitesse.
- Les deux techniques ont permis de distinguer le socle rocheux des dépôts meubles, et utilement l'analyse des textures sur l'imagerie géoradar a servi à différencier les formations fines, des autres dépôts meubles.

7.2 Détection des galeries minières

La possibilité de détection des galeries minières abandonnées par les méthodes ERT, GPR et TDEM a été évaluée par des séries de modélisations directes, puis une campagne de mesures ERT a été effectuée sur un ancien site minier afin d'une validation.

- Les modélisations TDEM ont permis d'établir la possibilité de détection des galeries profondes à condition qu'elles soient remplies avec une eau conductrice de résistivité électrique inférieure à 50 Ωm .
- Les modélisations numériques ont été faites pour une galerie sauf dans le cas des simulations géoradar où il y avait trois galeries à des profondeurs différentes (7 m d'espacement) dans le modèle géologique, alors que dans la réalité, elles peuvent être plus espacées. On ne pouvait se permettre d'utiliser un espacement plus grand pour les modélisations qui nécessitent une discrétisation très fine afin d'assurer la stabilité du code de calcul.
- Le géoradar en forage pourrait être utilisé pour détecter les galeries profondes peu importe leur remplissage, à conditions qu'elles ne soient pas très éloignées du forage, mais regorge d'un défi énorme lié à la localisation exacte de la galerie par rapport au forage. L'image radar peut nous dire à quelle distance du forage se trouvent les galeries, mais pas de quel côté.
- Avec la transmission d'une grande intensité de courant, de l'ordre d'une dizaine d'ampères (10 à 15 A), il serait possible de détecter ces galeries minières par la méthode ERT, même si sa profondeur d'investigation est moins importante que celle de la technique TDEM. Ces mesures ERT pourraient également permettre d'atteindre une plus grande profondeur d'investigation (> 100 m) si l'espace disponible sur le site permet d'installer un long profil (2D), ou une grille de mesure 3D plus large.

7.3 Exploration minière profonde

Le terme exploration minière regroupe l'ensemble des activités minières. Elle peut être faite par le biais d'études géologiques, géochimiques ou géophysiques. Deux aspects importants à ce sujet sont : la découverte de nouvelle ressource et l'estimation de réserve, dont le premier a été abordé ci-haut dans l'exploration géophysique profonde. Pour chacune de ces disciplines, l'estimation de réserve peut se faire numériquement, en se basant sur une compilation des informations représentatives de la cible. À travers la modélisation géologique, on peut mieux cerner les réseaux de fracturations qui représentent des zones d'intérêt, car elles peuvent être remplies par des dépôts riches en minéraux utiles. Cette modélisation peut se faire par des approches variées, il peut s'agir par exemple de modèles déterministes, stochastiques, génétiques (Aug, 2004;

Guyonnet-Benaize, 2011; Lachance et al., 2004). Dans le cas des modélisations géochimiques, il s'agit le plus souvent d'utiliser des méthodes d'interpolation (ex: krigeage) afin de représenter la distribution des éléments significateurs d'intérêt (Peters & Fowler, 2002; Shirazi et al., 2018; Wang et al., 2019; Wang et al., 2022), et des méthodes d'apprentissage automatisé pour identifier les éléments indicateurs (Abbassi & Cheng, 2021; Abbassi et al., 2022; Crosta et al., 2003; Dumakor-Dupey & Arya, 2021; Gazley et al., 2015; Loughlin, 1991; Shirmard et al., 2022). Si la géologie et la géochimie peuvent être complémentaire avec la géophysique, ces deux premières peuvent être d'une grande utilité dans les modélisations avancées en géophysique, notamment en servant de contraintes pour les processus d'inversions (Boulanger & Chouteau, 2001; Lelièvre et al., 2015; Li & Oldenburg, 2000; Parker, 1994; Witter & Phillips, 2012; Zhdanov, 2002; Zhdanov et al., 2004). On y fait également des inversions conjointes, faisant intervenir au moins deux méthodes géophysiques, qui fonctionnent de manière coopérative (Bouchedda et al., 2012; Gallardo-Delgado et al., 2003). Des chercheurs ont démontré des exemples d'intégration de modèle géologique dans l'inversion de données géophysiques du champ potentiel (gravimétrie et magnétisme). L'équipe de UBC (University of British Columbia) a développé une expertise de modélisation des champs potentiels et électromagnétique sous contrainte pétrophysiques (Ellis & Oldenburg, 1994; Oldenburg & Pratt, 2007; Oldenburg & Li, 2005; Oldenburg et al., 1998). Des avancées considérables sont également constatables pour les inversions des données de résistivité électrique (Binley & Slater, 2020; Loke, 2004a, 2004b). Alors que dans le cas des méthodes électromagnétiques, peu de codes existent dans l'industrie, la majorité de ceux qui existent sont encore en développement au niveau académique (Farquharson & Miensofust, 2011; Holtham & Oldenburg, 2008; Liu, 2021; Oldenburg et al., 2013; Yang & Oldenburg, 2012).

Tous ces développements ont été faits en considérant des systèmes de mesure opérés à partir de la surface, donc limité en termes de profondeur d'investigation. La majeure partie des méthodes géophysiques enregistrent une perte de résolution avec la profondeur, qui entraîne une quasi-impossibilité de pouvoir identifier les réponses des structures locales par rapport à la réponse régionale. En considérant la proposition faite dans cette thèse, sur l'utilisation de la méthode TDEM dans les galeries profondes, afin de mieux se rapprocher des gisements profonds, il sera possible d'explorer des ressources très profondes tout en maintenant une bonne résolution. Cette idée pourrait être élargie à d'autres méthodes géophysiques, comme la polarisation provoquée (PP) en forage, qui est très adaptée à la détection des gisements de type sulfures massifs, la

gravimétrie en forage, mais aussi le GPR qui pourrait être une alternative pour délimiter les contours des gisements. En termes de développement de l'instrumentation, on pourrait également imaginer la faisabilité d'un transmetteur TDEM en forage, et effectuer les mesures dans un autre forage ou dans les galeries. Cependant, pour chacune de ces alternatives, il serait nécessaire de réaliser des travaux de modélisation, s'assurer de la faisabilité et planifier des tests. Vu que la majeure partie des codes de modélisation n'a pas été développée dans ce contexte, il pourrait y avoir besoin de les adapter.

L'une des finalités de toute la précédente description pourrait concerner l'estimation des réserves. Traditionnellement, les réserves sont estimées à partir des méthodes géostatistiques (Dimitrakopoulos & David, 1991; Jébrak & Marcoux, 2008), qui consistent à faire des extrapolations à partir des informations collectées sur le terrain, et qui sont ponctuelles. Cette approximation engendre des erreurs, dont les conséquences sont la surestimation ou la sous-estimation des réserves. Dans ce cas-ci, les données géophysiques peuvent faire une contribution en fournissant une meilleure approximation de la morphologie de ces structures minéralisées. Bellefleur & Chouteau (2001) ont montré que le signal GPR est absorbé par les sulfures massifs et que, dans un encaissant très résistant par rapport à la structure minéralisée, le coefficient de réflexion est plus important, donc il y aura une forte réflexion aux limites des sulfures massifs (Figure 7.1).

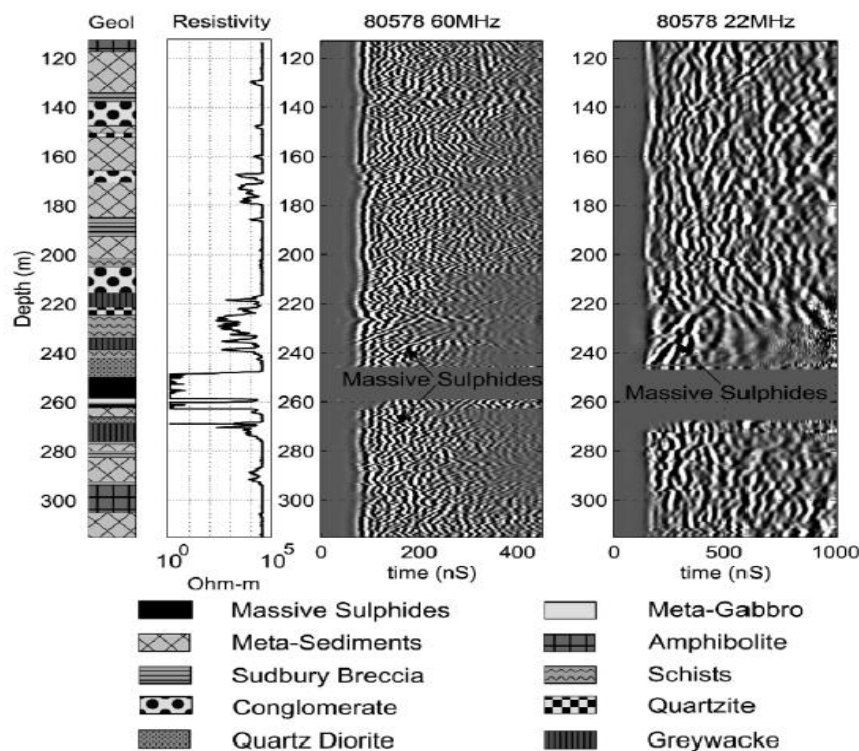


Figure 7.1 : Exemple d'application de la méthode GPR pour la délimitation des contours de sulfures massifs (Bellefleur & Chouteau, 2001).

À travers ces méthodes géophysiques (Gravimétrie, TDEM, PP, GPR), on peut ainsi définir un protocole de mesures pour l'exploration minière, avec la génération d'un modèle 3D, qui pourrait être utile non seulement pour la détection et la localisation des structures minéralisées, mais aussi ultimement aider à l'estimation des réserves. La procédure de la Figure 7.2 a été établie à cet effet, et contient cinq étapes, et pourrait servir pour des mesures en surface ou en galeries profondes, mais ce dernier cas sera considéré.

➤ Étape 1 : Design des mesures

La première étape consiste à faire des modélisations directes afin de définir sous quelles conditions ces méthodes géophysiques peuvent être utilisées. Pour la TDEM, cela a été fait dans le chapitre 6, sauf si on veut développer le transmetteur en forage, dans ce cas, il sera de ce fait nécessaire de s'assurer que les logiciels disponibles peuvent être utilisés pour ces modélisations, ou alors adapter des codes existants. Pour le GPR, mesures en mode réflexion, ou en mode transmission, ou les deux à la fois. Au sortir de cette étape, il y aura une définition des configurations à utiliser et les paramètres de mesures.

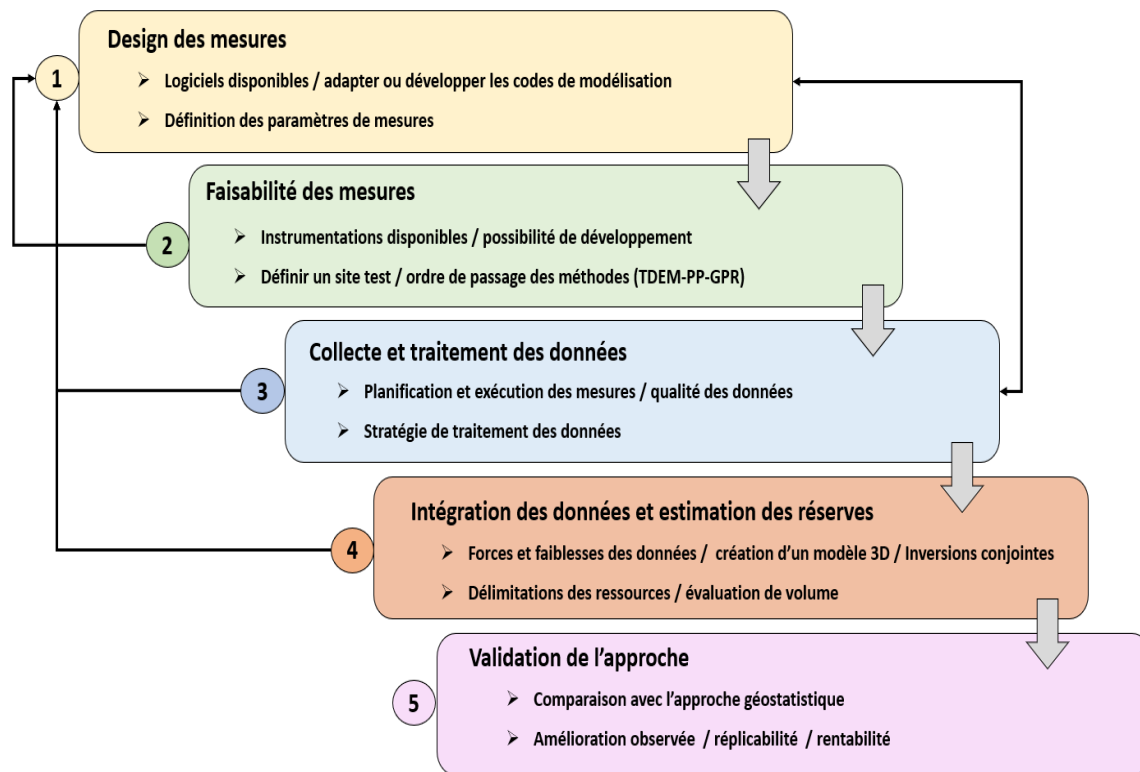


Figure 7.2 : Démarche de définition d'un protocole pour l'estimation des réserves minérale en utilisant les méthodes géophysiques.

➤ Étape 2 : Faisabilité des mesures

Dans la seconde étape, il sera question d'évaluer les systèmes de mesures existant sur le marché afin de choisir ceux qui sont les plus adaptés pour effectuer les mesures. Au cas où ceux-ci ne répondent pas aux aspirations, il faudra penser à une adaptation ou au développement de nouveaux systèmes, par exemple un transmetteur EM en forage. En amont de ce développement, il va falloir passer par les modélisations à l'étape une pour prouver la valeur ajoutée de l'idée.

Une fois le choix des systèmes de mesures fait, le site des tests doit être défini par la suite. Idéalement, éviter les zones où il pourrait y avoir un effet négatif sur l'efficacité de mesure, comme celui d'une couverture conductrice dans les mesures TDEM (Chapitre 6). Ensuite, choisir des forages pas très rapprochés afin d'avoir plus de chance d'englober les structures minéralisées. Avant de procéder aux mesures, l'ordre de passage des méthodes doit être défini. Les mesures GPR en forage viendront évidemment après les deux autres techniques, une fois que les structures minéralisées seront localisées pour qu'elles soient détectables par le GPR.

➤ Étape 3 : Collecte et traitement des données

L'exécution des mesures géophysiques en galeries profondes nécessite une planification rigoureuse, la logistique doit être bien pensée. Cette étape requiert une collaboration et une communication efficaces entre les différents intervenants dans le projet, les chercheurs et les partenaires industriels (minière et géophysique). Une analyse journalière de la qualité des données doit être effectuée afin d'apporter des corrections au besoin, ou de reprendre la série avant de déplacer le système de mesures au site suivant. Après collecte et le contrôle qualité des données, une stratégie de traitement des données doit être définie, en utilisant les logiciels ou les codes adaptés ou développés dans la première étape, ou liés exclusivement au traitement des données est nécessaire.

➤ **Étape 4 : Intégration des données et estimation des réserves.**

L'intégration se fait à l'aide de logiciels qui offrent une interface de visualisation des données. Il existe une panoplie de logiciels permettant de le faire, dont entre autres; goCad, Geosoft oasis montaj, Geoscience Analyst. Cette intégration peut se faire en effectuant des inversions conjointes, ou contraintes s'il y a une disponibilité d'informations géologiques et géochimiques. Définir les forces et les faiblesses des jeux de données dans la reconstitution de la morphologie des structures minéralisées. À partir des modèles 3D issues des inversions de données géophysiques, il sera possible de visualiser la distribution des propriétés physiques des formations géologiques dans l'espace. La gravimétrie va permettre d'avoir un modèle de distribution de la densité des roches. Cette densité est de 2.67 g/cm³ en moyenne pour les roches ignées qui sont les plus représentées dans la croûte terrestre. Elle va dépendre de la nature des minéraux qui constituent la roche, mais aussi de sa porosité. Plus la roche renferme de métaux lourds, plus sa densité est élevée, comme avec les sulfures massifs qui peuvent avoir des densités allant de 3.75 à 8.1 en moyenne (Telford et al., 1990). Le même raisonnement peut être appliqué pour les méthodes électriques (PP), où les sulfures massifs ont le plus souvent des chargeabilités plus élevées que les roches encaissantes; et les méthodes électromagnétiques (TDEM) où ces mêmes sulfures ont des résistivités électriques $< 1 \Omega\text{m}$ par rapport à celle des roches ignées qui est de l'ordre de quelques milliers (Palacky, 1988). La figure 7.3 montre une reconstitution de la forme de deux conducteurs après inversions de données TDEM. Cet exemple montre la possibilité de connaître la morphologie des structures, même si c'est de façon grossière. Avec des mesures GPR (Figure 7.1) les limites des structures minéralisées peuvent être identifiées avec plus de précision. Ce qui va améliorer l'estimation du volume de la minéralisation et par la suite

du calcul des réserves. Cette approche géophysique pour l'estimation des réserves est recommandée uniquement pour les minéralisations massives, comme les sulfures massifs, et non applicables aux gisements disséminés.

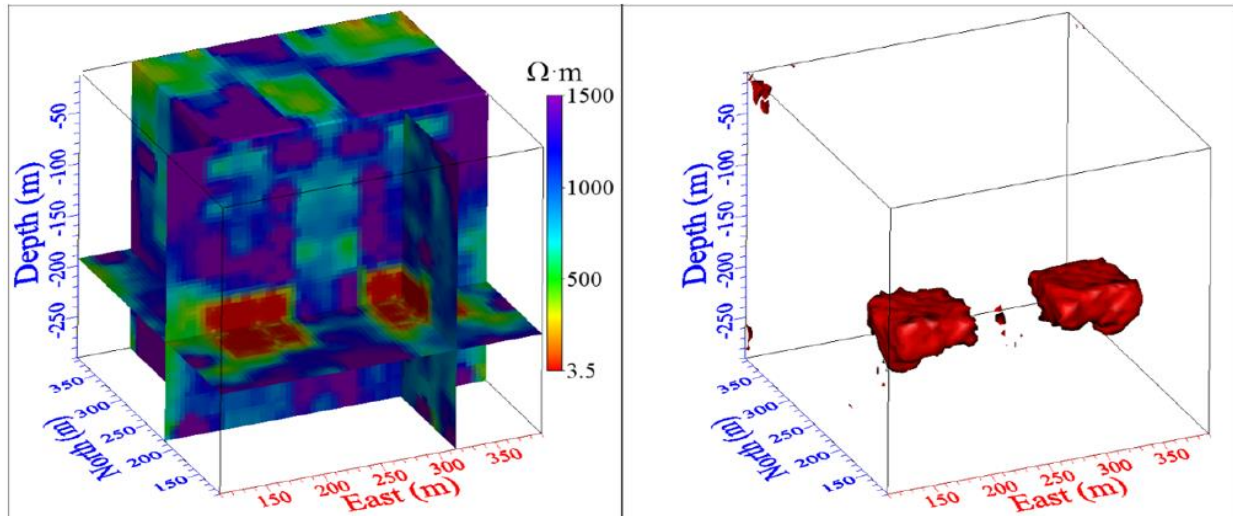


Figure 7.3 : Exemple de reconstitution volumique d'anomalie après inversion (Liu, 2021).

➤ Étape 5 : Validation de l'approche

Dans l'étape cinq, il est question de valider le protocole proposé. Cette phase est fondamentale, car à la fin, il faut définir qu'est-ce que le protocole apporte, en termes d'utilité, de coûts, comparé aux autres méthodes. Déjà à partir des résultats obtenus dans le chapitre 6, on peut s'attendre à une nette amélioration de la profondeur d'exploration, et de la connaissance des structures minéralisées de manière générale. La validation doit également se faire en comparant les volumes et réserves estimées par la géophysique, et les estimations faites à partir des méthodes géostatistiques (Figure 7.4) par la géologie. Finalement, une estimation intégrée des informations multidisciplinaires réduit éventuellement l'incertitude.

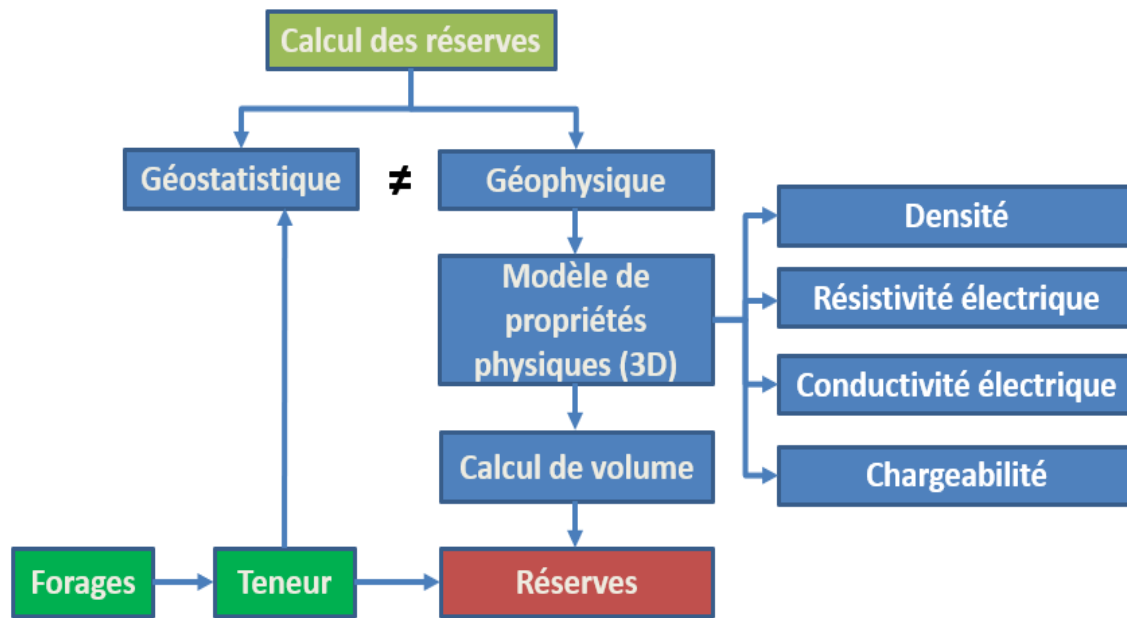


Figure 7.4 : Calcul des réserves à travers les méthodes géophysiques.

CHAPITRE 8 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Au cours de cette thèse, nous avons développé et présenté des approches d'utilisation des méthodes d'imagerie géoradar (GPR), électrique (ERT) et électromagnétique (TDEM) afin d'identifier les infrastructures souterraines et d'explorer les ressources minérales profondes.

Une démarche d'intégration et d'interprétation des données géoradar et de résistivité électrique a été établie pour une identification lithologique et ultimement déterminer la profondeur du socle rocheux, dans l'optique d'une planification des travaux d'excavation génie civil.

Le développement d'une méthodologie d'utilisation des méthodes TDEM, ERT et GPR pour la détection des galeries minières abandonnées. Cette méthodologie a été testée sur le site des anciennes mines Horne et Quemont, qui est en cours de réouverture pour une future exploitation

avec le projet de Falco Ressources. La validation n'a pu être faite que pour la méthode ERT en utilisant le nouveau système de mesures FullWaver qui permet de transmettre une forte intensité de courant. Ces mesures ont permis de détecter des galeries se trouvant à une profondeur de 100 m, mais aussi des anciens chantiers miniers. Malheureusement, il n'a pas été possible d'effectuer des mesures TDEM et GPR, par manque de forages profonds pouvant être utilisés sur le site choisi pour le TDEM, et à cause de la non-disponibilité d'un système de mesure pour le GPR. Donc, dans la perspective d'une continuation des études, il est recommandé de procéder à ces mesures afin de valider la totalité de la méthodologie proposée.

Le système (IP-Resistivity FullWaver) utilisé pour la transmission d'une grande intensité de courant permet également l'emploi de deux transmetteurs (Tipix par exemple), qui permettrait de doubler l'intensité du courant. Une large grille de mesures 3D pourrait aussi aider à augmenter la profondeur d'investigation. Dans nos travaux, il était prévu qu'on fasse ces mesures, mais la présence d'eau sur une grande partie du site empêchait de le faire en dehors de périodes de gel. Finalement, on n'a pas eu accès au système de mesures pendant les deux hivers au cours du projet.

Il serait également important d'explorer la possibilité d'utiliser les méthodes sismiques pour la détection de ces infrastructures minières abandonnées. Ces méthodes sismiques à haute résolution sont déjà très utilisées pour l'identification des cavités peu profondes, notamment pour l'auscultation des fondations devant abritées des infrastructures civiles (bâtiments, ponts, barrages, etc.).

Le développement d'un protocole de mesure TDEM dans les galeries minières, à travers le design d'une petite boucle utilisable dans ces galeries et à la proposition d'une démarche d'interprétation des réponses des conducteurs profonds. Ce protocole a été validé à travers des mesures conduites dans les galeries se trouvant à 3 km sous terre dans le complexe minier LaRonde. Ces mesures ont permis de confirmer deux lentilles se trouvant dans la zone. Pour ce développement, il serait important de poursuivre l'étude en procédant à une campagne de mesures plus étendues, dans plus de forages, afin de vérifier l'applicabilité des codes d'inversions TDEM en 3D, et au besoin, les adapter.

Dans cette dernière étude, il est également recommandé d'évaluer la possibilité d'utiliser d'autres techniques géophysiques comme la polarisation provoquée (PP), la gravimétrie en forage, pour

déterminer quels apports ces méthodes peuvent fournir dans l'effort d'exploration des ressources minérales profondes.

RÉFÉRENCES

- Abbassi, B., & Cheng, L.-Z. (2021). 3D geophysical post-inversion feature extraction for mineral exploration through fast-ICA. *Minerals*, 11(9), 959.
- Abbassi, B., . . . Lemire, D. (2022). 3D Geophysical Predictive Modeling by Spectral Feature Subset Selection in Mineral Exploration. *Minerals*, 12(10), 1296.
- Abujarad, F. (2007). *Ground penetrating radar signal processing for landmine detection* Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg, Universitätsbibliothek]. <https://core.ac.uk/download/pdf/51447921.pdf>
- Adhikari, P. K., . . . Bage, A. K. (2017). Near-surface high resolution imaging of a metallogenic zone in the northern fringe of Dalma volcanics in eastern India using electrical resistivity tomography. *Exploration Geophysics*, 48(4), 394-400. <https://doi.org/10.1071/EG15078>
- Ahmed, A. S., . . . Gross, L. (2019). Multiscale induced polarization tomography in hydrogeophysics: A new approach. *Advances in Water Resources*, 134, 103451. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.103451>
- Akcil, A., & Koldas, S. (2006). Acid Mine Drainage (AMD): causes, treatment and case studies. *Journal of cleaner production*, 14(12-13), 1139-1145. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2004.09.006>
- Al-Fares, W., . . . Dukhan, M. (2002). Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 51(2-4), 97-106. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(02\)00215-X](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00215-X)
- Alani, A. M., . . . Kilic, G. (2013). Applications of ground penetrating radar (GPR) in bridge deck monitoring and assessment. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 45-54. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.04.009>
- Almalki, H., & Munir, K. (2012). Efficiency of seismic attributes in detecting near-surface cavities. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(8), 3119-3126. <https://doi.org/10.1007/s12517-012-0562-1>
- Annan, P. (2003). Ground penetrating radar principles, procedures and applications. In (pp. 278): Sensors and software Inc.
- Arnaut, F., & Sretenović, B. (2021). Some examples of electrical imaging (ert) and ground penetrating radar (gpr) in solving civil engineering problems. *Geologica Macedonica*, 35(2), 73-84. <https://doi.org/10.46763/GEOL>
- Aug, C. (2004). *Modélisation géologique 3D et caractérisation des incertitudes par la méthode du champ de potentiel* École Nationale Supérieure des Mines de Paris].
- Auken, E., . . . de Marsily, G. (2009). An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: Application in the Galápagos Archipelago. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10), 899-907. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.07.006>

- Avila-Olivera, J. A., & Garduño-Monroy, V. H. (2008). A GPR study of subsidence-creep-fault processes in Morelia, Michoacán, Mexico. *Engineering Geology*, 100(1-2), 69-81. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.003>
- Baggett, J., . . . Hole, J. (2020). Ground-penetrating radar for karst detection in underground stone mines. *Mining, Metallurgy & Exploration*, 37, 153-165. <https://doi.org/10.1007/s42461-019-00144-1>
- Basheer, A. A., & Salama, N. S. (2022). Application of ERT and SSR for geotechnical site characterization: A case study for resort assessment in New El Alamein City, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 11(1), 58-68. <https://doi.org/10.1080/20909977.2021.2023999>
- Bellefleur, G., & Chouteau, M. (2001). Massive sulphide delineation using borehole radar: Tests at the McConnell nickel deposit, Sudbury, Ontario. *Journal of Applied Geophysics*, 47(1), 45-61. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(01\)00046-5](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00046-5)
- Bellefleur, G., . . . Allard, M. (2007). *A new look at the geological framework of the central Noranda camp, Quebec from industry high-resolution seismic profiles*. Geological Survey of Canada.
- Benedetto, A. (2013). A three dimensional approach for tracking cracks in bridges using GPR. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 37-44. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.12.010>
- Benedetto, F., & Tosti, F. (2013). GPR spectral analysis for clay content evaluation by the frequency shift method. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 89-96. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.03.012>
- Berenger, J.-P. (1994). A perfectly matched layer for the absorption of electromagnetic waves. *Journal of Computational Physics*, 114(2), 185-200. <https://doi.org/10.1006/jcph.1994.1159>
- Berenger, J.-P. (1996a). Perfectly matched layer for the FDTD solution of wave-structure interaction problems. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 44(1), 110-117. <https://doi.org/10.1109/8.477535>
- Berenger, J.-P. (1996b). Three-Dimensional Perfectly Matched Layer for the Absorption of Electromagnetic Waves. *Journal of Computational Physics*, 127(2), 363-379. <https://doi.org/10.1006/jcph.1996.0181>
- Bérubé, P., . . . Paré, P. (2006). *Transmitter loops in series for electromagnetic geophysical surveys*. U. S. Patent. <https://patents.google.com/patent/US7116107/en>
- Bharti, A. K., . . . Yadav, P. K. (2016a). Subsurface cavity detection over Patherdih colliery, Jharia Coalfield, India using electrical resistivity tomography. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1-17. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5025-z>
- Bharti, A. K., . . . Ranjan, S. K. (2016b). Detection of illegal mine voids using electrical resistivity tomography: The case-study of Raniganj coalfield (India). *Engineering Geology*, 213, 120-132. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.09.004>
- Bharti, A. K., . . . Mishra, K. (2022). Detection of subsurface cavity due to old mine workings using electrical resistivity tomography: A case study. *Journal of Earth System Science*, 131(1), 39.

- Bianchi Fasani, G., . . . Cercato, M. (2013). Underground cavity investigation within the city of Rome (Italy): A multi-disciplinary approach combining geological and geophysical data. *Engineering Geology*, 152(1), 109-121. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.10.006>
- Binley, A., & Slater, L. (2020). *Resistivity and induced polarization: Theory and applications to the near-surface earth*. Cambridge University Press.
- Biswas, B., . . . Ansary, M. (2015, December 2015). *DETECTION OF FOUNDATION OF SOME BUILDINGS OF BUET USING ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY (ERT)* First International Conference on Advances in Civil Infrastructure and Construction Materials, Dhaka, Bangladesh.
- Blanchy, G., . . . Binley, A. (2020). ResIPy, an intuitive open source software for complex geoelectrical inversion/modeling. *Computers & Geosciences*, 137, 104423.
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (P. Lynch, Ed. 4th ed ed.). Pearson Prentice Hall.
- Boivin, M., & Milkereit, B. (2007). Advances in geophysical technology for VMS exploration. *Proceedings of exploration*,
- Bostanudin, N. J. F. (2013). *Computational methods for processing ground penetrating radar data* University of Portsmouth].
- Bouchedda, A. (2010). *Inversion conjointe des données électriques et de radar en forage* École Polytechnique de Montréal]. <https://publications.polymtl.ca/407/>
- Bouchedda, A., . . . Giroux, B. (2012). 2-D joint structural inversion of cross-hole electrical resistance and ground penetrating radar data. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 52-67.
- Boulanger, O., & Chouteau, M. (2001). Constraints in 3D gravity inversion. *Geophysical Prospecting*, 49(2), 265-280.
- Bournas, N., . . . Treshchev, S. (2018). A new approach for kimberlite exploration using helicopter-borne TDEM data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2018* (pp. 1853-1857). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/https://doi.org/10.1190/segam2018-2996206.1>
- Brakni, E. M. (2011). *Réseaux de neurones artificiels appliqués à la méthode électromagnétique transitoire InfiNiTEM* Université du Québec en Abitibi-Temiscamingue (Canada)].
- Brandes, C., . . . Winsemann, J. (2018). Visualisation and analysis of shear-deformation bands in unconsolidated Pleistocene sand using ground-penetrating radar: Implications for paleoseismological studies. *Sedimentary Geology*, 367, 135-145. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.02.005>
- Brazeau, A. (2001). *Inventaire des ressources en granulats de la région de Cléricky:(32 D)*. Ministère des ressources naturelles.
- Busato, L., . . . Cassiani, G. (2016). Combined geophysical surveys for the characterization of a reconstructed river embankment. *Engineering Geology*, 211, 74-84. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.06.023>

- Busch, S., . . . van der Kruk, J. (2013). Coupled hydrogeophysical inversion of time-lapse surface GPR data to estimate hydraulic properties of a layered subsurface. *Water Resources Research*, 49(12), 8480-8494. <https://doi.org/10.1002/2013WR013992>
- Buselli, G., & Lee, S. (1996). Modelling of drill-hole TEM responses from multiple targets covered by a conductive overburden. *Exploration Geophysics*, 27(2-3), 141-153. <https://doi.org/10.1071/EG996141>
- Bussière, B., . . . Labonté-Raymond, P.-L. (2021). Monitoring the Performance of mine site reclamation. In *Hard Rock Mine Reclamation: From Prediction to Management of Acid Mine Drainage* (pp. 225-270). Taylor & francis Group.
- Butler, D. (2008). Detection and characterization of subsurface cavities, tunnels and abandoned mines. *Near-surface geophysics and human activity*, 578-584.
- Butler, D. K. (1984). Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. *GEOPHYSICS*, 49(7), 1084-1096. <https://doi.org/10.1190/1.1441723>
- Cai, H., . . . Li, J. (2017). Finite element time domain modeling of controlled-source electromagnetic data with a hybrid boundary condition. *Journal of Applied Geophysics*, 145, 133-143. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.08.005>
- Campbell, S., . . . Sinclair, S. (2018). Ground-penetrating radar studies of permafrost, periglacial, and near-surface geology at McMurdo Station, Antarctica. *Cold Regions Science and Technology*, 148, 38-49. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.12.008>
- Capozzoli, L., & Rizzo, E. (2017). Combined NDT techniques in civil engineering applications: Laboratory and real test. *Construction and Building Materials*, 154, 1139-1150. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2017.07.147>
- Cardarelli, E., . . . Di Filippo, G. (2009). Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. *Geophysical Prospecting*, 58(4), 685-695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00854.x>
- Cardarelli, E., . . . Di Filippo, G. (2010). Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. *Geophysical Prospecting*, 58(4), 685-695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00854.x>
- Cardarelli, E., . . . Tuccinardi, E. (2006). Electrical resistivity tomography to detect buried cavities in Rome: a case study. *Near Surface Geophysics*, 4(6), 387-392. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2006012>
- Cardoso, G. A. F., & Lopes, B. d. C. F. L. (2022). ERT Feasibility Study to Assess Unknown Bridge Foundation Depth. *Journal of Bridge Engineering*, 27(7), 06022002.
- Carrière, S. D., . . . Emblanch, C. (2013). Combining electrical resistivity tomography and ground penetrating radar to study geological structuring of karst unsaturated zone. *Journal of Applied Geophysics*, 94, 31-41. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.03.014>
- Cassidy, N., & Jol, H. M. (2009). Chapter 5 - Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis
- Ground Penetrating Radar Theory and Applications. In (pp. 141-176). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53348-7.00001-6>

- Cassidy, N. J., . . . Dods, S. (2011). Void detection beneath reinforced concrete sections: The practical application of ground-penetrating radar and ultrasonic techniques. *Journal of Applied Geophysics*, 74(4), 263-276. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.003>
- Caterina, D., . . . Nguyen, F. (2017). Long-term ERT monitoring of biogeochemical changes of an aged hydrocarbon contamination. *Journal of contaminant hydrology*, 201, 19-29. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2017.04.003>
- Cattalani, S., . . . Joseph S, F. (1993). *Métallogenèse des gisements Horne et Quemont (Région de Rouyn-Noranda)* (ISBN 2-551-13065-4).
- Chambers, J. E., . . . Hollands, J. (2006). Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *GEOPHYSICS*, 71(6), B231-B239. <https://doi.org/10.1190/1.2360184>
- Chávez, R. E., . . . Hernández-Quintero, E. (2018). Karst detection beneath the pyramid of El Castillo, Chichen Itza, Mexico, by non-invasive ERT-3D methods. *Scientific Reports*, 8(1), 15391.
- Chen, W.-y., . . . Zhong, H.-s. (2015). Application of short-offset TEM (SOTEM) technique in mapping water-enriched zones of coal stratum, an example from East China. *Pure and Applied Geophysics*, 172(6), 1643-1651. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-1028-z>
- Chen, W., . . . Li, H. (2017). Using SOTEM method to detect BIF bodies buried under very thick and conductive quaternary sediments, Huoqiu Deposit, China. *Pure and Applied Geophysics*, 174(3), 1013-1023. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1390-0>
- Cheng, L. Z., . . . Legault, M. (2020). Applied geophysics in a very deep mine context: Example of the > 3 km deep, LaRonde Penna mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec [Focus]. 45(01), 15. <https://csegrecorder.com/articles/view/applied-geophysics-in-a-very-deep-mine-context-example-of-the-3-km-deep>
- Cheng, Q., . . . Binley, A. (2019). Evaluation of electrical resistivity tomography (ERT) for mapping the soil–rock interface in karstic environments. *Environmental Earth Sciences*, 78(15), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8440-8>
- Chlaib, H. K., . . . Abd, N. (2014). Using ground penetrating radar in levee assessment to detect small scale animal burrows. *Journal of Applied Geophysics*, 103, 121-131. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.01.011>
- Chouteau, M., & Giroux, B. (2008). *Méthodes électromagnétiques*.
- Chudasama, B., . . . Becker, E. (2019). Bedrock topography modeling and calcrete-uranium prospectivity analysis of Central Erongo Region, Namibia. *Ore Geology Reviews*, 114. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103109>
- Cloutier, V., . . . Roy, M. (2015). Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 2). Rapport de recherche P002.R3. *Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue*.
- Collins, M., . . . Rourke, R. (1989). Mapping depth to bedrock on a glaciated landscape with ground-penetrating radar. *Soil Science Society of America Journal*, 53(6), 1806-1812. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300060032x>

- Commer, M., & Newman, G. (2004). A parallel finite-difference approach for 3D transient electromagnetic modeling with galvanic sources. *GEOPHYSICS*, 69(5), 1192-1202. <https://doi.org/10.1190/1.1801936>
- Cortada, U., . . . Sandoval, S. (2017). Assessment of tailings pond seals using geophysical and hydrochemical techniques. *Engineering Geology*, 223, 59-70. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.04.024>
- Coulibaly, Y., . . . Lortie, S. (2016). Auscultation of a Dam for Mining Restoration in Quebec, Canada. *Journal of Civil & Environmental Engineering*, 6(6 - 1000259), 8. <https://doi.org/10.4172/2165-784X.1000259>
- Coulomb, R., . . . Nielsen, T. B. (2015). Critical minerals today and in 2030: an analysis for OECD countries.
- Covaciu-Marcov, S.-D., . . . Sas-Kovács, I. (2017). After the last train passes: data on the fauna from abandoned railway tunnels in Romania. *Annales Zoologici Fennici*,
- Crone, D. (1979). Exploration for massive sulphides in desert areas using the ground pulse electromagnetic method. In *Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores* (Vol. 31, pp. 745-755).
- Crosta, A., . . . Brodie, C. (2003). Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International journal of Remote sensing*, 24(21), 4233-4240.
- Cunio, E. (2009). Comparison of ground TEM and VTEM responses over kimberlites in the Kalahari of Botswana. *Exploration Geophysics*, 40(4), 308-319. <https://doi.org/10.1071/EG09019>
- Dai, X., . . . Liu, C. (2019). New method for denoising borehole transient electromagnetic data with discrete wavelet transform. *Journal of Applied Geophysics*, 168, 41-48. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.05.009>
- Daily, W., . . . LeBrecque, D. (2004). Electrical resistance tomography. *The Leading Edge*, 23(5), 438-442.
- Daniels, D., . . . Scott, H. (1988). Introduction to subsurface radar. IEE Proceedings F (Communications, Radar and Signal Processing),
- Daniels, D. J. (2005). *Ground penetrating radar*. Wiley Online Library. <https://doi.org/10.1002/0471654507.eme152>.
- Daniels, J. J., & Dyck, A. V. (1984). Borehole resistivity and electromagnetic methods applied to mineral exploration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*(1), 80-87. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1984.350582>
- Danielsen, J. E., . . . Sørensen, K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53(4), 181-198. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.004>
- Das, P., . . . Kumar, R. (2017). Abandoned mine galleries detection using electrical resistivity tomography method over Jharia coal field, India. *Journal of the Geological Society of India*, 90(2), 169-174. <https://doi.org/10.1007/s12594-017-0695-7>

- Davies, R. S., . . . Dentith, M. (2020). Towards producing mineral resource-potential maps within a mineral systems framework, with emphasis on Australian orogenic gold systems. *Ore Geology Reviews*, 119. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103369>
- De Loor, G. P. (1983). The dielectric properties of wet materials. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*(3), 364-369. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1983.350567>
- Dentith, M., . . . Piña-Varas, P. (2018). Application of deep-penetrating geophysical methods to mineral exploration: Examples from Western Australia Deep geophysics in mineral exploration. *GEOPHYSICS*, 83(3), WC29-WC41. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0482.1>
- Desmarais, J. K., & Smith, R. S. (2015). Survey design to maximize the volume of exploration of the InfiniTEM system when looking for discrete targets. *Journal of Applied Geophysics*, 115, 11-23. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.012>
- Dey, A., & Morrison, H. (1979). Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27(1), 106-136. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1979.tb00961.x>
- Di Prinzio, M., . . . Pisa, P. R. (2010). Application of GPR to the monitoring of river embankments. *Journal of Applied Geophysics*, 71(2-3), 53-61. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2010.04.002>
- Diallo, M. C., . . . Bérubé, P. (2019a, 15 July 2019). 3D modelizations of the electromagnetic effect for a small loop in deep underground galleries [Poster]. IUGG 2019, Montréal, Canada.
- Diallo, M. C., . . . Chouteau, M. (2019b). Integrated GPR and ERT data interpretation for bedrock identification at Cléricy, Québec, Canada. *Engineering Geology*, 248, 230-241. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.011>
- Diamanti, N., & Redman, D. (2012). Field observations and numerical models of GPR response from vertical pavement cracks. *Journal of Applied Geophysics*, 81, 106-116. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.006>
- Dimech, A., . . . Isabelle, A. (2022). A review on applications of time-lapse electrical resistivity tomography over the last 30 years: perspectives for mining waste monitoring. *Surveys in Geophysics*, 43(6), 1699-1759. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09731-2>
- Dimech, A., . . . Plante, B. (2019). Three-Dimensional Time-Lapse Geoelectrical Monitoring of Water Infiltration in an Experimental Mine Waste Rock Pile. *Vadose Zone Journal*, 18(1), 1-19. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.05.0098>
- Dimech, A., . . . Plante, B. (2017). Monitoring water infiltration in an experimental waste rock pile with time-lapse ERT and multi-parameter data collection. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2017,
- Dimech, A., . . . Plante, B. (2018). 3D time-lapse geoelectrical monitoring of moisture content in an experimental waste rock pile: Validation using hydrogeological data. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2018,
- Dimitrakopoulos, R., & David, M. (1991). Artificial intelligence in geostatistical ore reserve assessment. *Geoinformatics*, 2(2), 211-218.

- Drahor, M. G. (2019). Identification of gypsum karstification using an electrical resistivity tomography technique: The case-study of the Sivas gypsum karst area (Turkey). *Engineering Geology*, 252, 78-98. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.02.019>
- Dubois, J., . . . Cogné, J.-P. (2011). *Géophysique-4ème édition-Cours, étude de cas et exercices corrigés: Cours, étude de cas et exercices corrigés*. Dunod.
- Dumakor-Dupey, N. K., & Arya, S. (2021). Machine Learning—A Review of Applications in Mineral Resource Estimation. *Energies*, 14(14), 4079.
- Eadie, T. (1987). The downhole EM response of the Hellyer ore deposit. *Exploration Geophysics*, 18(3), 255-264. <https://doi.org/10.1071/EG987255>
- Ebrahimi, M., . . . Arab-Amiri, A. (2016). Two and three-dimonsional ERT modelling for a buried tunnel. *Journal of Emerging Trends in Engineering and Applied Sciences*, 7(3), 118-127.
- El-Qady, G., . . . Ushijima, K. (2005). Imaging subsurface cavities using geoelectric tomography and ground-penetrating radar. *Journal of Cave and Karst Studies*, 67(3), 174-181.
- El Mrabet, E. Y. (2021). *Développement d'approches géophysiques, d'imagerie thermique et de modélisation pour l'évaluation des processus hydrologiques au sein d'un parc à résidus miniers* [Maîtrise, POLYTECHNIQUE MONTRÉAL]. <https://depositum.uqat.ca/id/eprint/1304/>
- Ellis, R., & Oldenburg, D. (1994). Applied geophysical inversion. *Geophysical Journal International*, 116(1), 5-11.
- Epting, J., . . . Glur, L. (2009). Integrated investigations of karst phenomena in urban environments. *Engineering Geology*, 109(3-4), 273-289. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.08.013>
- Étienne, B., . . . Simon, H. (2020). *Carte des dépôts de surface de la province de Québec : rapport sur les méthodes et les données*. <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/MB202010/>
- Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press.
- Fargier, Y., . . . Ihamouten, A. (2018). Surface variations effect on electrical resistivity measurement: Aroughness based approach. *Journal of Applied Geophysics*, 159, 341-349. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.08.016>
- Farquharson, C. G., & Miensoyust, M. P. (2011). Three-dimensional finite-element modelling of magnetotelluric data with a divergence correction. *Journal of Applied Geophysics*, 75(4), 699-710. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.025>
- Fedin, K. V., . . . Ngomayezwe, L. (2020). Mapping of underground cavities by the passive seismic standing waves method: the case study of Barsukovskaya cave (Novosibirsk region, Russia). *Geophysical Prospecting*, 69(1), 167-179. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.13045>
- Fernandes Jr, A. L., . . . Cazarin, C. L. (2015). GPR investigation of karst guided by comparison with outcrop and unmanned aerial vehicle imagery. *Journal of Applied Geophysics*, 112, 268-278. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.11.017>

- Festa, V., . . . Romano, G. (2016). Geoelectrical resistivity variations and lithological composition in coastal gypsum rocks: A case study from the Lesina Marina area (Apulia, southern Italy). *Engineering Geology*, 202, 163-175. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.12.026>
- Fitterman, D. V., & Labson, V. F. (2005). Electromagnetic induction methods for environmental problems. In *Near-surface geophysics* (pp. 301-356). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch10>
- Fortier, S. M., . . . Seal, R. (2019). USGS critical minerals review. *Mining Engineering*, 71(5), 35-47.
- Fox, R. C., . . . Rijo, L. (1980). Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys. *GEOPHYSICS*, 45(1), 75-93. <https://doi.org/10.1190/1.1441041>
- Fuller, B. D., & Ward, S. H. (1970). Linear system description of the electrical parameters of rocks. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, 8(1), 7-18. <https://doi.org/10.1109/TGE.1970.271447>
- Gabarrón, M., . . . Acosta, J. A. (2020). Electrical resistivity tomography as a support tool for physicochemical properties assessment of near-surface waste materials in a mining tailing pond (El Gorguel, SE Spain). *Minerals*, 10(6), 559. <https://doi.org/10.3390/min10060559>
- Gallardo-Delgado, L. A., . . . Gómez-Treviño, E. (2003). A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data. *GEOPHYSICS*, 68(3), 949-959.
- Galos, K., . . . Szigaj, J. (2021). Approach to identification and classification of the key, strategic and critical minerals important for the mineral security of Poland. *Resources Policy*, 70, 101900. <https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2020.101900>
- Gambetta, M., . . . Tontini, F. C. (2011). Determining geophysical properties of a near-surface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73(1), 11-15. <https://doi.org/10.4311/jcks2009ex0091>
- Gazley, M., . . . Sterk, R. (2015). Application of principal component analysis and cluster analysis to mineral exploration and mine geology. AusIMM New Zealand branch annual conference,
- Gehrig, M. D., . . . Bryant, J. T. (2004). Ground penetrating radar for concrete evaluation studies. *Technical Presentation Paper for Performance Foundation Association*, 197-200.
- Gélinas, L., . . . Hubert, C. (1984). Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(2), 220-231. <https://doi.org/10.1139/e84-023>
- Gernez, S., . . . Paradis, D. (2019). Comparison between hydraulic conductivity anisotropy and electrical resistivity anisotropy from tomography inverse modeling. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 67. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00067>
- Giannopoulos, A. (2005). Modelling ground penetrating radar by GprMax. *Construction and Building Materials*, 19(10), 755-762. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2005.06.007>
- Gielen, D. (2021). Critical minerals for the energy transition. *International Renewable Energy Agency: Abu Dhabi, United Arab Emirates*.

- Glen, J. M., . . . Morin, R. (2007). Gravity and magnetic character of south-central Alaska: Constraints on geologic and tectonic interpretations, and implications for mineral exploration. [https://doi.org/10.1130/2007.2431\(23\)](https://doi.org/10.1130/2007.2431(23))
- Gómez-Ortiz, D., . . . Lillo, J. (2010). Application of electrical resistivity tomography to the environmental characterization of abandoned massive sulphide mine ponds (Iberian Pyrite Belt, SW Spain). *Near Surface Geophysics*, 8(1), 65-74. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2009052>
- Gonzalez-Alvarez, I., . . . Carranza, E. J. M. (2020). Introduction to the Special Issue Challenges for mineral exploration in the 21st century: Targeting mineral deposits under cover. *Ore Geology Reviews*, 126. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103785>
- Grande, J. A., . . . Gómez, T. (2010). Relationships Between Conductivity and pH in Channels Exposed to Acid Mine Drainage Processes: Study of a Large Mass of Data Using Classical Statistics. *Water Resources Management*, 24(15), 4579-4587. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9680-2>
- Günther, T., & Rücker, C. (2012). Electrical Resistivity Tomography (ERT) in geophysical applications-state of the art and future challenges. Schlumberger Symposium--100 years of electrical imaging, Paris,(January),
- Günther, T., . . . Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography—II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166(2), 506-517. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x>
- Guo, L., . . . Gou, T. (2018). Stability analysis of transmission tower foundations in permafrost equipped with thermosiphons and vegetation cover on the Qinghai-Tibet Plateau. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 121, 367-376. <https://doi.org/10.1016/j.ijheatmasstransfer.2018.01.009>
- Guoqiang, X., . . . Shu, Y. (2018). Research study on the short offset time-domain electromagnetic method for deep exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 155, 131-137. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.05.019>
- Gupta, P. K., . . . Sugeng, F. (1989). Three-dimensional time-domain electromagnetic modelling using a compact finite-element frequency-stepping method. *Geophysical Journal International*, 96(3), 457-468. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb06007.x>
- Guyonnet-Benaize, C. (2011). *Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France)* Aix-Marseille 1].
- Haarder, E., . . . Looms, M. (2015). Estimation of recharge from long-term monitoring of saline tracer transport using electrical resistivity tomography. *Vadose Zone Journal*, 14(7). <https://doi.org/10.2136/vzj2014.08.0110>
- Haber, E., . . . Oldenburg, D. W. (2002). 3D forward modelling of time domain electromagnetic data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002* (pp. 641-644). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.1817334>
- Hautot, S., & Tarits, P. (2002). Effective electrical conductivity of 3-D heterogeneous porous media. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 14-11-14-14. <https://doi.org/10.1029/2002GL014907>

- Hein, J. R., . . . Conrad, T. A. (2013). Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high-and green-technology applications: Comparison with land-based resources. *Ore Geology Reviews*, 51, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.001>
- Hinze, W. J., . . . Saad, A. H. (2013). *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press.
- Holtham, E., & Oldenburg, D. W. (2008). Three-dimensional forward modelling and inversion of Z-TEM data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008* (pp. 564-568). Society of Exploration Geophysicists.
- Hrouda, F., & Pokorný, J. (2012). Modelling accuracy limits for frequency-dependent anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and soils. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56(3), 789-802. <https://doi.org/10.1007/s11200-011-9009-5>
- Huisman, J. A., . . . Annan, A. P. (2003). Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review. *Vadose Zone Journal*, 2(4), 476-491. <https://doi.org/10.2113/2.4.476>
- Irawan, S. D., . . . Saepuloh, A. (2013). 2-D subsurface Imaging Techniques for deep ore mineral mapping using geoelectrical and induced polarization (IP) methods. *Procedia Earth and Planetary Science*, 6, 139-144. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.01.019>
- Irving, J., & Knight, R. (2006). Numerical modeling of ground-penetrating radar in 2-D using MATLAB. *Computers & Geosciences*, 32(9), 1247-1258. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.11.006>
- Ismail, A., & Anderson, N. (2012). 2-D and 3-D resistivity imaging of karst sites in Missouri, USA. *Environmental & Engineering Geoscience*, 18(3), 281-293. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.18.3.281>
- Jahandari, H., . . . Farquharson, C. G. (2017). Comparison between staggered grid finite-volume and edge-based finite-element modelling of geophysical electromagnetic data on unstructured grids. *Journal of Applied Geophysics*, 138, 185-197. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.016>
- Jaysaval, P., . . . de la Kethulle de Ryhove, S. (2014). Fast multimodel finite-difference controlled-source electromagnetic simulations based on a Schur complement approach. *GEOPHYSICS*, 79(6), E315-E327. <https://doi.org/10.1190/geo2014-0043.1>
- Jébrak, M., & Marcoux, É. (2008). *Géologie des ressources minérales*. Ministère des ressources naturelles et de la faune.
- Jilin, Q., . . . Zhi, W. (2007). Settlement of embankments in permafrost regions in the Qinghai-Tibet Plateau. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 61(2), 49-55. <https://doi.org/10.1080/00291950701409249>
- Jiménez, A., . . . Grande, J. (2009). Model of behaviour of conductivity versus pH in acid mine drainage water, based on fuzzy logic and data mining techniques. *Journal of Hydroinformatics*, 11(2), 147-153. <https://doi.org/10.2166/hydro.2009.015>
- Kalantzakos, S. (2020). The race for critical minerals in an era of geopolitical realignments. *The International Spectator*, 55(3), 1-16. <https://doi.org/10.1080/03932729.2020.1786926>

- Kanta, A., . . . Barsukov, P. (2009). The application of Time Domain Electromagnetic Method to characterize the Keritis Basin, in Western Crete, Greece. Proceeding of the 3rd IASME/WSEAS International Conference on Geology and Seismology,
- Kay, D., . . . de Somer, B. (2006, 2006). *Management of impacts of longwall mining under urban areas* Coal Operators' Conference, University of Wollongong. <https://ro.uow.edu.au/coal/60/>
- Kearey, P., . . . Hill, I. (2013). *An Introduction to Geophysical Exploration*. John Wiley & Sons.
- Keller, G. V. (1988). Rock and mineral properties. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1, 13-52. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch2>
- Keskinen, J., . . . Nielsen, L. (2017). Full-waveform inversion of Crosshole GPR data: Implications for porosity estimation in chalk. *Journal of Applied Geophysics*, 140, 102-116. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.001>
- Khan, M. S., . . . Faysal, M. (2017). Investigation of a shallow slope failure on expansive clay in Texas. *Engineering Geology*, 219, 118-129. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.10.004>
- Killeen, P. (1997). Borehole geophysics: exploring the third dimension. Proceedings of Exploration,
- Kim, J.-G., . . . Yang, H.-S. (2018). Robust Design of Pillar Arrangement for Safe Room-and-Pillar Mining Method. *Geotechnical and Geological Engineering*, 37(3), 1931-1942. <https://doi.org/10.1007/s10706-018-0734-1>
- Klotzsche, A., . . . Linde, N. (2010). Full-waveform inversion of cross-hole ground-penetrating radar data to characterize a gravel aquifer close to the Thur River, Switzerland. *Near Surface Geophysics*, 8(6), 635-649. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2010054>
- Kofman, L., . . . Frydman, S. (2006). Detection of model voids by identifying reverberation phenomena in GPR records. *Journal of Applied Geophysics*, 59(4), 284-299. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.09.005>
- Krivochieva, S., & Chouteau, M. (2002). Whole-space modeling of a layered earth in time-domain electromagnetic measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 50(4), 375-391. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(02\)00164-7](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00164-7)
- Krysiński, L., & Sudyka, J. (2013). GPR abilities in investigation of the pavement transversal cracks. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 27-36. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.03.010>
- Kumar, R., . . . Gupta, P. K. (2021). Water Seepage Mapping in an Underground Coal-Mine Barrier Using Self-potential and Electrical Resistivity Tomography. *Mine Water and the Environment*, 40(3), 622-638. <https://doi.org/10.1007/s10230-021-00788-w>
- Kwan, K., & Müller, D. (2020a). Mount Milligan alkalic porphyry Au--Cu deposit, British Columbia, Canada, and its AEM and AIP signatures: Implications for mineral exploration in covered terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 180, 104131. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104131>
- Kwan, K., & Müller, D. (2020b). Mount Milligan alkalic porphyry Au--Cu deposit, British Columbia, Canada, and its AEM and AIP signatures: Implications for mineral exploration

- in covered terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 180, 104-131.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104131>
- Lachance, B., . . . Kirkwood, D. (2004). La modélisation 3D: Application à la Géologie.
- Lai, W. W., . . . Sham, J. F. (2017). Detection and imaging of city's underground void by GPR. 2017 9th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR),
- Lai, W. W., . . . Sham, J. F. (2018). A blind test of nondestructive underground void detection by ground penetrating radar (GPR). *Journal of Applied Geophysics*, 149, 10-17.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.12.010>
- Lang, J., . . . Winsemann, J. (2017). 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in glacialigenic subaqueous fan and delta settings: Integrating outcrop and ground-penetrating radar data. *Sedimentary Geology*, 362, 83-100.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.10.011>
- Lavoué, F. (2014). *2D Full waveform inversion of ground penetrating radar data* UNIVERSITÉ DE GRENOBLE].
- Lech, M., . . . Markowska-Lech, K. (2020). Applications of electrical resistivity surveys in solving selected geotechnical and environmental problems. *Applied Sciences*, 10(7), 2263.
<https://doi.org/10.3390/app10072263>
- Lefebvre, R., . . . Robertson, A. M. (2002). ARD production and water vapor transport at the Questa mine. *Tailings and Mine Waste'02*, 479-488.
- Legault, J. M. (2015). Airborne electromagnetic systems—state of the art and future directions. *CSEG Recorder*, 40(6), 38-49.
- Legault, M. (2009). *Étude métallogénique de la région de la faille de Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda (phase 3)*. Ressources naturelles et faune Québec.
- Legault, M., & Rabeau, O. (2007). *Étude métallogénique et modélisation 3D dans la région de la Faille de Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda (phase 2)*. Ressources naturelles et faune.
- Lelièvre, P., . . . Bijani, R. (2015). 3D stochastic geophysical inversion for contact surface geometry. EGU General Assembly Conference Abstracts,
- Leng, Z. (2011). *Prediction of in-situ asphalt mixture density using ground penetrating radar: theoretical development and field verification*. University of Illinois at Urbana-Champaign.
- Li, H.-m., . . . Huang, P. (2022). The Whole-Space Modeling of the Hazardous Geological Body ahead of the Tunnel Face by the Transient Electromagnetic Method. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 27(2), 89-102.
<https://doi.org/10.32389/JEEG22-017>
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (2000). Incorporating geological dip information into geophysical inversions. *GEOPHYSICS*, 65(1), 148-157.
- Liu, C. (2021). *Study on 3D forward modeling & inversion of surface-borehole electromagnetic data* Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue].

- Liu, C., . . . Abbassi, B. (2020). 3D parallel surface-borehole TEM forward modeling with multiple meshes. *Journal of Applied Geophysics*, 172, 103916. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103916>
- Liu, Y.-H., & Yin, C.-C. (2013). Electromagnetic divergence correction for 3D anisotropic EM modeling. *Journal of Applied Geophysics*, 96, 19-27. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.06.014>
- Liu, Y., & Yin, C. (2014). 3D anisotropic modeling for airborne EM systems using finite-difference method. *Journal of Applied Geophysics*, 109, 186-194. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.07.003>
- Loke, M. H. (2000). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. In *A practical guide to 2-D and 3-D surveys* (Vol. 2, pp. 70).
- Loke, M. H. (2004a). Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method. *Geotomo Software. Manual*.
- Loke, M. H. (2004b). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*.
- Loke, M. H. (2022). *Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo Software. <https://www.geotomosoft.com/downloads.php>
- López, W., & González, J. A. (1993). Influence of the degree of pore saturation on the resistivity of concrete and the corrosion rate of steel reinforcement. *Cement and Concrete Research*, 23(2), 368-376. [https://doi.org/10.1016/0008-8846\(93\)90102-F](https://doi.org/10.1016/0008-8846(93)90102-F)
- Loughlin, W. (1991). Principal component analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57(9), 1163-1169.
- Lü, Q., . . . Yan, J. (2013). 3D geologic model of Shizishan ore field constrained by gravity and magnetic interactive modeling: A case history. *GEOPHYSICS*, 78(1), B25-B35. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0126.1>
- Luo, T. X. H., & Lai, W. W. L. (2020). GPR pattern recognition of shallow subsurface air voids. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 99, 103355. <https://doi.org/10.1016/j.tust.2020.103355>
- Lyatsky, H. (2010). Magnetic and gravity methods in mineral exploration: The value of well-rounded geophysical skills. *Recorder (Canadian Society of Exploration Geophysics)*, 30-35.
- Macnae, J., & Staltari, G. (1987). Classification of sign changes in Borehole TEM decays. *Exploration Geophysics*, 18(3), 331-339. <https://doi.org/https://doi.org/10.1071/EG987331>
- MacNae, J. C. (1981). *An Atlas of Primary Fields Due to fixed Transmitter Loop EM Sources+ Erratum* (13).
- Malo-Lalande, C., & Milkereit, B. (2007). An InfiniTEM survey leads to a new discovery on the Coulon property. *Proceedings of Exploration*,
- Mangué, M., . . . Rousset, D. (2009). First-arrival traveltimes inversion based on a minimal number of parameters in shallow cross-well GPR tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 67(4), 278-287. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.07.007>

- Martin, V., . . . Poaty, B. (2017). Controlling water infiltration in waste rock piles: Design, construction, and monitoring of a large-scale in-situ pilot test pile. Proceedings of the 70th Canadian Geotechnical Society Conference,
- Martínez-Moreno, F., . . . Adão, F. (2016). Water prospection in volcanic islands by Time Domain Electromagnetic (TDEM) surveying: The case study of the islands of Fogo and Santo Antão in Cape Verde. *Journal of Applied Geophysics*, 134, 226-234. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.09.020>
- Martínez-Pagán, P., . . . Rosique, M. (2013). The electrical resistivity tomography method in the detection of shallow mining cavities. A case study on the Victoria Cave, Cartagena (SE Spain). *Engineering Geology*, 156, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.01.013>
- Martínez, J., . . . Mendoza, R. (2019). Geophysical prospecting using ERT and IP techniques to locate Galena veins. *Remote Sensing*, 11(24), 2923. <https://doi.org/10.3390/rs11242923>
- Mazzini, A., . . . Lupi, M. (2021). 3D deep electrical resistivity tomography of the Lusi eruption site in East Java. *Geophysical Research Letters*, 48(18), e2021GL092632. <https://doi.org/10.1029/2021GL092632>
- McCrackin, C., . . . Miller, B. (2022). 3D resistivity survey over mapped caves in eogenetic karst terrane, west-central Florida, USA. *Journal of Cave and Karst Studies*, 84(1), 1-13. <https://doi.org/10.4311/2017es0125>
- Mercer, A. M. (2012). *Combining multiple components of InfiniTEM electromagnetic data to better represent subsurface anomalies* Memorial University of Newfoundland].
- Mercier-Langevin, F. (2011). LaRonde Extension–mine design at three kilometres. *Mining Technology*, 120(2), 95-104. <https://doi.org/10.1179/037178411X12942393517417>
- Merkel, R. (1972). The use of resistivity techniques to delineate acid mine drainage in ground water. *Groundwater*, 10(5), 38-42. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1972.tb03590.x>
- Moghaddam, S., . . . Ebrahimi, M. (2017). Detection and determination of groundwater contamination plume using time-lapse electrical resistivity tomography (ERT) method. *Journal of Mining and Environment*, 8(1), 103-110. <https://doi.org/10.22044/jme.2015.523>
- Monecke, T., . . . Martin, L. (2008). Geology and volcanic setting of the Horne deposit, Rouyn-Noranda, Quebec: Initial results of a new research project. *Geological Survey of Canada, Current Research*, 9, 16.
- Morey, R. M. (1998). *Ground penetrating radar for evaluating subsurface conditions for transportation facilities* (Vol. 255). Transportation Research Board.
- Morgan, L. A. (2012). Geophysical characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits. *USGS*, 7, 115-131.
- Mulder, W. A., . . . Slob, E. C. (2008). Time-domain modeling of electromagnetic diffusion with a frequency-domain code. *GEOPHYSICS*, 73(1), F1-F8. <https://doi.org/https://doi.org/10.1190/1.2799093>
- Mulè, S., . . . Lockwood, R. (2012). Review of three airborne EM systems. *ASEG Extended Abstracts*, 2012(1), 1-5. <https://doi.org/10.1071/ASEG2012ab352>

- Nabighian, M. N. (1988). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Voume 1, Theory*. Society of Exploration Geophysicists.
- Nabighian, M. N. (1996). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Applications, Part A and Part B. *Society of Exploration. Geophysics*, 972pp.
- Nadeau, S., . . . Cloutier, V. (2017). Stratigraphic sequence map for groundwater assessment and protection of unconsolidated aquifers: A case example in the Abitibi-Témiscamingue region, Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 43(2), 113-135. <https://doi.org/10.1080/07011784.2017.1354722>
- Napier, S. (2007). *Practical inversion of 3D time domain electromagnetic data* University of British Columbia].
- Nassar, N. T., & Fortier, S. M. (2021). *Methodology and technical input for the 2021 review and revision of the US Critical Minerals List* (2331-1258).
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3-4), 261-330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Nguyen, N. M., & Pham, D. T. (2019). Tendencies of mining technology development in relation to deep mines. *Gornye nauki i tekhnologii= Mining Science and Technology (Russia)*, 4(1), 16-22. <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2019-1-16-22>
- Nikitin, O. (2003). Mining block stability analysis for room-and-pillar mining with continuous miner in estonian oil shale mines. In J. Kann (Ed.), *Oil Shale* (Vol. 20, pp. 515–528). Estonian Academy Publishers.
- Noon, D. A., . . . Longstaff, D. (1998). A frequency-independent characterisation of GPR penetration and resolution performance. *Journal of Applied Geophysics*, 40(1-3), 127-137. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(98\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(98)00008-1)
- Ogilvy, R. (1984). Down-hole IP surveys applied to off-hole mineral exploration—some design considerations. *Geoexploration*, 22(1), 59-73. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(84\)90006-1](https://doi.org/10.1016/0016-7142(84)90006-1)
- Oldenburg, D., & Pratt, D. (2007). Geophysical inversion for mineral exploration: A decade of progress in theory and practice. *Proceedings of exploration*,
- Oldenburg, D. W., . . . Shekhtman, R. (2013). Three dimensional inversion of multisource time domain electromagnetic data. *GEOPHYSICS*, 78(1), E47-E57. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0131.1>
- Oldenburg, D. W., & Li, Y. (2005). Inversion for applied geophysics: A tutorial. *Near-surface geophysics*, 89-150.
- Oldenburg, D. W., . . . Watts, A. (1998). Applications of geophysical inversions in mineral exploration. *The Leading Edge*, 17(4), 461-465. <https://doi.org/10.1190/1.1437989>
- Olsson, O., . . . Sandberg, E. (1989). Borehole radar applied to characterization of fracture zones. *Exploration Geophysics*, 20(1-2), 149-152. <https://doi.org/10.1071/EG989149>
- Palacky, G. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1, 53-129.

- Pánek, T., . . . Szura, C. (2010). Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 123(1-2), 165-180. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.008>
- Parker, R. L. (1994). *Geophysical inverse theory* (Vol. 1). Princeton university press.
- Pashoutani, S., & Zhu, J. (2020). Ground penetrating radar data processing for concrete bridge deck evaluation. *Journal of Bridge Engineering*, 25(7), 04020030.
- Pazzi, V., . . . Fanti, R. (2018). Assessing subsoil void hazards along a road system using H/V measurements, ERTs and IPTs to support local decision makers. *Near Surface Geophysics*, 16(3), 282-297. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2018002>
- Pearson, V., & Daigneault, R. (2009). An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 168(1), 66-82. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.03.009>
- Pellicer, X. M., & Gibson, P. (2011). Electrical resistivity and Ground Penetrating Radar for the characterisation of the internal architecture of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. *Journal of Applied Geophysics*, 75(4), 638-647. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.019>
- Pendrigh, N., . . . Ivancie, P. (2018). A multimethod approach for deep-tunnel detection using near-surface electrical geophysics at a gold-mine remediation site. 2018 SEG International Exposition and Annual Meeting,
- Pengda, Z., . . . Qinglin, X. (2008). Quantitative prediction for deep mineral exploration. *Journal of China University of Geosciences*, 19(4), 309-318. [https://doi.org/10.1016/S1002-0705\(08\)60063-1](https://doi.org/10.1016/S1002-0705(08)60063-1)
- Peters, K. E., & Fowler, M. G. (2002). Applications of petroleum geochemistry to exploration and reservoir management. *Organic Geochemistry*, 33(1), 5-36.
- Pinet, N. (2018). *The ups and downs of the Canadian Shield: 2-preliminary results of apatite fission-track analysis from a 3.6 km vertical profile, LaRonde mine, Quebec*. Geological Survey of Canada Quebec.
- Plati, C., & Loizos, A. (2013). Estimation of in-situ density and moisture content in HMA pavements based on GPR trace reflection amplitude using different frequencies. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 3-10. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.04.007>
- Prins, C., . . . Schulz, R. (2019). Testing the effectiveness of an inverse Wenner-Schlumberger array for geoelectrical karst void reconnaissance, on the Swabian Alb high plain, new line Wendlingen-Ulm, southwestern Germany. *Engineering Geology*, 249, 71-76. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.12.014>
- Pucci, S., . . . Barde-Cabusson, S. (2016). Deep electrical resistivity tomography along the tectonically active Middle Aterno Valley (2009 L'Aquila earthquake area, central Italy). *Geophysical Journal International*, 207(2), 967-982. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw308>
- Pueyo Anchuela, Ó., . . . Pocoví Juan, A. (2018). Internal characterization of embankment dams using ground penetrating radar (GPR) and thermographic analysis: A case study of the Medau Zirimilis Dam (Sardinia, Italy). *Engineering Geology*, 237, 129-139. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.02.015>

- Putiška, R., . . . Kušnirák, D. (2012). Determination of cavities using electrical resistivity tomography. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 201-211. <https://doi.org/10.2478/v10126-012-0018-3>
- Puzyrev, V., . . . Cela, J. M. (2013). A parallel finite-element method for three-dimensional controlled-source electromagnetic forward modelling. *Geophysical Journal International*, 193(2), 678-693. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt027>
- Rabeau, O., . . . Cheng, L. (2010). Gold potential of a hidden Archean fault zone: the case of the Cadillac–Larder Lake Fault. *Exploration and Mining Geology*, 19(3-4), 99-116. <https://doi.org/10.2113/gsemg.19.3-4.99>
- Raiche, A., & Sugeng, F. (2008). *Report: P223 EM Modelling Projects, Developing the Modelling & Inversion Environment*.
- Raiche, A., . . . Soininen, H. (2003). Using the Loki 3D edge-finite-element program to model EM dipole-dipole drill-hole data. *ASEG Extended Abstracts*, 2003(2), 1-4. <https://doi.org/https://doi.org/10.1071/ASEG2003ab135>
- Raiche, A., . . . Wilson, G. (2007). Practical 3D EM inversion - The P223F software suite. *ASEG Extended Abstracts*, 2007(1), 1-5. <https://doi.org/10.1071/ASEG2007ab114>
- Redhaounia, B., . . . Bédir, M. (2015). Electrical Resistivity Tomography (ERT) Applied to Karst Carbonate Aquifers: Case Study from Amdoun, Northwestern Tunisia. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1289-1303. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1173-z>
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Rizzo, E., . . . Grimaldi, S. (2019). Urban geophysical approach to characterize the subsoil of the main square in San Benedetto del Tronto town (Italy). *Engineering Geology*, 257, 105133. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.05.010>
- Rizzo, E., . . . Piscitelli, S. (2004). High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(4), 321-327. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2003.12.002>
- Rizzo, E., & Giampaolo, V. (2018). New deep electrical resistivity tomography in the High Agri Valley basin (Basilicata, Southern Italy). *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 10(1), 197-218. <https://doi.org/10.1080/19475705.2018.1520150>
- Rizzo, E., & Giampaolo, V. (2019). New deep electrical resistivity tomography in the High Agri Valley basin (Basilicata, Southern Italy). *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 10(1), 197-218. <https://doi.org/10.1080/19475705.2018.1520150>
- Rücker, C., . . . Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography—I. Modelling. *Geophysical Journal International*, 166(2), 495-505. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x>
- Rucker, D. F., . . . Maehl, W. C. (2009). Electrical resistivity characterization of a reclaimed gold mine to delineate acid rock drainage pathways. *Mine Water and the Environment*, 28(2), 146-157. <https://doi.org/10.1007/s10230-009-0072-x>

- Saibi, H., . . . Fowler, A.-R. (2019). Deep cavity systems detection in Al-Ain City, UAE, based on gravity surveys inversion. *Journal of Asian Earth Sciences*, 182, 103937. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103937>
- Samouëlian, A., . . . Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage research*, 83(2), 173-193. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.10.004>
- Samyn, K., . . . Closset, L. (2014). Integrated geophysical approach in assessing karst presence and sinkhole susceptibility along flood-protection dykes of the Loire River, Orléans, France. *Engineering Geology*, 183, 170-184. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.10.013>
- Sandmeier, K. (2008). ReflexW (version 5.0) program for processing and interpretation of reflection and transmission data. *Karlsruhe, Germany, Sandmeier software*.
- Sapia, V., . . . Smedile, A. (2021). 3-D Deep Electrical Resistivity Tomography of the Major Basin Related to the 2016 Mw 6.5 Central Italy Earthquake Fault. *Tectonics*, 40(4), e2020TC006628. <https://doi.org/10.1029/2020TC006628>
- Sass, O. (2007). Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics*, 62(3), 254-269. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2006.12.003>
- Sasseville, G., . . . Falmagne, V. (2022). Control Measures to Manage Seismic Risk at the LaRonde Mine, a Deep and Seismically Active Operation. 56th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium,
- Sbartaï, Z. M., . . . Arliguie, G. (2007). Using radar direct wave for concrete condition assessment: Correlation with electrical resistivity. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4), 361-374. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.02.003>
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. Elsevier.
- Scott, W., . . . Geo, P. (2014). Geophysics for mineral exploration. *A manual for prospectors*, 1, 2.
- Seidel, K., & Lange, G. (2007). Direct current resistivity methods. In F. I. f. G. a. N. Resources (Ed.), *Environmental Geology* (pp. 205-237). Springer.
- Sevil, J., . . . Fabregat, I. (2017). Sinkhole investigation in an urban area by trenching in combination with GPR, ERT and high-precision leveling. Mantled evaporite karst of Zaragoza city, NE Spain. *Engineering Geology*, 231, 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.10.009>
- Sheriff, S. (2010). Processing Ramac GPR Data with Reflex.
- Shirazi, A., . . . Hezarkhani, A. (2018). Geostatistics studies and geochemical modeling based on core data, sheytoor iron deposit, Iran. *Journal of Geological Resource and Engineering*, 6, 124-133.
- Shirmard, H., . . . Chandra, R. (2022). A review of machine learning in processing remote sensing data for mineral exploration. *Remote Sensing of Environment*, 268, 112750.

- SIGEOM. (2021). *Système d'information géominière du Québec*. https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr
- Smith, R. S. (2010). Airborne electromagnetic methods: Applications to minerals, water and hydrocarbon exploration.
- Smith, R. S., & West, G. (1988). An explanation of abnormal TEM responses: Coincident-loop negatives, and the loop effect. *Exploration Geophysics*, 19(3), 435-446. <https://doi.org/10.1071/EG988435>
- Solberg, I.-L., . . . Rønning, J. S. (2016). Geophysical and geotechnical studies of geology and sediment properties at a quick-clay landslide site at Esp, Trondheim, Norway. *Engineering Geology*, 208, 214-230. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.04.031>
- Spence, C. D., & de Rosen-Spence, A. F. (1975). The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 70(1), 90-101. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.1.90>
- Spies, B. R., & Parker, P. D. (1984). Limitations of large-loop transient electromagnetic surveys in conductive terrains. *GEOPHYSICS*, 49(7), 902-912. <https://doi.org/10.1190/1.1441735>
- Sreeparvathy, V., . . . Sarada, P. (2019). Application of ERT, saline tracer and numerical studies to delineate preferential paths in fractured granites. *Groundwater*, 57(1), 126-139. <https://doi.org/10.1111/gwat.12663>
- Srivastava, S., . . . Kumar, R. (2020). A time-lapse study using self-potential and electrical resistivity tomography methods for mapping of old mine working across railway-tracks in a part of Raniganj coalfield, India. *Environmental Earth Sciences*, 79(13), 332. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-09067-3>
- Staltari, G. (1986). The Que River TEM case-study. *Exploration Geophysics*, 17(3), 125-128. <https://doi.org/10.1071/EG986125>
- Stettler, E. H. (2010). Airborne TDEM by He-filled balloon. 72nd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010,
- Stryk, J., . . . Alani, A. M. (2017). Comparative measurements of ground penetrating radars used for road and bridge diagnostics in the Czech Republic and France. *Construction and Building Materials*, 154, 1199-1206. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2017.06.134>
- Su, M., . . . Zhang, K. (2021). Detection method of karst features around tunnel construction by multi-resistivity data-fusion pseudo-3D-imaging based on the PCA approach. *Engineering Geology*, 288, 106127. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106127>
- Sudha, K., . . . Rai, J. (2009). Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 67(1), 74-79. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.09.012>
- Sutter, E., & Barounis, N. (2021). *Underground void detection by applying the electrical resistivity tomography (ERT) method for a limestone quarry in Northland, NZ* NZGS Symposium, Dunedin, New Zealand.
- Sylvain, K., . . . Dimech, A. (2019). Waste rock valorization in monolayer covers with elevated water table. 18th Global Joint Seminar on Geo-Environmental Engineering,

- Tatiya, R. R. (2005). *Surface and underground excavations: methods, techniques and equipment*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781439834220>
- Tavakoli, S., . . . Elming, S. Å. (2016a). Deep massive sulphide exploration using 2D and 3D geoelectrical and induced polarization data in Skellefte mining district, northern Sweden. *Geophysical Prospecting*, 64(6), 1602-1619. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12363>
- Tavakoli, S., . . . Elming, S.-Å. (2016b). Potential field, geoelectrical and reflection seismic investigations for massive sulphide exploration in the Skellefte mining district, Northern Sweden. *Acta geophysica*, 64, 2171-2199. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2016-0088>
- Taylor, B. E., . . . Dube, B. (2013). Three-Dimensional Visualization of the Archean Horne and Quemont Au-Bearing Volcanogenic Massive Sulfide Hydrothermal Systems, Blake River Group, Quebec. *Economic Geology*, 109(1), 183-203. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.1.183>
- Telford, W. M., . . . Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (2 ed.). Cambridge university press.
- Tighe, S., . . . Walker, C. (2002). User cost savings in eliminating pavement excavations through employing trenchless technologies. *Canadian journal of civil engineering*, 29(5), 751-761. <https://doi.org/10.1139/102-071>
- Timothy, J. B., & Wallace, H. M. (1994). *Gisements de sulfures massifs de la région de Rouyn-Noranda*. Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.
- Tosti, F., . . . Lambot, S. (2013). Clay content evaluation in soils through GPR signal processing. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 69-80. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.04.006>
- Tremblay, G. (1974). *Géologie du quaternaire régions du Rouyn-Noranda et d'Abitibi, comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest: rapport interimaire*. Ministère des richesses naturelles, Service de l'exploration géologique.
- Ungureanu, C., . . . Chirică, A. (2017). Use of electric resistivity tomography (ERT) for detecting underground voids on highly anthropized urban construction sites. *Procedia engineering*, 209, 202-209. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.11.148>
- Van Der Kruk, J. (2001). *Three dimensional imaging of multi-component ground penetrating radar data* Phd dissertation].
- Veillette, J., . . . Robitaille, S. (2004). *Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Cadillac, Québec*. Commission géologique du Canada.
- Veillette, J. J., . . . Bonham-Carter, G. F. (2005). Bedrock and surficial geology of the general area around Rouyn-Noranda, Quebec and Ontario. *Metals in the Environment Around Smelters at Rouyn-Noranda, Quebec, and Belledune, New Brunswick: Results and Conclusions of the GSC MITE Point Sources Project. Bulletin*, 584.
- Viebahn, P., . . . Ritthoff, M. (2015). Assessing the need for critical minerals to shift the German energy system towards a high proportion of renewables. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 49, 655-671. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.04.070>
- Virieux, J., & Operto, S. (2009). An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. *GEOPHYSICS*, 74(6), WCC1-WCC26. <https://doi.org/10.1190/1.3238367>

- Wai-Lok Lai, W., . . . Annan, P. (2018). A review of Ground Penetrating Radar application in civil engineering: A 30-year journey from Locating and Testing to Imaging and Diagnosis. *NDT & E International*, 96, 58-78. <https://doi.org/10.1016/j.ndteint.2017.04.002>
- Wang, C., . . . Zhang, D. (2019). 3D geochemical modeling for subsurface targets of Dashui Au deposit in Western Qinling (China). *Journal of Geochemical Exploration*, 203, 59-77. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.04.003>
- Wang, Q., . . . Xiong, Y. (2022). 3D geochemical modeling of the Qujia gold deposit, China: Implications for ore genesis and geochemical exploration of deep concealed ore bodies. *Ore Geology Reviews*, 144, 104819.
- Ward, S. H., & Hohmann, G. W. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory* (pp. 130-311). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch4>
- Warren, C., . . . Giannakis, I. (2016). gprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar. *Computer Physics Communications*, 209, 163-170. <https://doi.org/10.1016/j.cpc.2016.08.020>
- West, G., & Macnae, J. (1991). Physics of the electromagnetic induction exploration method. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B* (Vol. 2). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802686.ch1>
- White, D., . . . Somerville, R. (2000). Mineral exploration in the Thompson nickel belt, Manitoba, Canada, using seismic and controlled-source EM methods. *GEOPHYSICS*, 65(6), 1871-1881. <https://doi.org/10.1190/1.1444871>
- Wiedicke, M., . . . Schwarz-Schampera, U. (2015). Deep-sea Mining—a Future Source of Raw Materials. *Mining Report*, 151(4).
- Witter, J., & Phillips, N. (2012). Integrated 3D geophysical inversion and geological modelling for improved geothermal exploration and drillhole targeting. *GRC Transactions*, 36, 831-834.
- Xue, G.-q., . . . Ji, Y.-j. (2018). The application of ground-airborne TEM systems for underground cavity detection in China. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 23(1), 103-113. <https://doi.org/10.2113/JEEG23.1.103>
- Xue, G., . . . Feng, X. (2019). A review of electrical and electromagnetic methods for coal mine exploration in China. *IEEE Access*, 7, 177332-177341. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2019.2951774>
- Xue, G., . . . Li, H. (2013). Detection and monitoring of water-filled voids using transient electromagnetic method: a case study in Shanxi, China. *Environmental Earth Sciences*, 70, 2263-2270. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2375-2>
- Xue, G., . . . Cheng, J. (2011). Researches on detection of 3-D underground cave based on TEM technique. *Environmental Earth Sciences*, 64, 425-430. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0862-2>

- Yang, D., . . . Oldenburg, D. (2018). Recovery of compact conductors in 3D voxel inversion of time-domain EM data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2018* (pp. 1873-1877). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/segam2018-2984314.1>
- Yang, D., & Oldenburg, D. W. (2012). Three-dimensional inversion of airborne time-domain electromagnetic data with applications to a porphyry deposit. *GEOPHYSICS*, 77(2), B23-B34.
- Yang, X., & LaBrecque, D. J. (1998). Stochastic inversion of 3D ERT data. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1998,
- Yee, K. (1966). Numerical solution of initial boundary value problems involving maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 14(3), 302-307. <https://doi.org/10.1109/TAP.1966.1138693>
- Yin, C., . . . Cai, J. (2016). 3D time-domain airborne EM forward modeling with topography. *Journal of Applied Geophysics*, 134, 11-22. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.002>
- Zhang, J., . . . Feng, B. (2021). Three-dimensional transient electromagnetic response of multiple grounded-wire sources. *Journal of Applied Geophysics*, 195, 104495. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104495>
- Zhang, J., . . . Wang, B. (2020a). Detection of urban underground cavities using seismic scattered waves: a case study along the Xuzhou Metro Line 1 in China. *Near Surface Geophysics*, 19(1), 95-107. <https://doi.org/10.1002/nsg.12132>
- Zhang, J., . . . Li, W. (2022). Recognition of void defects in airport runways using ground-penetrating radar and shallow CNN. *Automation in Construction*, 138, 104260. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.autcon.2022.104260>
- Zhang, J., . . . Gong, M. (2020b). Deep mineral exploration of the Jinchuan Cu–Ni sulfide deposit based on aeromagnetic, gravity, and CSAMT methods. *Minerals*, 10(2), 168. <https://doi.org/10.3390/min10020168>
- Zhdanov, M. S. (2002). *Geophysical inverse theory and regularization problems* (Vol. 36). Elsevier.
- Zhdanov, M. S., . . . Souvik, M. (2004). Three-dimensional regularized focusing inversion of gravity gradient tensor component data. *GEOPHYSICS*, 69(4), 925-937.
- Zhou, B., & Fullagar, P. K. (2001). Delineation of sulphide ore-zones by borehole radar tomography at Hellyer Mine, Australia. *Journal of Applied Geophysics*, 47(3-4), 261-269. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(01\)00070-2](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00070-2)
- Zhu, H., . . . Liang, W. (2019). Challenges and Development Prospects of Ultra-Long and Ultra-Deep Mountain Tunnels. *Engineering*, 5(3), 384-392. <https://doi.org/10.1016/j.eng.2019.04.009>
- Zhu, J., . . . Dinger, J. S. (2011). Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits—a field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. *Journal of Applied Geophysics*, 75(3), 523-530. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.08.009>