

Titre: Développement d'approches géophysiques, d'imagerie thermique et de modélisation pour l'évaluation des processus hydrologiques au sein d'un parc à résidus miniers
Title:

Auteur: Elyasse El Mrabet
Author:

Date: 2021

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: El Mrabet, E. (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 [Mémoire de maîtrise, Polytechnique Montréal]. PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/9106/>
Citation:

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

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/9106/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Vincent Cloutier, & Éric Rosa
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

Affiliée à l'Université de Montréal

et

L'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

**Développement d'approches géophysiques, d'imagerie thermique et de
modélisation pour l'évaluation des processus hydrologiques au sein d'un parc
à résidus miniers**

ELYASSE EL MRABET

Département des génies civil, géologique et des mines

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

Génie minéral

Août 2021

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

Affiliée à l'Université de Montréal

et

L'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Ce mémoire intitulé

Développement d'approches géophysiques, d'imagerie thermique et de modélisation pour l'évaluation des processus hydrologiques au sein d'un parc à résidus miniers

Présenté par

Elyasse EL MRABET

en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

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

Thomas PABST, président

Vincent CLOUTIER, membre et directeur de recherche

Eric ROSA, membre et codirecteur de recherche

Fiona Ann DARBYSHIRE, membre externe

DÉDICACE

À mes parents

« L'imagination est plus importante que la connaissance. Car la connaissance est limitée, tandis que l'imagination englobe le monde entier, stimule le progrès, suscite l'évolution »

- **Albert Einstein (1879-1955), Prix Nobel en physique 1921.**

« Le but et la valeur des sciences est de répondre à la question : Qui sommes-nous ? »

- **Erwin Schrodinger (1887-1961), Prix Nobel en physique 1933.**

REMERCIEMENTS

Les travaux qui font l'objet de ce mémoire ont été effectués au Groupe de Recherche sur l'Eau Souterraine (GRES), sous la direction du Professeur Vincent Cloutier et du Professeur Eric Rosa de l'IRME-UQAT.

Je remercie Vincent Cloutier qui m'a accueilli lors de mon arrivé la première fois à Amos à la station de bus avec un grand sourire, qui était toujours à l'écoute pour répondre à mes questions scientifiques et qui dispose de capacités de gestion et de communication exceptionnelles.

Eric Rosa avec son accueil chaleureux et son imagination fertile m'a beaucoup aidé à concrétiser les différentes approches scientifiques dans ce travail, avec des discussions riches pour trouver des solutions et des pistes de réalisation.

Leurs aides, compétences et leur grande disponibilité et participation à ce travail m'ont énormément appris, tant sur le plan scientifique qu'humain, tout en entretenant une ambiance de travail détendue, et grâce à eux les étudiants peuvent trouver des conditions de travail exceptionnelles.

Je tiens à remercier aussi Dany Charron, directrice du campus d'Amos, et Hélène Lavoie, secrétaire de direction, pour toutes les activités que nous avons partagées ensemble avec le reste des étudiants et le personnel, pour transformer notre séjour d'études au campus à une ambiance agréable et familiale.

En ce moment où je m'apprête à clore ce travail, j'ai l'agréable devoir d'exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui, de loin ou de près, de l'intérieur ou de l'extérieur, directement ou indirectement, ont contribué à le mener à bon port, spécialement les agents de recherches du GRES, mes collègues de travail et les différents collaborateurs de la Fonderie Horne.

RÉSUMÉ

La présente étude vise à développer des approches non invasives pour la caractérisation du parc Quémont-2, et plus particulièrement pour les résidus miniers. Ce site, propriété de Glencore Fonderie Horne, est situé à Rouyn-Noranda au Québec. D'une superficie d'environ 102 ha, le parc à résidus présente des enjeux environnementaux particuliers en raison de la nature de ses rejets, mais aussi de sa proximité au périmètre urbain de la Ville de Rouyn-Noranda et du lac Dufault. L'objectif général du projet est de développer des approches géophysiques, de télédétection et de modélisation numérique pour l'étude des processus hydrologiques du site Quémont-2. Les simulations numériques, réalisées en employant les composantes *SEEP/W* et *TEMP/W* de la suite *Geoslope 2021*, permettront d'améliorer la compréhension du comportement hydrogéologique et thermique des résidus miniers et des zones périphériques.

Les résultats des travaux de laboratoire ont permis de développer une équation empirique locale décrivant la variation de la teneur en eau volumique en surface en fonction de la constante diélectrique des résidus. Ces travaux ont montré que l'élaboration d'une équation de calibration spécifique pour chaque type de sol est nécessaire pour évaluer sa teneur en eau volumique, avec les valeurs les plus proches possible de celles du terrain. Un Géoradar (ci-après GPR) a été employé en mode *Common Mid-Point* (CMP) afin d'estimer la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques (OEM) dans les résidus. Cette démarche a permis l'estimation des teneurs en eau en surface sur la base de relations établies entre la vitesse de propagation des OEM, la constante diélectrique des résidus et leur teneur en eau. Les résultats illustrent le potentiel des méthodes non invasives pour l'obtention d'information sur des propriétés physiques comme la teneur en eau de surface. Des travaux de résistivité électrique ont de surcroît permis de documenter l'architecture des unités géologiques et des résidus et d'évaluer certaines propriétés physiques et hydrauliques des résidus. En effet, l'application de la loi d'Archie a permis d'établir une cartographie en coupe de la distribution de la porosité au sein des résidus à partir de l'exploitation des résultats de résistivité électrique. Cette dernière propriété a aussi été exploitée, en la combinant avec l'équation de Kozeny-Carman, pour construire une cartographie en coupe de la conductivité hydraulique des résidus miniers. Les résultats issus des données de résistivité électrique tendent à indiquer une forte hétérogénéité spatiale de la porosité et de la conductivité hydraulique des résidus. Pour caractériser les résidus miniers à l'échelle locale, un essai d'arrosage contrôlé a été réalisé en utilisant l'imagerie thermique par drone et des sondes de teneur en eau volumique *in situ*. En documentant

la teneur en eau à la surface des résidus, l'imagerie thermique par drone a permis d'illustrer l'hétérogénéité du processus d'infiltration et l'influence des fissures sur l'écoulement dans la tranche supérieure de la zone non saturée.

Une approche combinant le GPR et l'imagerie thermique par drone a été déployée pour évaluer les discontinuités physiques au sein des digues ceinturant les résidus ainsi que les gradients thermiques à la surface de ces dernières. Le GPR a été utilisé en modes réflexion et CMP pour identifier des anomalies susceptibles d'indiquer le niveau d'étanchéité des digues. L'utilisation de l'imagerie thermique a permis de comparer la position des gradients thermiques mesurés à la surface des digues avec celles des discontinuités souterraines détectées sur les profils radar.

Pour la caractérisation du secteur localisé entre l'ancien parc à résidus et le lac Dufault, deux techniques de prospection ont été appliquées, soit la résistivité électrique et l'imagerie thermique par drone. Les résultats des profils de résistivité électrique réalisés dans la zone située à proximité de l'ancien parc à résidus ont permis de bonifier le modèle géologique préalablement établi sur la base de données ponctuelles issues de forages. Les profils collectés près du lac Dufault ont suggéré la présence d'une discontinuité structurale au sein du roc. Les images thermiques acquises par drone dans ce secteur n'ont pas permis de déceler de gradients thermiques associés à l'exfiltration d'eau souterraine au niveau de la potentielle discontinuité structurale.

Les résultats de simulations sur le modèle en coupe représentant le système d'écoulement entre le parc Quémont-2 et le lac Dufault montrent que le niveau piézométrique est très sensible à la conductivité hydraulique dans les résidus miniers et à l'effet des digues. Le modèle numérique développé est une première étape visant à documenter les processus d'écoulement de l'eau souterraine au site d'étude. L'intégration des données terrain et de modélisation a permis d'émettre des recommandations sur les pistes d'amélioration du modèle numérique. Étant non invasives, les approches géophysiques et de télédétection développées dans le cadre de ce projet sont transposables aux sites miniers actifs et abandonnés, et pourraient constituer des outils essentiels pour optimiser la caractérisation de sites et la restauration de passifs environnementaux.

Mots clés : Résidus miniers, Imagerie thermique par drone, Géoradar (GPR), Résistivité électrique, Constante diélectrique, Teneur en eau volumique, Modèle numérique.

ABSTRACT

The present study aims to develop non-invasive approaches for the characterization of the Quémont-2 site, and more particularly the mine tailings. This site, owned by Glencore Fonderie Horne, is located in Rouyn-Noranda, Quebec. Covering an area of approximately 102 ha, the tailings site presents particular environmental issues due to the nature of its mine waste, but also to its proximity to the urban perimeter of the City of Rouyn-Noranda. The general objective of the project is to develop geophysical, remote sensing and numerical modeling approaches for the study of hydrological processes at the Quémont-2 site. Numerical simulations, carried out using the *SEEP/W* and *TEMP/W* components of the *Geoslope 2021* suite, will improve the understanding of the hydrogeological and thermal behavior of tailings and peripheral aquifers.

The results of the laboratory work allowed to develop a local empirical equation describing the variation of the surface volume water content as a function of the dielectric constant of the mine waste. This work has shown that the development of a specific calibration equation for each type of soil is necessary to assess its volume water content, with values as close as possible to those in the field. Ground-penetrating radar (hereafter GPR) was used in Common Mid-Point (CMP) mode to estimate the propagation speed of electromagnetic waves (EMW) in the tailings. This approach allowed to estimate the surface water content based on relationships established between the propagation speed of EMW, the dielectric constant of the tailings and their water content. The results illustrate the potential of non-invasive methods for obtaining information on physical properties such as surface water content. In addition, electrical resistivity work allowed to document the architecture of the geological units and tailings and to evaluate certain physical and hydraulic properties of the tailings. Indeed, the application of Archie's Law allowed to establish a cross-sectional mapping of the distribution of porosity within the mine waste from the use of electrical resistivity results. The electrical resistivity results have also been used, by combining them with the Kozeny-Carman equation, to construct a cross-sectional map of the hydraulic conductivity within the mine waste. The results from the electrical resistivity profiles tend to indicate a strong spatial heterogeneity of the porosity and the hydraulic conductivity of the tailings. To characterize the tailings on a local scale, a controlled spraying test was performed using drone thermal imaging and *in situ* volumetric water content probes. By documenting the water content at the tailings surface, drone thermal imaging allowed to illustrate the heterogeneity of the infiltration process and the influence of fissures on the flow in the upper section of the unsaturated zone.

An approach combining GPR and drone thermal imaging has been deployed to assess the physical discontinuities within the dams surrounding the tailings, as well as the thermal gradients at the surface of the dams. The GPR was used in reflection and CMP modes to identify anomalies that could indicate the level of watertightness of the dams. The use of thermal imagery allowed to compare the position of thermal gradients measured at the surface of the dams with those of underground discontinuities detected on the radar profiles.

To characterize the area located between the old tailings pond and Lake Dufault, two prospecting techniques were used, namely electrical resistivity and drone thermal imaging. The results of the electrical resistivity profiles carried out in the area near the old tailings pond have improved the geological model previously established based on drilling information. Profiles collected near Lake Dufault suggested the presence of a structural discontinuity within bedrock. Thermal images acquired by drone in this area did not allow to detect thermal gradients associated with groundwater seepage at the potential structural discontinuity.

The results of simulations on the cross-sectional model representing the flow system between Quémont-2 site and Lake Dufault show that the piezometric level is very sensitive to variations to hydraulic conductivity in the tailings and to the effect of dams. The developed numerical model is a first step to document the groundwater flow processes at the study site. The integration of field data and modeling allowed to make recommendations on ways to improve the numerical model. Being non-invasive, the geophysical and remote sensing approaches developed in this project can be transposed to active, abandoned mining sites, and could become essential tools for optimizing site characterization and restoration.

Keywords: Mine tailings, Drone thermal imaging, Ground penetrating radar (GPR), Electrical resistivity, Dielectric constant, Volume water content, Numerical model.

TABLE DES MATIÈRES

<i>DÉDICACE</i>	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	V
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XII
LISTE DES FIGURES.....	XIV
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XX
LISTE DES ANNEXES.....	XXIII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Contexte de l'étude et problématique.....	1
1.2 Objectifs	5
1.3 Hypothèses de recherche.....	6
1.4 Contenu du mémoire	6
1.5 Originalité du projet et contributions scientifiques.....	7
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE.....	10
2.1 Description des méthodes géophysiques.....	11
2.1.1 Méthodes électriques.....	12
2.1.2 Méthodes électromagnétiques : GéoRadar (GPR)	19
2.1.3 Méthode de télédétection : Imagerie thermique par drone.....	31
2.2 Détermination des paramètres géologiques et hydrogéologiques à l'aide de méthodes géophysiques.....	34
2.2.1 Socle rocheux, stratigraphie et épaisseur des formations géologiques	35
2.2.2 Porosité et granulométrie	38

2.2.3	Teneur en eau et degré de saturation	40
2.2.4	Conductivité hydraulique	44
2.2.5	Niveau piézométrique et échange entre milieu saturé-non saturé	47
2.2.6	Autres paramètres hydrogéologiques	50
2.3	Application des méthodes géophysiques pour la caractérisation des sites miniers.....	52
2.4	Utilisation des drones dans le secteur de l'industrie minière	60
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE : PROCÉDURES EXPÉRIMENTALES ET MODÉLISATION		63
3.1	Situation géologique et hydrogéologique.....	63
3.1.1	Localisation du site d'étude	63
3.1.2	Contextes géologique et hydrogéologique	67
3.2	Approche méthodologique	70
3.2.1	Approches méthodologiques déployées dans la zone 1	76
3.2.2	Approches méthodologiques déployées dans la zone 2	90
3.2.3	Approches méthodologiques déployées dans la zone 3	92
3.3	Modèle conceptuel et simulations numériques	92
CHAPITRE 4 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS.....		100
4.1	Analyse des résultats de la zone 1	100
4.1.1	Évaluation des caractéristiques des résidus en laboratoire.....	100
4.1.2	Analyse de la constante diélectrique à partir de données GPR	110
4.1.3	Analyse du processus d'infiltration par imagerie thermique	112
4.1.4	Analyses des hétérogénéités souterraines au sein des résidus (R1 : figure 3.3).....	117
4.2	Analyse des résultats de la zone 2.....	122
4.2.1	Analyse des discontinuités structurales souterraines dans les digues	122
4.2.2	Analyse des gradients thermiques sur les digues	126

4.3	Analyse des résultats de la zone 3	131
4.3.1	Milieu naturel à proximité de l'ancien parc	131
4.3.2	Milieu naturel à proximité du lac Dufault	134
4.4	Modélisation	140
4.4.1	Simulations du processus d'infiltration	140
4.4.2	Simulation du système d'écoulement en coupe	148
CHAPITRE 5	CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	158
5.1	Synthèse des résultats et amélioration du modèle conceptuel	158
5.2	Recommandations et pistes d'amélioration du modèle numérique	161
LISTE DES RÉFÉRENCES		163
ANNEXES		178

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Résumé des différentes configurations pour les méthodes électriques et leurs caractéristiques (adapté de Samouelian, 2005)	16
Tableau 2.2 Avantages et inconvénients des méthodes électriques	19
Tableau 2.3 Permittivité relative et vitesse pour les matériaux géologiques sélectionnés (Baker et al., 2007).....	27
Tableau 2.4 Avantages et inconvénients du Géoradar	30
Tableau 2.5 Avantage, inconvénients et limites de l'utilisation d'un drone thermique.....	34
Tableau 2.6 Application des drones dans le domaine minier.....	62
Tableau 3.1 Résumé de la procédure expérimentale et objectifs pour les trois zones	75
Tableau 3.2 Caractéristique et équations de calibration des sondes GS3, 5TE et 5TM.....	81
Tableau 3.3 Valeurs des paramètres de la loi d'Archie utilisés pour les résidus miniers	89
Tableau 3.4 Valeurs des paramètres utilisés pour l'équation de Kozeny-Carman.....	89
Tableau 3.5 Résumé des références utilisées pour l'établissement du modèle conceptuel.....	93
Tableau 3.6 Données d'entrées pour les matériaux naturels	98
Tableau 3.7 Données d'entrées pour les digues	98
Tableau 3.8 Récapitulatif des conditions aux limites appliquées au modèle	99
Tableau 4.1 Résultats des mesures de la TEM pour les deux sites avec vols stationnaires	101
Tableau 4.2 Résultats du calcul de la masse volumique apparente sèche avec les méthodes ENC et EC et masse volumique du solide	103
Tableau 4.3 Résultats du calcul de la TEV avec les deux méthodes pour les sites 1 et 2.....	104
Tableau 4.4 Résultats de la conversion de la TEV des sondes en constante diélectrique pour le site 1	106

Tableau 4.5 Résultats de la conversion de la TEV des sondes en constante diélectrique pour le site 2.....	107
Tableau 4.6 Calcul de la TEV à partir du GPR et comparaison avec la sonde 5TM	110
Tableau 4.7 Synthèse des scénarios des simulations.....	146
Tableau 4.8 Résultats de l'évaluation statistique du modèle transitoire	152
Tableau 4.9 Synthèse des différents scénarios appliqués pour le modèle transitoire <i>SEEP/W</i>	153
Tableau 4.10 Synthèse des résultats de l'étude de sensibilité pour le puit au roc Q2-R-PO-03-18 (nouveau parc à résidus miniers).....	155
Tableau 4.11 Synthèse de l'étude de sensibilité pour le puit au roc Q2-R-PO-01-18 (ancien parc à résidus)	156

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation du parc à résidus miniers Quémont-2 de Glencore Fonderie Horne.....	3
Figure 1.2 Accumulation de résidus miniers sur le site Quémont-2 (2 octobre 2019)	4
Figure 1.3 Organigramme de la structure du projet	9
Figure 2.1 Résistivité des roches, des sols et des minéraux (Loke, 2001)	13
Figure 2.2 Appareil de résistivité électrique : Syscal Pro Switch 72 d'Irsi Instruments (GRES- UQAT)	15
Figure 2.3 Principe de mesure avec des électrodes (Loke et al., 2013)	16
Figure 2.4 Exemple de profils de résistivité en 2D : (A) pseudo-section de résistivité apparente et (B) model d'inversion (Loke et al., 2013).....	18
Figure 2.5 Transmission et réflexion des ondes radar sur un objet (Annan et Davis, 1997)	21
Figure 2.6 Principe de fonctionnement du GéoRadar (Neal, 2004).....	22
Figure 2.7 Profondeurs d'exploration typiques réalisables dans des matériaux courants où le GPR est une technique utile (Annan et Davis, 1997)	24
Figure 2.8 Exemple d'un profil GéoRadar de fréquence 50 M hz (Jol, 2009).....	25
Figure 2.9 Principe du mode CMP (Baker et al., 2007).....	26
Figure 2.10 Illustration schématique d'un profilage à un seul pli décalé le long d'une ligne montrant les principaux paramètres de spécification de l'investigation (Jol, 2009)	28
Figure 2.11 Appareil GPR Pulse Ekko Pro (GRES-UQAT).....	29
Figure 2.12 Composantes typiques d'un drone (Daponté et al., 2017).....	32
Figure 2.13 Drone thermique DJI Zenmuse XT2 utilisé dans ce projet	32
Figure 2.14 Exemple d'une source de rayonnement TIR émis et réfléchi en télédétection thermique (Torgerson et al., 2001)	33
Figure 2.15 Schéma explicatif sur l'utilisation des méthodes géophysiques pour la caractérisation de la structure du sol (Romero-Ruiz et al., 2018)	37

Figure 2.16 Variation de la résistivité avec la teneur en eau (McCarter, 1984).....	40
Figure 2.17 Mesures au laboratoire en utilisant des fréquences de 500 MHz et 900 MHz GPR sur le sable. La vitesse de propagation des ondes radar est présentée en fonction de la teneur en eau (Hagrey et Muller, 2000)	42
Figure 2.18 Résultats des mesures in situ pour le sable d'un site expérimental. De gauche à droite : La vitesse des ondes radar à partir des points du spectre, 500 M hz de fréquence; Potentiel de l'eau à partir des mesures avec le tensiomètre; Teneur en eau (Hagrey et Muller, 2000)	42
Figure 2.19 Relation entre la teneur en argile + silt (à gauche), le sable (à droite) et la conductivité hydraulique (Delgado-Rodriguez et al., 2011).....	47
Figure 2.20 Réponse du GPR lorsque les ondes radar rencontrent la frange capillaire (Paz et al., 2017).....	48
Figure 2.21 Section de profils inverses de la résistivité 2D avec la configuration de Wenner (Afshar et al., 2015).....	50
Figure 2.22 Section de profil radargrammes 2D du GPR (Afshar et al., 2015).....	50
Figure 2.23 Comparaison entre les données de forage, les températures au sol et la réponse visible sur les traces GPR pour les antennes de 250 et 100 MHz (Stevens et al., 2008).....	51
Figure 2.24 (A) Profil de résistivité apparente; (B) Profil de résistivité réelle (les zones de fractures sont identifiées par 1, 2, 3 et 4) (Galdón et al., 2017).....	54
Figure 2.25 (A) Profil GPR le long du canal de drainage La Paloma à l'aide d'antennes blindées de 250 MHz de fréquence. 1, 2, 3 et 4: zones de fractures détectées dans le profil ERI. (B) Veine détectée à 334 m de l'origine du profil. (C) Veine de quartzite à 376 m du profil d'origine. (D) Zone de fracture et précipitation minérale à 410 m de l'origine du profil (Galdón et al., 2017).....	54
Figure 2.26 Profil d'imagerie de résistivité électrique (Cortada et al., 2017).....	56
Figure 2.27 Profil GPR réalisé au sein d'une aire d'accumulation de résidus miniers (fréquence de 100 M Hz) (Cortada et al., 2017)	56

Figure 2.28 Relations entre la résistivité électrique et le sulfate de soufre dans le matériau solide (1) et entre la résistivité électrique et la concentration totale en métaux (2) et en zinc (3) en solution aqueuse extraits de résidus miniers (Epov et al., 2017)	59
Figure 2.29 Résultats des levés topographiques à l'aide d'un drone à voilure tournante. (a) Image orthomosaïque (b) Modèle numérique du surface (modifiée de Lee et Choi, 2015a)	61
Figure 2.30 Visualisation 3D d'un stock de minerai créé par un drone. (a) Image orthomosaïque (b) Modèle 3D (Lee et Choi, 2016)	61
Figure 3.1 Localisation du site d'étude avec l'ancien parc (A.P.), le nouveau parc, et le positionnement des digues (lignes jaunes)	64
Figure 3.2 Structure de la digue G (modifiée de WSP, 2019b)	65
Figure 3.3 Structure des digues D, E et F (adaptée de WSP, 2019b).....	66
Figure 3.4 Carte de la géologie du roc de la zone d'étude (adaptée de WSP, 2019a)	68
Figure 3.5 Carte des dépôts de surface de la zone d'étude (adaptée WSP, 2019a).....	69
Figure 3.6 Carte de la topographie et de l'hydrologie de la région du site Quémont-2 (adaptée des données du Cloutier et al., 2016).....	70
Figure 3.7 Modèle conceptuel de la section étudiée	71
Figure 3.8 Résumé des approches suivies dans la présente étude.....	72
Figure 3.9 Schéma simplifié des travaux de géophysique, thermique et d'échantillonnage des résidus réalisés dans les trois zones du site d'étude (RE : résistivité électrique).....	74
Figure 3.10 Prélèvement et stockage d'échantillons de résidus miniers sur le terrain (19 septembre 2019).....	77
Figure 3.11 Échantillons séchés dans un four (21 septembre 2019).....	78
Figure 3.12 Mesure de la masse volumique absolue (25 décembre 2019)	80
Figure 3.13 Sondes utilisées pour la mesure de la constante diélectrique	81
Figure 3.14 Mesures de la Vitesses des ondes électromagnétiques en mode CMP avec le géoradar	83

Figure 3.15 Schéma explicatif de l'approche de mesure de la TEV avec une combinaison de mesures GPR <i>in situ</i> et analyse d'échantillon au laboratoire	84
Figure 3.16 Dispositif expérimental du vol stationnaire	85
Figure 3.17 Géométrie du modèle avec la représentation d'une fissure à la surface	86
Figure 3.18 Appareil de résistivité électrique de type <i>Syscal Pro</i> du GRES	88
Figure 3.19 Ligne de GPR réalisée avec le mode réflexion sur la digue G (2 octobre 2019).....	91
Figure 3.20 Localisation de la section modélisée avec SEEP/W, de la digue A au lac Dufault (ligne bleue).....	95
Figure 3.21 Modèle géologique conceptuel de la section modélisée (B.P. : bassin de polissage).96	
Figure 4.1 Comparaison entre les TEV mesurées avec la norme DS 2216-19 et les TEV mesurées avec les sondes pour une masse volumique basée sur la méthode EC.....	105
Figure 4.2 Comparaison entre les TEV mesurées avec la norme DS 2216-19 et les TEV mesurées avec les sondes pour une masse volumique basée sur la méthode ENC.....	105
Figure 4.3 Constante diélectrique en fonction de la TEV du site 1	108
Figure 4.4 Constante diélectrique en fonction de la TEV du site 2	108
Figure 4.5 Comparaison entre la TEV mesurée du GPR avec la TEV mesurée avec la sonde 5TM	111
Figure 4.6 Suivi de la température avec le drone suite à l'arrosage.....	113
Figure 4.7 Évolution temporelle des températures de surface des résidus (axe de gauche) et des teneurs en eau (axe de droite) au cours d'une expérience d'infiltration menée sur le terrain	114
Figure 4.8 Variation spatiale de la teneur en eau, et donc de l'infiltration (figure du bas), avec l'image optique en haut (à 3 minutes après la fin de l'arrosage)	116
Figure 4.9 Profil de résistivité électrique sur les résidus dans la zone 1(R1) avec la configuration Wenner-Schlumberger	117
Figure 4.10 Profil de résistivité électrique sur les résidus dans la zone 1 (R1)avec la configuration Wenner	118

Figure 4.11 Variation de la porosité dans les résidus miniers avec les configurations Wenner et Wenner-Schlumberger	119
Figure 4.12 Variation en 2D de la conductivité hydraulique dans les résidus miniers	121
Figure 4.13 Profil GPR en mode réflexion réalisé sur la digue G (environ 796 m)	123
Figure 4.14 Photos de la zone de nouveau parc à l'est de la digue G où l'anomalie physique a été observée (3 octobre 2019)	124
Figure 4.15 Ligne de GPR pour la digue D (fréquence de 100 MHz)	125
Figure 4.16 Profil GPR pour la digue E en mode réflexion (fréquence de 100 MHz)	126
Figure 4.17 Profiles GPR pour la digue F en mode réflexion (fréquence de 100 MHz)	126
Figure 4.18 Image thermique par drone, partie nord de la digue G (vol à 10h19 : 02 octobre 2019)	127
Figure 4.19 Imagerie thermique par drone pour un vol sur la partie sud de la digue G (vol à 10h35 : 02 octobre 2019)	128
Figure 4.20 Imagerie thermique avec drone des digues D, E et F (10h05, 30 juin 2020)	130
Figure 4.21 Image visible du drone correspondante à la figure 5.20 (digues D, E et F)	131
Figure 4.22 Profil de résistivité avec la configuration Schlumberger au voisinage de l'ancien parc à résidus (R2 : figure 3.9)	132
Figure 4.23 Configuration Wenner au voisinage de l'ancien parc à résidus (R2 : figure 3.9)	133
Figure 4.24 Configuration dipôle-dipôle au voisinage de l'ancien parc à résidus (R2 : figure 3.9)	134
Figure 4.25 Configuration Schlumberger au voisinage du lac default (R3 : figure 3.3)	135
Figure 4.26 Configuration de Wenner au voisinage du Lac Dufault (R3 : figure 3.3)	135
Figure 4.27 Configuration Wenner-Schlumberger au voisinage du Lac Dufault (R3 : figure 3.9)	136
Figure 4.28 Configuration dipôle-dipôle au voisinage du lac Dufault (R3 : figure 3.3)	136
Figure 4.29 Déformation en surface des affleurements rocheux (mai 2021)	137

Figure 4.30 Carte de localisation des failles (adapté WSP, 2019a)	138
Figure 4.31 Imagerie par drone du secteur de la faille South Bay: visible (image de gauche) et classification en fonction de type de couverture (image de droite).....	139
Figure 4.32 Imagerie thermique dans le secteur de la faille South Bay	139
Figure 4.33 Comparaison des données simulées (<i>SEEP/W</i>) avec les données observées (sonde 5TM) pour la teneur en eau de surface.....	141
Figure 4.34 Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle.....	142
Figure 4.35 Comparaison des données simulées (<i>TEMP/W</i>) avec les données observées (drone à caméra thermique) pour la teneur en eau de surface	144
Figure 4.36 Position de la zone normale (ZN) et la zone fissurée (ZF) pour le modèle.....	144
Figure 4.37 Étude de sensibilité des paramètres d'entrées du modèle.....	147
Figure 4.38 Lignes équipotentiellles pour la simulation en régime permanent	148
Figure 4.39 Carte de localisation des puits d'observation utilisés pour calibrer le modèle	149
Figure 4.40 Calage du modèle en régime permanent pour les trois puits (Q2-PO-R-03-18, Q2-PO-R-01-18, PO-4-1)	150
Figure 4.41 Calage du modèle en régime transitoire pour le puits Q2-R-PO-03-18	151
Figure 4.42 Calage du modèle transitoire pour le puits Q2-R-PO-01-18. La baisse du niveau piézométrique au début de la période correspond à l'échantillonnage du puits dans le cadre des suivis environnementaux de la Fonderie Horne.....	151
Figure 5.1 Synthèse des résultats de l'approche multi-méthodes dans la présente étude	160

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

GPR	Géoradar (<i>Ground Penetrating Radar</i>)
ρ_a	Résistivité apparente ($M L^3 T^{-3} \cdot I^{-2}$)
v	Vitesse des ondes électromagnétiques [$L T^{-1}$]
C_0	Célérité de la lumière [$L T^{-1}$]
ϵ_r	Permittivité diélectrique relative [-]
μ_r	Perméabilité magnétique relative [-]
ω	Fréquence angulaire [T^{-1}]
f	Fréquence d'onde [T^{-1}]
σ	Conductivité du milieu [$M^{-1} L^{-3} T^3 I^2$]
α_a	Coefficient d'atténuation [L^{-1}]
δ	Profondeur de pénétration du signal [L]
ϕ	Porosité du sol [-]
TEV	Teneur en eau volumique du sol [-]
ϵ_s	Permittivité diélectrique du sol [$M^{-1} L^{-3} T^4 I^2$]
ϵ_v	Permittivité diélectrique de l'air [$M^{-1} L^{-3} T^4 I^2$]
ϵ_w	Permittivité diélectrique de l'eau [$M^{-1} L^{-3} T^4 I^2$]
CMP	<i>Common Mid Point</i> (Point médian commun)
UAS	Système d'avion sans pilote (<i>Unmanned Aircraft System</i>)
ρ_w	Résistivité du fluide ($M L^3 T^{-3} \cdot I^{-2}$)
α	Coefficient associé aux propriétés intrinsèques du milieu ($0,5 \leq \alpha \leq 2,5$) [-]
m	Facteur de cimentation [-]
d	Diamètre représentatif de la taille des pores [L]
g	Accélération gravitationnelle ($9,8 \text{ m/s}^2$) [$L T^{-2}$]
ν	Coefficient de viscosité cinématique [$L^2 T^{-1}$]
d_f	Densité du fluide [-]
T_t	Temps de trajet enregistré [T]

L	Distance de séparation entre les forages [L]
OEM	Ondes électromagnétiques
S_w	Saturation en eau [-]
k	Perméabilité intrinsèque [L T]
μ_d	Viscosité dynamique du fluide [M L ⁻¹ T ⁻¹]
K	Conductivité hydraulique [L T ⁻¹]
K_s	Conductivité hydraulique saturée [L T ⁻¹]
R	Résistance transverse [M L ² T ⁻³ I ⁻²]
S	Conductance longitudinal [M ⁻¹ L ⁻² T ³ I ²]
E	Épaisseur de l'aquifère [L]
χ et ψ	Constantes de proportionnalité [-]
C	Teneur en argile [-]
F	Facteur de formation [-]
δ_r	Profondeur du réflecteur [L]
t_{ar}	Temps de trajet aller-retour du signal radar dans le milieu [T]
°C	Degré Celsius [Θ]
WSP	Bureau d'étude et de conseil
TEM	Teneur en eau massique [-]
M_{cms}	Masse du contenant et l'échantillon humide [M]
$M_{c ds}$	Masse du contenant et de l'échantillon sec [M]
M_c	Masse du contenant [M]
M_w	Masse de l'eau [M]
M_s	Masse de l'échantillon sec [M]
ENC	Masse volumique apparente de l'Échantillon Non Consolidé [M]
EC	Masse volumique apparente de l'Échantillon Consolidé [M]
ρ_s	Masse volumique du sol sec [M]
ε_a	Constante diélectrique absolue [M ⁻¹ .L ⁻³ .T ⁴ .I ²]
D2216-19	Norme standard pour la détermination de la teneur du sol et des roches par la masse

D4220-14	Norme standard pour la préservation et le transport des échantillons de sol
T	Température [Θ]
TER	Teneur en eau résiduelle [-]
N	Niveau de la nappe [L]
R	Recharge [$L.T^{-1}$]
ZN	Zone normale
ZF	Zone de fissuration
θ_s	Teneur en eau volumique saturée
RMSE	Erreur quadratique moyenne (méthode des moindres carrés)
x	Valeurs de données observées [L]
y	Valeurs de données estimées (calculées) [L]
MAE	Erreur maximum absolue (<i>Maximum Absolute Error</i>)

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)	178
ANNEXE B (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)	179
ANNEXE C (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)	180
ANNEXE D (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)	181
ANNEXE E (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)	182
ANNEXE F (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)	185
ANNEXE G RÉSUMÉ DES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS POUR LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES (ADAPTÉ DE LOKE et al, 2013)	187

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Contexte de l'étude et problématique

Les ressources naturelles, dont le secteur des ressources minérales, font partie intégrante de l'économie canadienne, de son développement et de son tissu social. Au Canada, ce secteur d'activité assure le bien-être et l'indépendance de nombreuses communautés, et constitue un moteur de l'activité économique et sociale dans des domaines tels que l'électronique, le transport et l'énergie (MSPR, 2019). On retrouve au Canada quelques-unes des plus grandes entreprises minières au monde et le pays fait partie des cinq premiers producteurs internationaux pour 17 métaux et substances minérales (Aubertin et al., 2003). En 2019, les activités minières et métallurgiques introduisent environ 109 milliards de dollars ou 5 % du PIB nominal total du Canada, ce qui a généré 719 000 emplois directs et indirects, représentant un emploi sur 26 au Canada (Marshall, 2020). En plus de ces ressources naturelles, la riche histoire minière du Canada a conduit le pays à devenir un leader mondial dans le développement de connaissances, de compétences et de l'innovation dans le secteur minier, contribuant à la prospérité du pays. Cette croissance économique et les avantages sociaux qu'elle engendre s'accompagnent cependant de défis environnementaux associés aux différentes phases du cycle de vie des mines, de l'exploration à la fermeture, en passant par l'exploitation et la restauration. De ce fait, l'image publique du secteur minier et l'acceptabilité sociale des projets sont étroitement liées à la performance environnementale des exploitants, en raison notamment des problèmes hérités des sites miniers abandonnés et des préoccupations sociétales sur l'eau, les émissions dans l'air, les rejets miniers et les gaz à effet de serre (GES).

Au Canada, l'industrie minière est sujette à diverses réglementations fédérales, provinciales et territoriales permettant de fixer une norme minimale de performance environnementale du secteur minier (MSPR, 2019; DORS/2002-222; DR019). C'est dans le cadre de ces réglementations environnementales sur les sites miniers, et plus particulièrement les aires d'entreposage de rejets miniers, que les entreprises auxquelles appartiennent ces sites

doivent élaborer un plan de restauration pour la réhabilitation des sites à la fin des activités. La Fonderie Horne de Glencore, située à Rouyn-Noranda au Québec, présente des enjeux environnementaux particuliers en raison de la nature de ses rejets, mais aussi de sa proximité au périmètre urbain de la Ville de Rouyn Noranda.

Les fonderies et les raffineries reçoivent des minerais et des concentrés des mines et des usines, ainsi que des matières recyclées dont les métaux sont extraits et purifiés. Les activités d'une fonderie ou d'une raffinerie peuvent être à l'origine du prétraitement des minerais, des concentrés et des matières recyclées par le grillage, la fusion, le convertissage, l'affinage au feu, l'électro-affinage, l'affinage par carboxylation, la lixiviation, l'électroextraction, la coulée et le conditionnement des dégagements gazeux des procédés (CPÉ, 2006). De ce fait, les types de rejets liés aux fonderies sont variés et incluent des émissions atmosphériques, des effluents liquides, des laitiers, des boues, des schlamms et autres résidus et déchets (CPÉ, 2006).

Pour la Fonderie Horne, ce projet se concentre sur les rejets liquides et les boues de traitement du parc à résidus Quémont-2, situé au nord du périmètre urbain de la Ville de Rouyn-Noranda (figure 1.1). Ce parc à résidus, qui s'étend sur une surface d'environ 102 ha, a servi successivement à la déposition de résidus sulfureux, de scories et à de la co-déposition de rejets. Ces rejets en co-déposition sont composés de scories fraîches générées à la suite de la flottation du cuivre résiduel dans le concentrateur de la Fonderie Horne et de la boue de traitement de l'Unité de Traitement des Acides Faibles (UTAF) (figure 1.2). Ces matériaux peuvent générer des eaux contaminées et sont ainsi susceptibles de présenter un risque pour la santé et la sécurité de la population de la Ville de Rouyn-Noranda et d'affecter la qualité de l'environnement. Le site est notamment à proximité du lac Dufault, lequel représente la source principale d'eau potable de la Ville de Rouyn-Noranda. Le parc à résidus est également situé au nord du lac Osisko, qui fait partie du périmètre urbain de Rouyn-Noranda et qui a été contaminé par le passé par les activités de la fonderie, les parcs à résidus miniers et les eaux usées municipales. Depuis la construction des digues en 1968, l'apport de contaminants dans la partie sud du lac Osisko a grandement diminué. Malgré cette diminution importante, certaines concentrations d'éléments traces mesurées dans l'eau du lac Osisko, comme celles de l'aluminium (Al), du cadmium (Cd), du cuivre (Cu)

et du plomb (Pb), dépassent les concentrations recommandées pour protéger les organismes aquatiques d'effets chroniques ou aigus (Proulx et al., 2015).

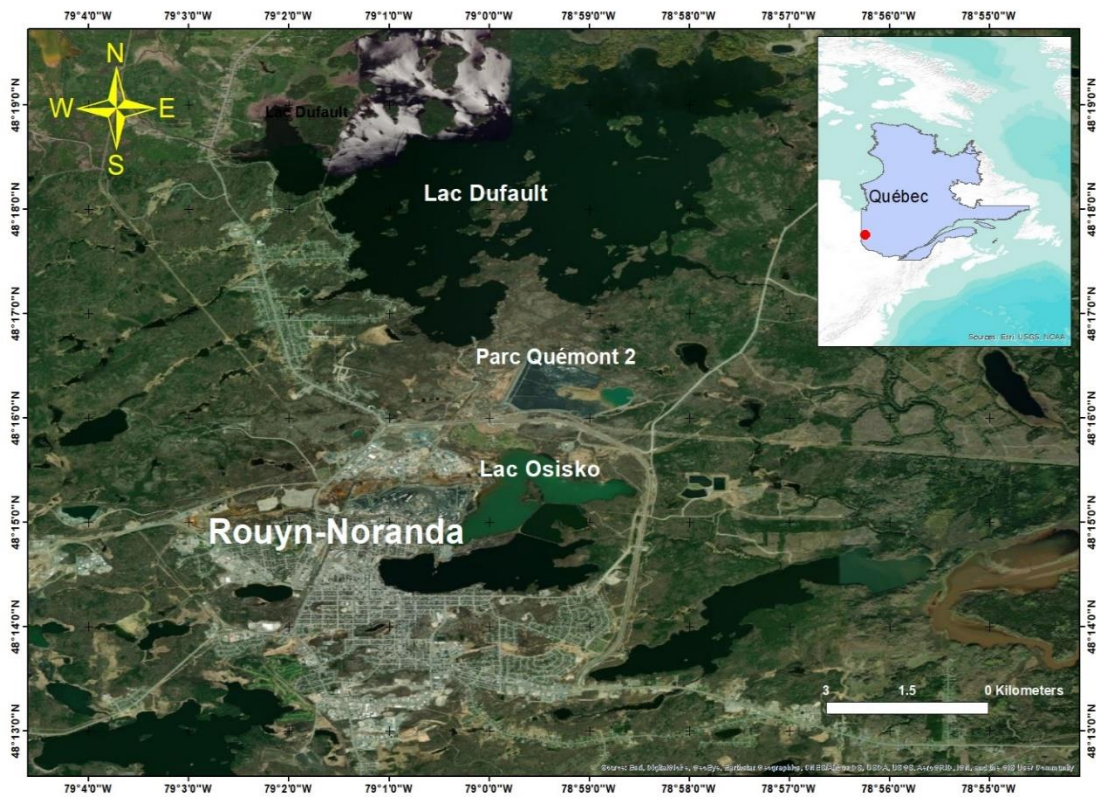


Figure 1.1 Localisation du parc à résidus miniers Quémont-2 de Glencore Fonderie Horne



Figure 1.2 Accumulation de résidus miniers sur le site Quémont-2 (2 octobre 2019)

C'est dans le cadre de la révision du plan de restauration du parc à résidus Quémont-2 que la Fonderie Horne a initiée un partenariat de recherche avec l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) pour créer la Chaire institutionnelle REGENERER sur les sites dégradés par les activités de traitement métallurgique. La programmation de recherche la Chaire REGENERER vise à identifier le meilleur scénario de réhabilitation pour le parc à résidus Quémont-2, qui atteindra sa capacité maximale entre 2022 et 2024 (WSP, 2019b). Ce site a été ciblé notamment pour sa proximité avec le milieu urbain et avec le lac Dufault. La réhabilitation efficace d'un parc à résidus vise à protéger l'environnement et nécessite une évaluation du cadre hydrogéologique et géochimique local pour supporter la sélection du mode de restauration le plus approprié.

Associée à la Chaire REGENERER, cette étude s'intègre aussi au projet « Quantification des flux diffus de contaminants : approche multi-méthodes pour optimiser la gestion environnementale des sites miniers » du programme « Projets de recherche orientée en

partenariat / Développement durable du secteur minier – II » du FRQNT. Cette synergie, entre la Chaire REGENERE et le projet du FRQNT, permet d'optimiser des approches novatrices en contexte minier (géophysique, imagerie par drone, géochimie isotopique), contribuant à limiter les sources d'incertitudes dans l'identification de la provenance et la quantification des flux diffus de contaminants d'un site minier, un enjeu majeur en vue d'améliorer la gestion environnementale des sites miniers. Dans le cadre de cette programmation de recherche, ce projet de maîtrise cible l'amélioration des connaissances relatives aux processus hydrologiques et aux interactions potentielles entre les aires d'accumulation de résidus, les aquifères et le lac Dufault.

1.2 Objectifs

S'inscrivant dans le contexte préétabli, l'objectif général de cette étude est de tester l'applicabilité d'approches non invasives de géophysique et de télédétection pour l'étude des processus hydrologiques du parc à résidus miniers du Quémont-2 avec son environnement naturel. L'objectif d'étudier le parc à résidus dans son contexte général, en incluant la caractérisation des zones périphériques, revêt une importance singulière considérant que le milieu naturel représente une zone de transition entre le parc à résidus et le Lac Dufault. L'accent est mis sur l'utilisation d'approches géophysiques électromagnétiques (radar de pénétration du sol, ci-après GPR, pour *Ground Penetrating Radar*) et électriques (résistivité électrique) ainsi que sur la télédétection (imagerie thermique par drone). Des approches numériques sont utilisées aussi pour la modélisation des écoulements et du transfert thermique dans le parc.

Les objectifs spécifiques du projet sont:

- **Objectif spécifique 1 (OS-1)** : Documenter l'hétérogénéité spatiale des processus d'écoulement au sein des aires d'accumulations de résidus et des digues;
 - L'approche s'appuie sur la géophysique (GPR et résistivité électrique) et l'imagerie thermique par drone. L'emphase est mise sur l'évaluation de propriétés telles que la teneur en eau volumique, la porosité, et la conductivité hydraulique.

- **Objectif spécifique 2 (OS-2) :** Évaluer les discontinuités physiques et les gradients thermiques au sein des digues ceinturant les aires d'accumulation de résidus;
 - L'approche s'appuie sur une utilisation combinée du GPR et de l'imagerie thermique.
- **Objectif spécifique 3 (OS-3) :** Simuler numériquement les écoulements d'eau et les flux de chaleur dans le secteur du parc Quémont-2;
 - L'approche s'appuiera sur l'utilisation de modèles numériques développés dans les modules *SEEP/W* et *TEMP/W* de la suite *GeoStudio*. L'approche permettra d'améliorer la compréhension du comportement hydrogéologique et thermique des résidus miniers et des aquifères périphériques.

1.3 Hypothèses de recherche

Les hypothèses de recherche du projet sont directement liées aux objectifs spécifiques préétablis et sont formulées comme suit :

- **Hypothèse 1 :** L'hétérogénéité dans les caractéristiques hydrogéologiques des résidus résulte d'hétérogénéités dans leurs propriétés physiques pouvant être mesurées par des approches non invasives.
- **Hypothèse 2 :** Les discontinuités physiques au sein des digues sont susceptibles d'être associées à des zones d'écoulement d'eau, lesquelles engendreront des gradients thermiques causés par l'exfiltration diffuse d'eau au pied des digues.
- **Hypothèse 3 :** La couche des résidus miniers et les digues d'étanchéité contrôlent les écoulements et le niveau piézométrique au sein du parc à résidus miniers.

1.4 Contenu du mémoire

Le présent mémoire est composé de cinq chapitres. Le premier chapitre est consacré à la présentation du contexte de l'étude, des problématiques associées, des objectifs, hypothèses de recherche, ainsi que l'originalité et les contributions scientifiques du projet.

Dans le deuxième chapitre, une revue de littérature détaillée des méthodes géophysiques utilisées dans ce projet, avec le principe de fonctionnement, les paramètres mesurés, les avantages et les inconvénients est présentée. Le chapitre 2 inclut aussi des études scientifiques concernant l'utilisation des méthodes géophysiques et l'imagerie thermique dans le contexte minier. Une description de la situation géologique et du contexte hydrogéologique du site d'étude est présentée au chapitre 3. Dans le même chapitre, les procédures expérimentales et les démarches associées au développement du modèle numérique seront discutées. Les résultats et les interprétations des différentes procédures expérimentales et des travaux de modélisation sont ensuite présentés au chapitre 4. Finalement, le chapitre 5 de ce mémoire présente en conclusion une synthèse des résultats de cette approche multi-méthodes, avec des recommandations pour améliorer le modèle numérique.

1.5 Originalité du projet et contributions scientifiques

Les processus hydrologiques se produisant dans les bassins de résidus sont souvent étudiés à l'aide de sondes *in situ*, de piézomètres et puits d'observation, de forages, d'expériences à l'échelle pilote et d'échantillons de terrain prélevés pour mener des analyses en laboratoire. Ces outils et approches sont très pertinents car ils permettent de réaliser des mesures hydrauliques et géochimiques précises basées sur des protocoles largement applicables et reproductibles. Néanmoins, ces approches invasives fournissent généralement des informations ponctuelles, alors que l'évaluation de l'hétérogénéité des propriétés et des processus hydrauliques à différentes échelles demeure un enjeu majeur. Les modèles numériques peuvent contribuer à pallier ce problème, mais ces derniers doivent ultimement reposer sur des observations réalisées sur le terrain. En ce sens, l'amélioration des pratiques d'étude des processus hydrologiques au sein des résidus nécessite le développement de méthodes innovantes et complémentaires. Les approches géophysiques non invasives et de télédétection représentent des outils prometteurs pour compléter les approches invasives.

Les méthodes géophysiques non invasives offrent un potentiel de cartographie rapide dans le cadre de l'étude d'enjeux importants comme le drainage minier acide (Filion et al.,

1990). Ces méthodes sont utilisées depuis plusieurs années par l'industrie minière et permettent de cartographier les variations des propriétés physiques du sous-sol pour répondre à des besoins spécifiques dans la phase de l'exploration et de contrôle. En raison du faible coût et du caractère non destructif de ces techniques, leur utilisation est attrayante, et plus rentable par rapport à d'autres méthodes (Mainali, 2006). Plusieurs auteurs ont utilisé avec succès les méthodes géophysiques pour l'étude des structures géologiques et de la stabilité géotechnique des sites miniers (Galdón, 2017; Lghoul, 2012; Yaya et al., 2017; Martín-Crespo et al., 2018) et pour la caractérisation des propriétés pétro-physiques et chimiques des bassins de résidus, stériles et des digues (Acosta et al., 2017; Campbell, 2000 ; Campbell et Fitterman, 2000; Chen, 2018; Epov, 2017; Korneeva et al., 2016; Mainali et al., 2015; Martinez-Pagan et al., 2009; Zarroca et al., 2015). D'autres voies possibles de développement et d'application sont encore peu ou parfois pas documentées dans la littérature, comme l'étude de l'hétérogénéité des propriétés physiques dans les résidus miniers, comme la porosité, la conductivité hydraulique, la distribution de teneur en eau en surface des résidus miniers, du processus d'infiltration en surface et l'étude de l'étanchéité des digues. Ces applications peu étudiées feront l'objet du présent projet. L'emphase sera mise sur les techniques les plus efficaces et adaptées pour répondre aux objectifs et pour vérifier les hypothèses. Une combinaison de méthodes de laboratoire avec de la géophysique et de l'imagerie thermique par drone sera adoptée. Ces méthodes vont permettre une meilleure compréhension de la géologie locale et des propriétés physiques de la zone d'étude. Les résultats de ces différentes approches expérimentales serviront de base au développement d'approches de modélisation. La figure 1.3 présente un organigramme qui résume la structure du projet d'étude.

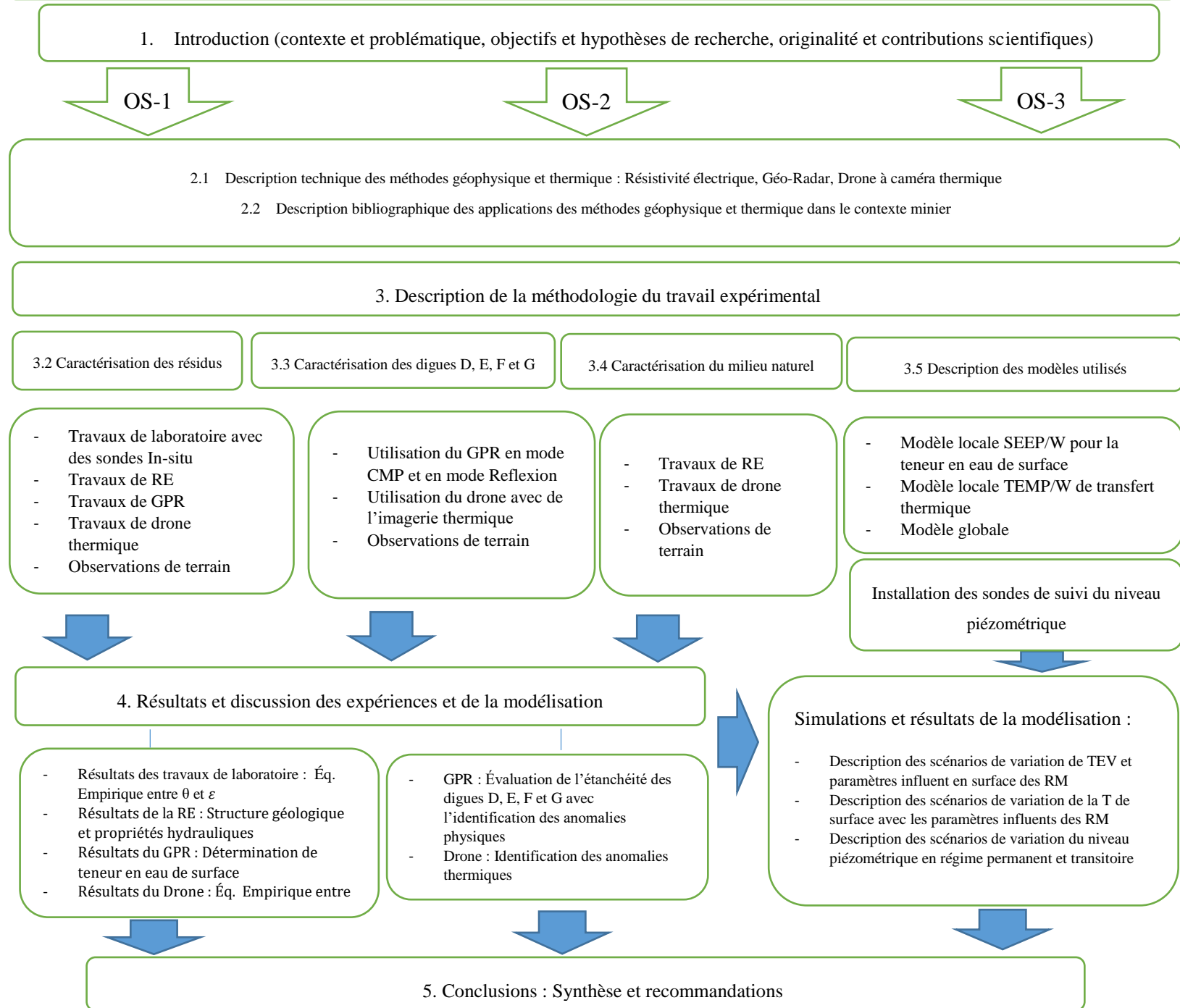


Figure 1.3 Organigramme de la structure du projet

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

Les approches géophysiques non invasives permettent l'étude des caractéristiques des matériaux et fluides présents en sous-surface. Le champ de la géophysique comprend une vaste variété de méthodes utilisées depuis plusieurs décennies notamment en prospection pétrolière, en contexte minier, en hydrogéologie et en sciences environnementales (Galdón et al., 2017; Slater, 2007). L'application des techniques géophysiques et de télédétection en contexte minier présente un potentiel d'intérêt pour la caractérisation des sites et l'évaluation des risques environnementaux. La possibilité de couvrir des surfaces importantes, à moindre coût et souvent de façon non invasive, représente un attrait singulier pour l'application des approches géophysiques.

Les techniques géophysiques peuvent être classées sur différentes bases selon les auteurs :

- Reynolds (1997) propose de différencier les techniques passives et les techniques actives, toutes deux basées sur la propagation du signal en sous-surface. Dans les méthodes passives, les signaux ne sont pas injectés dans le sous-sol terrestre, c'est-à-dire que c'est le signal issu d'une source naturelle qui est mesuré. Dans les méthodes actives, un signal artificiel est émis, pénètre la sous-surface, et c'est le résultat de ce signal qui est mesuré.
- Fallon et al., (1997) suggère de classer les méthodes en fonction de la manière dont elles collectent les données, soit au sein d'ouvertures creusées ou depuis la surface du sol. Les diagraphies de forages représentent les approches réalisées au sein de forages. La diagraphie de forage est la technique utilisée notamment pour recueillir des informations sur les gisements de minéraux à partir du forage au sein des zones minéralisées. En revanche, l'imagerie géophysique est utilisée pour acquérir des données depuis la surface.
- En fonction de la propriété physique qu'elles utilisent pour étudier la sous-surface (Gerhard, 2005).

Voici quelques exemples de méthodes géophysiques actives et passives :

- Méthodes actives : méthodes électriques, méthodes sismiques, électromagnétiques haute et basses fréquences, nucléaires et radiométriques, techniques de télédétection, et diagrapie de forage.
- Méthodes passives : magnétométrie, méthodes telluriques (magnétotelluriques), gravimétriques, techniques de champs magnétique terrestre, et scintillomètre (spectrométrie).

Deux méthodes actives seront discutées dans la première partie de ce chapitre, soit une méthode électrique (résistivité électrique) et une méthode électromagnétique (Géoradar; GPR). Les définitions, le principe, les instruments utilisés ainsi que les avantages et limites des deux méthodes seront discutés. La méthode de télédétection sera aussi discutée en abordant spécifiquement l'acquisition d'images thermiques par drone. D'autres méthodes géophysiques utilisées en recherche et en ingénierie seront identifiées afin de fournir des informations sommaires sur leurs principales applications (Annexe A). La seconde partie de cette revue de littérature portera sur l'utilisation de la méthode électrique et du GPR pour la caractérisation des formations géologiques. Le calcul de la porosité, de la teneur en eau et de la conductivité hydraulique par l'application de modèles physiques sera aussi discuté. Finalement, la troisième et quatrième partie de ce chapitre présenterons des exemples d'application de différentes approches géophysiques et de télédétection en contexte minier.

2.1 Description des méthodes géophysiques

Les méthodes actives, appelées aussi provoquées, créent un phénomène pour en mesurer les effets et répercussions. Ces méthodes se distinguent des méthodes passives, parfois appelées naturelles, qui mesurent les différences naturelles qui existent dans le sol et consistent pour la plupart en la mesure de champs (p. ex. : champ de pesanteur, champ magnétique). La présence d'une hétérogénéité par rapport à un champ homogène en un point de mesure met en évidence une anomalie.

Les méthodes actives sont généralement plus lourdes que les méthodes passives, puisqu'elles doivent comprendre un dispositif d'émission en plus du dispositif de mesure ;

elles sont donc généralement plus coûteuses. Le signal reçu n'est pas directement interprétable, d'où la nécessité de réaliser des traitements en « *post processing* ». Ce traitement peut être long à effectuer, mais il est indispensable pour pouvoir exploiter les informations contenues dans le signal. Les méthodes actives offrent en général plus de possibilités d'applications puisqu'elles permettent de définir et de faire varier les positions et les conditions de l'émission du signal en fonction des applications désirées. Pour ces raisons, les méthodes actives sont les plus utilisées en géophysique.

2.1.1 Méthodes électriques

La méthode électrique en courant continu mesure la différence de potentiel engendrée en différents points de la sous-surface lorsqu'un courant électrique est imposé à la surface. Les mesures ainsi obtenues permettent notamment d'évaluer la structure, la stratigraphie et la lithologie du sous-sol. Des caractéristiques telles la porosité, la teneur en eau et la conductivité électrique du fluide poral peuvent aussi être estimées grâce à cette méthode (Slater, 2007; Rubin et Hubbard, 2005). La méthode électrique fut d'abord appliquée aux deux domaines majeurs de la prospection géophysique soit (1) l'exploration directe pour les gisements de minéraux et (2) l'exploration indirecte par l'étude des formes et de la nature des structures géologiques (Grellier, 2005).

Parmi les techniques de la méthode électrique, la résistivité électrique est la plus utilisée en exploration minérale. Les conditions physiques qui contrôlent la résistivité des milieux géologiques incluent la quantité de vide, la saturation en eau, la composition chimique des fluides présents dans les sols, la porosité et la lithologie.

La résistivité des minéraux et des roches environnantes dépend des propriétés physiques ainsi que de la structure et de la texture des minéraux contenus. Les zones à faible résistivité sont généralement associées à la présence de sulfures, de graphite et de fluides salés (Doyle, 1990). La figure 2.1 présente une comparaison des valeurs de résistivité trouvées, permettant ainsi d'estimer la résistivité du matériau d'intérêt.

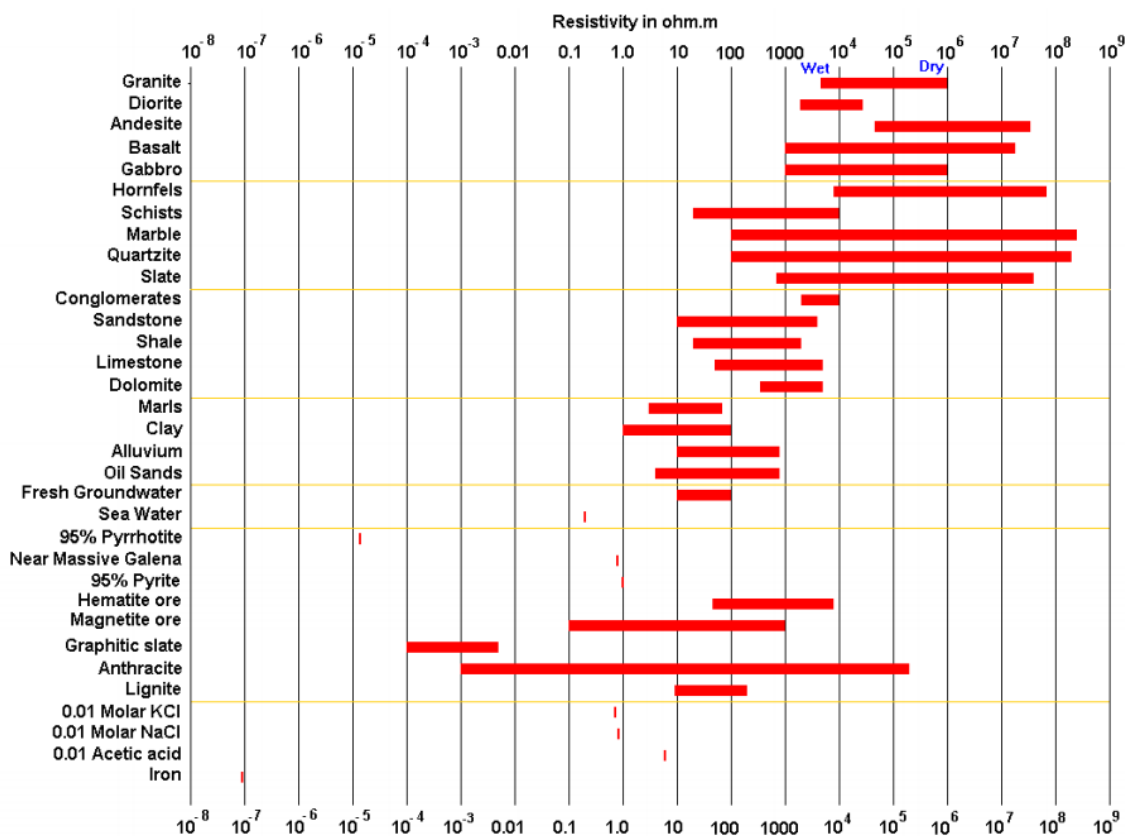


Figure 2.1 Résistivité des roches, des sols et des minéraux (Loke, 2001)

En géotechnique, la technique de résistivité électrique est notamment utilisée pour estimer la profondeur du substrat rocheux et documenter la stratigraphie des dépôts meubles. L'histoire détaillée de la prospection électrique peut être trouvée dans l'étude de Zhdanov (2010).

La PS est généralement adoptée dans l'exploration de gisements associés à la présence de sulfures et de graphite. La polarisation induite a été utilisée pour la prospection de gisements associés à des sulfures métalliques dès 1990 et est maintenant couramment utilisée pour ce type de prospection (Doyle, 1990; Tavakoli et al., 2016).

2.1.1.1 Principe de la résistivité électrique

La différence de potentiel entre les différentes électrodes permet d'avoir la résistivité électrique apparente. Il s'agit de la méthode dite de résistivité électrique. Cette résistivité apparente représente la résistance du sol au passage du courant. La résistivité réelle (vraie)

de chaque couche de la sous-surface peut aussi être évaluée grâce à des méthodes d'inversion. La résistivité apparente n'est égale à la résistivité réelle que dans le cas d'un milieu parfaitement homogène et isotrope dans tout le volume concerné par la mesure (Loke, 2004).

La deuxième technique consiste à mesurer l'évolution du potentiel électrique au cours du temps, à la suite de l'arrêt de l'injection du courant électrique dans le sol (appelé phénomène de décharge). C'est la méthode dite de la polarisation provoquée/induite temporelle.

La résistivité du sol est liée à divers paramètres géologiques dont la minéralogie, le niveau de saturation en fluide, la composition des fluides et la porosité. La technique de résistivité électrique est utilisée depuis plusieurs décennies dans les études hydrogéologiques, minières et géotechniques (Loke, 2004). Le courant électrique circule dans les matériaux terrestres à faible profondeur selon deux voies principales, soit la conduction électronique et la conduction électrolytique. En conduction électronique, le flux de courant se fait via des électrons libres, comme dans les métaux. En conduction électrolytique, le flux de courant se fait via le mouvement des ions dans le fluide poral. Dans les études environnementales, la conduction électrolytique est probablement le mécanisme le plus commun. La conduction électronique est importante en présence de minéraux conducteurs, tels que les sulfures métalliques et le graphite dans les minéraux (Loke, 2004).

Les études d'imagerie / tomographie électriques bidimensionnelles sont généralement effectuées à l'aide d'un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-connecteur (Griffiths et Barker, 1993). Un ordinateur portable associé à une unité de commutation électronique est utilisé pour sélectionner automatiquement, selon une séquence prédéfinie, les quatre électrodes appropriées pour chaque mesure. La tomographie de résistivité électrique utilise un équipement ou un système à plusieurs électrodes pour acquérir automatiquement un grand nombre de données et applique à l'aide d'un logiciel la reconstruction de la structure de résistivité souterraine avec les données observées (Zhou, 2018).

La figure 2.2 illustre l'installation d'un appareil de résistivité électrique, avec câbles, électrodes, batterie, et un ordinateur intégré à l'appareil de mesure. Le courant est généré

soit par une batterie externe ou par la batterie interne de l'appareil. Le choix de la configuration des électrodes est adapté aux objectifs de l'étude (tableau 2.1). Le principe de la méthode est la mesure et l'enregistrement de la différence de potentiel entre les électrodes (figure 2.3). Après avoir lu le fichier de contrôle, selon la configuration choisie, le programme informatique sélectionne automatiquement l'électrode appropriée pour chaque mesure. Certains appareils de terrain sont dotés d'un système à microprocesseur intégré, de sorte qu'un ordinateur portable n'est pas requis sur le terrain. Lors de la réalisation des mesures, les données sont collectées automatiquement et stockées dans l'ordinateur. Le tableau 2.1 résume les caractéristiques des principales configurations pouvant être utilisées pour l'acquisition de données par les méthodes de résistivité électrique.



Figure 2.2 Appareil de résistivité électrique : Syscal Pro Switch 72 d'Irsi Instruments
(GRES-UQAT)

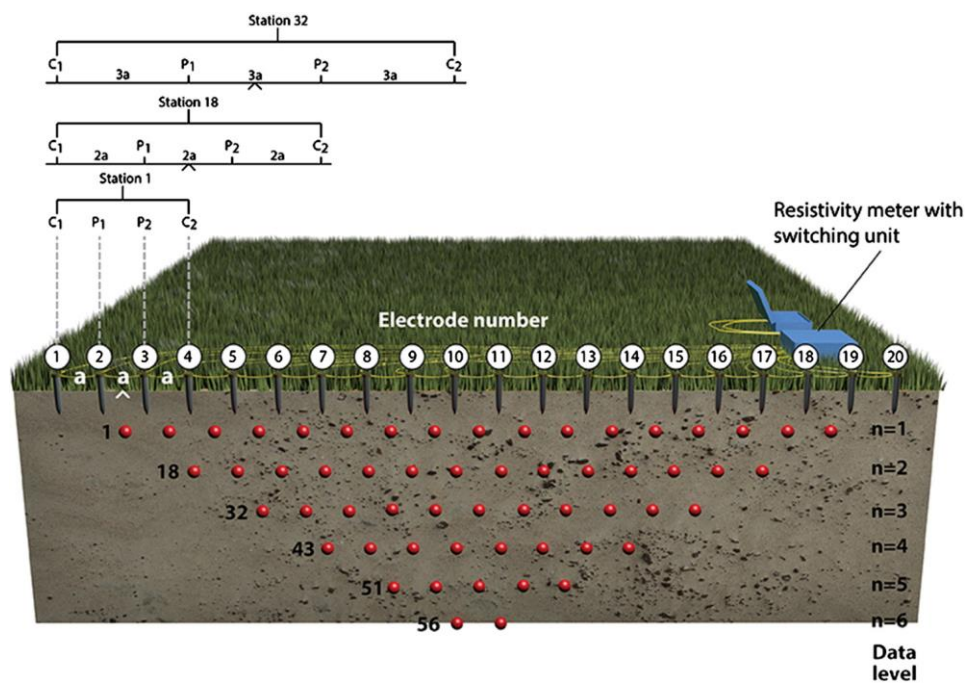


Figure 2.3 Principe de mesure avec des électrodes (Loke et al., 2013)

Tableau 2.1 Résumé des différentes configurations pour les méthodes électriques et leurs caractéristiques (adapté de Samouelian, 2005)

	Wenner	Wenner-Schlumberger	Dipôle-dipôle	Pôle-pôle	Pôle-dipôle
Sensibilité aux structures horizontales	++++	++	+	++	++
Sensibilité aux structures verticales	+	++	++++	++	+
Profondeur d'investigation	+	++	+++	++++	+++
Couverture horizontale des données	+	++	+++	++++	+++
Force du signal	++++	+++	+	++++	++

Les étiquettes sont classées par une échelle de symboles allant de (+) à (++++), afin d'illustrer la sensibilité croissante des différentes configurations vis-à-vis de différents paramètres du tableau 2.1.

Pour toutes les configurations décrites au tableau 2.1, plus l'espace entre les électrodes est grand, plus l'intensité du courant électrique diminue, plus la profondeur d'investigation est grande, et par conséquent plus la résolution diminue. Il devient alors plus difficile de distinguer les différentes couches et les structures voisines qui ont des résistivités proches. Une description plus détaillée des différentes configurations est donnée à l'annexe B.

En fonction de la configuration choisie et de la possibilité de déplacer les électrodes utilisées, il est possible de réaliser soit un sondage électrique, un profil ou une carte de la surface. La tomographie permet quant à elle de réaliser des coupes 2D (ou des blocs 3D) de la distribution de la résistivité en sous-surface.

2.1.1.2 Paramètres mesurés et processus d'inversion

- **Résistivité apparente (Ohm.mètre)**

La valeur de résistivité mesurée sur le terrain ne correspond pas à la résistivité réelle du sous-sol, mais bien à une résistivité dite "apparente". La résistivité apparente n'est égale à la résistivité réelle que dans le cas d'un milieu parfaitement homogène et isotrope dans tout le volume concerné par la mesure (Loke, 2004). La résistivité réelle du sous-sol peut être calculée à partir des valeurs de résistivité apparentes par un processus d'inversion. Ce processus d'inversion consiste à traiter un jeu de données de résistivités apparentes mesurées en surface, résolu numériquement sur ordinateur avec un logiciel, et génère un (ou plusieurs) modèle(s) du milieu compatible(s) avec les mesures réalisées en surface (figure 2.4).

Lors du processus d'inversion, le modèle numérique du jeu de données de résistivités apparentes est discrétisé, de même que son inversion. Une optimisation est ensuite réalisée, en minimisant l'erreur des données prédites et des données mesurées. Plusieurs algorithmes d'optimisation sont utilisés, par exemple celui de Newton ou de Gauss-Newton dont

l'objectif est de trouver le modèle adéquat avec une erreur minimale. Le modèle étant non-unique, la solution doit être régularisée et inclure les données géologiques disponibles. Le choix du modèle approprié, qui représente le mieux la distribution de la résistivité réelle du sol/sous-sol, doit être appuyé et confirmé par des données sur le terrain (forage, structure géologique, failles). La confrontation des différents modèles aux connaissances du site représente une phase importante de l'analyse.

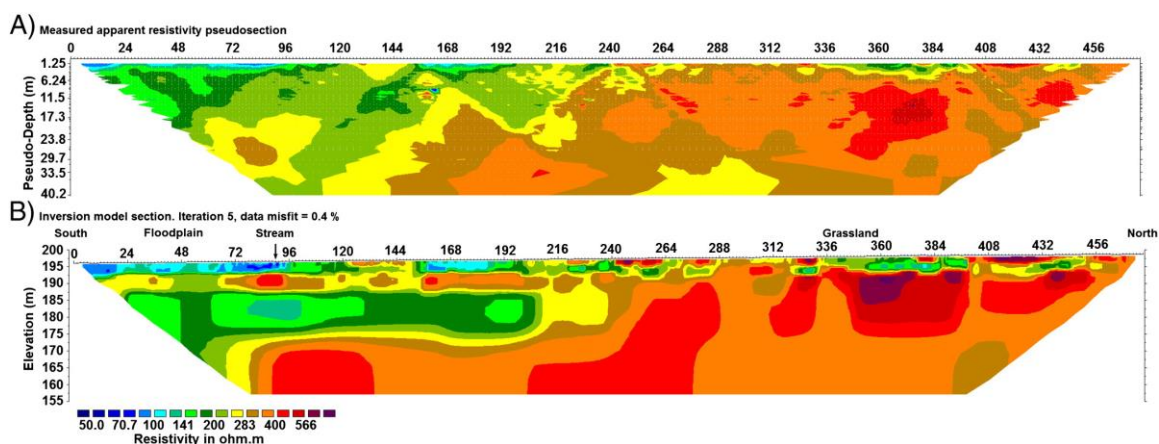


Figure 2.4 Exemple de profils de résistivité en 2D : (A) pseudo-section de résistivité apparente et (B) model d'inversion (Loke et al., 2013)

2.1.1.3 Procédure expérimentale

La mesure de la résistivité électrique demande un levé des profils et des points de mesure. Tous les évènements susceptibles de perturber les mesures doivent être notés et localisés précisément sur une carte / agenda, qui vont servir dans la phase de l'interprétation des données de résistivité. Pour réaliser ces profils, il sera nécessaire d'avoir :

- Une source d'énergie électrique (typiquement une batterie) ;
- Un résistivimètre (incluant un générateur de courant continu) ;
- Un ensemble d'électrodes et les câbles les reliant à l'appareil de mesure ;
- Des matériaux conducteurs pour faciliter l'injection du courant électrique dans le sol en cas de besoin (p. ex. : sel, eau).

La profondeur maximale d'auscultation, la sensibilité à certaines structures et l'intensité du signal dépendent de la configuration géométrique, de l'espacement entre les électrodes, de

la longueur totale du dispositif et du contraste de résistivité généré par l'objet par rapport au milieu environnant.

2.1.1.4 Avantages, inconvénients et limites de la résistivité électrique

Le tableau 2.2 présente quelques avantages et inconvénients de la méthode de résistivité électrique.

Tableau 2.2 Avantages et inconvénients des méthodes électriques

Avantages	Inconvénients
L'équipement est léger, portable et peu coûteux.	Les investigations ciblant l'acquisition de données à grande profondeur nécessitent de longs câbles et prennent beaucoup de temps sur le terrain.
L'interprétation qualitative des données est rapide et simple.	L'interprétation de structures géologiques complexes est difficile et parfois ambiguë.
Les dépenses sur le terrain sont minimales.	La présence de tuyaux en métal, de câbles, de clôtures et de surfaces électriques peut compliquer l'interprétation des données.
L'approche est flexible et peut être utilisée à diverses fins et à différentes profondeurs d'investigation.	Le déploiement des câbles et l'implantation des électrodes le long de parois rocheuses abruptes est difficile.
L'approche peut être utilisée pour les sondages, le profilage et la tomographie.	
La collecte des données est relativement rapide lorsque les profondeurs d'investigations sont faibles.	

2.1.2 Méthodes électromagnétiques : GéoRadar (GPR)

La méthode électromagnétique consiste à faire circuler un courant électrique variable dans une boucle de fil électrique pour produire un champ magnétique. Ce flux génère des courants électriques dans le corps conducteur par induction électromagnétique. En

déplaçant le dispositif de point en point à la surface du sol le long d'une ligne de levé géophysique, les variations en profondeur et latérales de conductivité électrique du sous-sol peuvent être obtenues.

Le radar, qui utilise le même principe que certaines méthodes électromagnétiques, a été développé vers 1930 et a très rapidement été utilisé dans divers domaines : navigation, surveillance des sols, radars doppler ou radars météorologique. À partir des années 1960, cette technologie a été appliquée, dans la gamme des mégahertz, au domaine de la prospection géophysique. L'atténuation des ondes dans le sol, très supérieure à celle de l'atmosphère, a favorisé le développement du radar de sous-surface pour la géotechnique ou le génie civil (Mari et al., 1998).

2.1.2.1 Le Géoradar (Radar de pénétration du sol GPR)

Le Géoradar (GPR) est un appareil géophysique non invasif qui permet la détection des discontinuités diélectriques dans le sous-sol (<50 m), par la génération, la transmission, la propagation, la réflexion et la réception d'impulsions discrètes d'énergie électromagnétique à haute fréquence (MHz) (Neal, 2004). Il s'agit de l'une des méthodes électromagnétiques les plus utilisées pour l'obtention d'informations sur les structures et les propriétés physiques du sous-sol. Le GPR est composé d'une antenne émettrice et d'une antenne réceptrice et la fréquence du signal radar est d'une fréquence de plusieurs dizaines de MHz. La fréquence du signal est généralement comprise entre 10 et 10 000 MHz (Lai et al., 2018) ou 100 MHz - 1 GHz (Galdón et al., 2017), selon la dimension des antennes émettrice et réceptrice. Le signal émis traverse le matériau, est diffusé ou réfléchi par des changements d'impédance donnant lieu à des événements similaires au signal émis (figure 2.5). En d'autres termes, la reconnaissance du signal est simple car le signal de retour ressemble au signal émis (Annan et Davis, 1997).

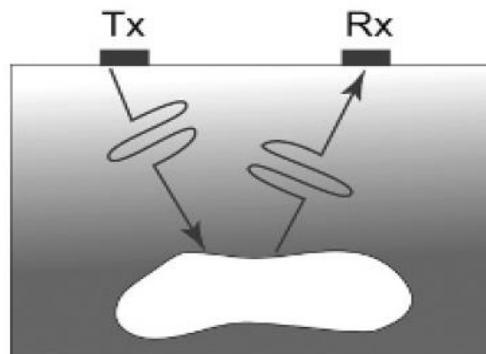


Figure 2.5 Transmission et réflexion des ondes radar sur un objet (Annan et Davis, 1997)

La résolution et la profondeur d'investigation dépendent de la fréquence d'émission du signal radar. Plus la fréquence est élevée, plus la résolution est optimale, mais plus la profondeur d'investigation devient faible.

Des vues en coupe du sous-sol, nommées profils GPR, montrent le signal enregistré par l'antenne réceptrice en fonction du temps de propagation et de la position du dispositif d'antennes le long d'une ligne de levé. Dans des conditions idéales, c'est-à-dire pour un sous-sol faiblement conducteur composé de sables et de graviers secs ou humides, une profondeur d'investigation supérieure à 10 m, voire de 30 à 40 m dans des cas exceptionnels, peut être atteinte. En présence d'une couche superficielle conductrice (p. ex. : couche d'argile ou de silt), le signal radar est atténué rapidement et la profondeur d'investigation est alors très faible. Le taux de production d'un levé GPR peut être de plusieurs kilomètres par jour (Neal, 2004).

Selon Lai et al., (2018), l'utilisation du GPR est devenue acceptable pour l'exploration minière vers les années 1950. Ensuite, il a été utilisé pour l'exploration de différents gisements de minéraux et pour des enquêtes sur les risques liés aux résidus miniers. Le GPR offre de nombreuses applications potentielles dans le secteur minier telles que l'évaluation des caractéristiques des anciennes mines (Galdón et al., 2017), l'exploration de zones minéralisées et l'évaluation de la fracturation d'un massif rocheux.

2.1.2.2 Principe de fonctionnement du GéoRadar

Le principe de fonctionnement du GPR est basé sur la propagation des ondes électromagnétiques. Des signaux de fréquences connues sont transmis, réfléchis, puis mesurés après leur pénétration au sein d'une zone cible afin d'identifier les contrastes diélectriques dans les matériaux sous la surface (figure 2.6).

L'amplitude des ondes réfléchies peut être un paramètre clé dans l'analyse et les interprétations des données GPR. Elle dépend :

- De la profondeur de l'objet, car il y a une atténuation de l'amplitude de l'onde lorsqu'elle traverse le milieu. Cette atténuation est fonction de la conductivité du milieu (σ) ;
- Du contraste électromagnétique de l'objet causant la réflexion par rapport à son environnement ;
- De la taille et de la géométrie de l'objet causant la réflexion ;
- Du niveau de bruit engendré par les matériaux environnants (taille et géométrie des granulats par exemple ou présence de la nappe phréatique).

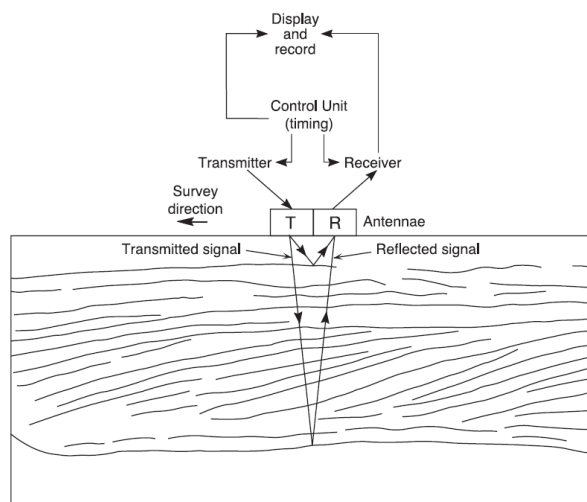


Figure 2.6 Principe de fonctionnement du GéoRadar (Neal, 2004)

Les propriétés électriques et magnétiques des matériaux géologiques ont une influence sur la vitesse de propagation, l'amplitude, l'atténuation et la polarisation des ondes

électromagnétiques. Les bases physiques du principe de fonctionnement de la méthode GPR sont discutés par Neal (2004), Kowalsky (2004), Paz (2017) et Lunt (2005).

La vitesse des ondes électromagnétiques dans un matériau peut être exprimée comme suit (équation 2.1) :

$$v = \frac{c_0}{\varepsilon_r \mu_r \frac{1 + \sqrt{1 + (\sigma/\omega\varepsilon)^2}}{2}} \quad (2.1)$$

Où :

c_0 est la vitesse de l'onde électromagnétique dans l'espace libre [$L T^{-1}$] ;

ε_r est la permittivité diélectrique relative sans dimension [-] ;

μ_r , est la perméabilité magnétique relative [-] ;

$\omega = 2\pi f$ est la fréquence angulaire [T^{-1}] ;

f est la fréquence d'onde [T^{-1}] ;

et $\sigma / \omega\varepsilon$ est un facteur de perte de signal sans dimension [-].

Dans les matériaux non magnétiques et à faibles pertes, on peut supposer que $\mu_r = 1$ et $\sigma / \varepsilon \sim 0$, respectivement (Neal, 2004) et la vitesse des ondes électromagnétiques est alors (équation 2.2) :

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (2.2)$$

Le coefficient d'atténuation, α_a [L^{-1}], exprime la réduction exponentielle de l'amplitude d'une onde électromagnétique parcourant une distance à travers un milieu (équation 2.3) :

$$\alpha_a = \omega \sqrt{\frac{\varepsilon\mu}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} - 1 \right)} \quad (2.3)$$

Pour les matériaux à faible perte, α_a est indépendant de la fréquence et peut être exprimé par (équation 2.4) :

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\mu/\varepsilon} \quad (2.4)$$

La profondeur de pénétration du signal (équation 2.5) est généralement exprimée par la profondeur de peau, δ [L] :

$$\delta = \frac{1}{\alpha_a} \quad (2.5)$$

La profondeur de pénétration diminue lorsque σ et la fréquence de l'antenne augmentent. La figure 2.7 présente un sommaire des profondeurs de pénétration des ondes Radar pour différents matériaux (Annan et Davis, 1997).

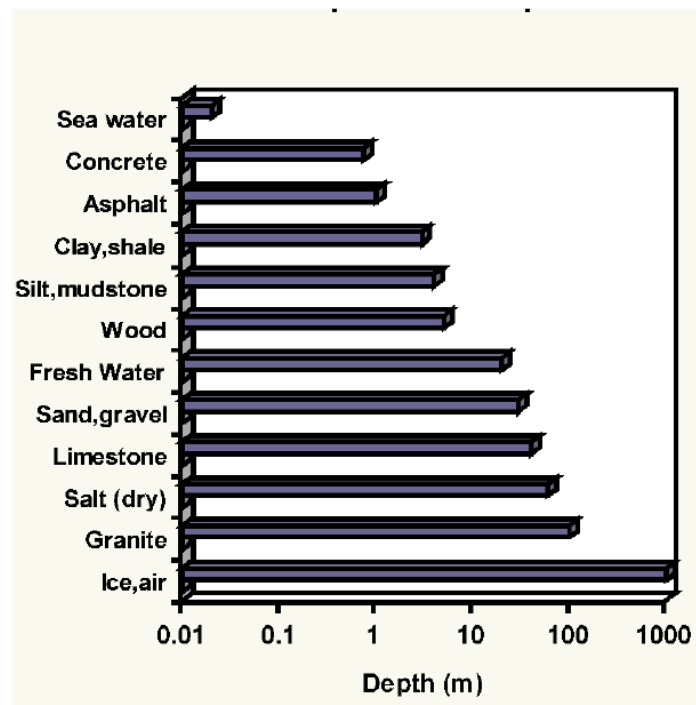


Figure 2.7 Profondeurs d'exploration typiques réalisables dans des matériaux courants où le GPR est une technique utile (Annan et Davis, 1997)

La permittivité diélectrique effective d'un matériau (ϵ) contenant de nombreux composants (c'est-à-dire l'air, l'eau, le sol) peut être décrite (équation 2.6) à l'aide d'un modèle du Roth et al., (1990) :

$$\epsilon_r = \left[(1 - \phi) \sqrt{\epsilon_s} + (\phi - TEV) \sqrt{\epsilon_v} + TEV \sqrt{\epsilon_w} \right]^2 \quad (2.6)$$

Où ϕ est la porosité du sol [-], TEV est la teneur en eau libre du sol, [-] et ϵ_s , ϵ_v et ϵ_w sont les permittivités diélectriques du sol, de l'air et de l'eau, respectivement [$M^{-1} \cdot L^{-3} \cdot T^4 \cdot I^2$].

L'antenne n'émet pas d'ondes dans une seule direction mais bien dans toutes les directions de l'espace (lobe de rayonnement). L'ensemble des réflexions correspondant à un objet ponctuel situé sous la zone de passage du GPR se visualise alors sous forme d'une hyperbole sur le profil radar (figure 2.8).

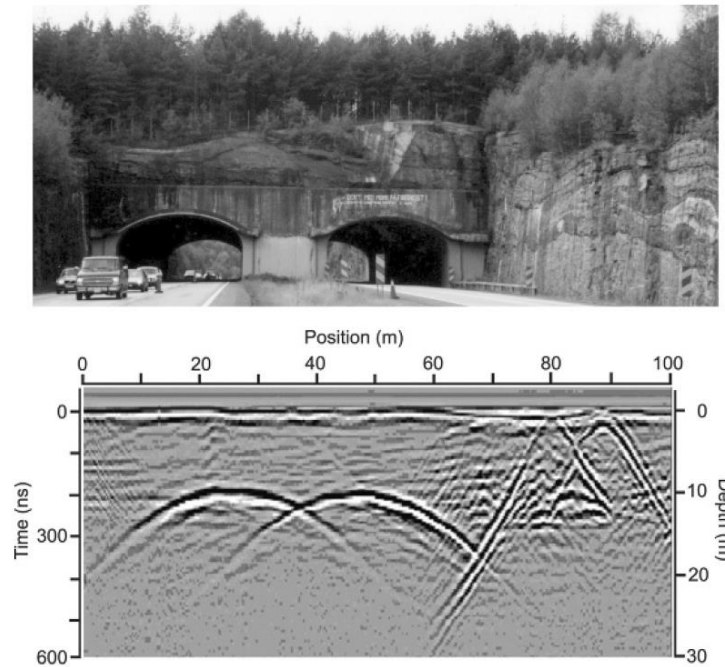


Figure 2.8 Exemple d'un profil GéoRadar de fréquence 50 M hz (Jol, 2009)

Pour transformer le temps de trajet en profondeur et déterminer la profondeur des cibles détectées, il est nécessaire de connaître la ou les vitesse(s) de propagation de l'onde dans le milieu. Il convient de mettre en œuvre un traitement spécifique et/ou de disposer des points de calage en profondeur pour arriver à l'estimation des profondeurs des cibles.

Type de mesures en GéoRadar

La vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sol est la base de la conversion du temps de parcours en approximation de profondeur. Cette vitesse peut être déterminée par un certain nombre de méthodes, qui calculent toutes la vitesse à partir des mesures du temps de parcours de l'énergie d'impulsion sur une distance connue du matériau à tester (Conyers, 2004). Les plus courants sont le point médian commun (CMP), la réfraction grand angle et réflexion (WARR). L'utilisation d'un seul émetteur et d'un seul

récepteur sont les plus courants, bien que de multiples configurations de source et de récepteur sont utilisées occasionnellement pour certaines applications spécialisées (Jol, 2009).

Mode CMP

Le «point médian commun» (CMP) est un type de levé GPR dans lequel les positions de l'antenne de l'émetteur et du récepteur varient mais le mouvement est effectué de manière à ce que le point médian reste constant alors que la distance séparant les antennes par rapport au point médian est modifiée progressivement. Les sondages CMP sont principalement utilisés pour obtenir une estimation de la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sol (figure 2.9).

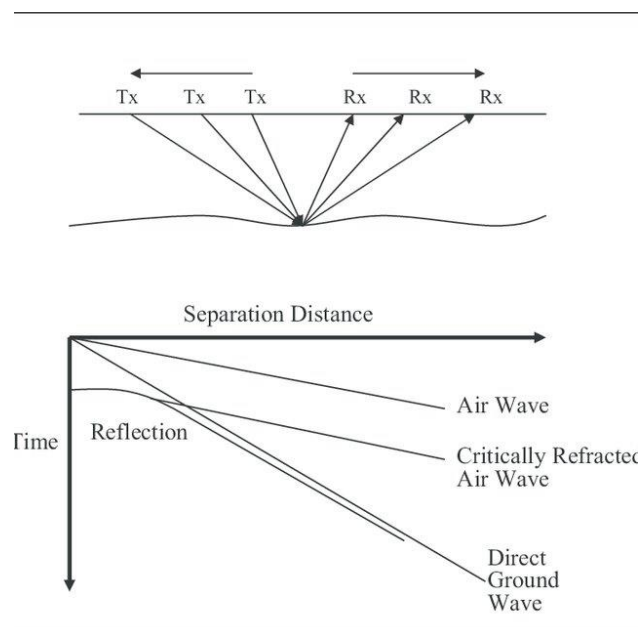


Figure 2.9 Principe du mode CMP (Baker et al., 2007)

Sensors & Software (1999a) suggèrent que le CMP est la méthode préférée, notant que le signal réfléchi est plus susceptible de provenir d'un emplacement spatial fixe. Conyers (2004) suggère d'effectuer plusieurs tests sur un site et sur un nombre de jours pour tenir compte des changements de vitesse sur les étendues spatiales du site ainsi que de l'étendue temporelle de la période d'investigation. Les vitesses sont obtenues par un ajustement

d'hyperboles. Ces dernières permettent de calculer la vitesse en fonction des dimensions des réflexions de l'hyperbole de source ponctuelle (Cassidy, 2009; Conyers, 2004).

Le tableau 2.3 présente les vitesses des ondes électromagnétiques dans différents matériaux.

Tableau 2.3 Permittivité relative et vitesse pour les matériaux géologiques sélectionnés (Baker et al., 2007)

Material	ϵ_r ; Davis and Annan (1989)	ϵ_r ; Daniels (1996)	Velocity (m/ns)	Velocity (ft/ns)
Air	1	1	0.3	0.98
Distilled water	80		0.03	0.11
Fresh water	80	81	0.03	0.11
Sea water	80		0.03	0.49–0.57
Fresh water ice	3–4	4	0.15–0.17	0.35–0.49
Sea water ice		4–8	0.11–0.15	0.28–0.35
Snow		8–12	0.09–0.11	0.35–0.50
Permafrost		4–8	0.11–0.16	0.40–0.57
Sand, dry	3–5	4–6	0.12–0.17	0.18–0.31
Sand, wet	20–30	10–30	0.05–0.09	0.57–0.70
Sandstone, dry		2–3	0.17–0.21	0.31–0.44
Sandstone, wet		5–10	0.09–0.13	0.35–0.49
Limestones	4–8		0.11–0.15	0.37
Limestone, dry		7	0.11	0.35
Limestone, wet		8	0.11	0.25–0.44
Shales	5–15		0.08–0.13	0.33–0.40
Shale, wet		6–9	0.10–0.12	0.18–0.44
Silts	3–30		0.05–0.13	0.16–0.44
Clays	5–40		0.05–0.13	0.16–0.44
Clay, dry		2–6	0.12–0.21	0.40–0.70
Clay, wet		15–40	0.05–0.08	0.16–0.25
Soil, sandy dry		4–6	0.12–0.15	0.40–0.49
Soil, sandy wet		15–30	0.05–0.08	0.18–0.25
Soil, loamy dry		4–6	0.05–0.08	0.40–0.49
Soil, loamy wet		15–30	0.07–0.09	0.22–0.31
Soil clayey dry		4–6	0.12–0.15	0.40–0.49
Soil, clayey wet		10–15	0.08–0.09	0.25–0.31
Coal, dry		3.5	0.16	0.53
Coal, wet		8	0.11	0.35
Granites	4–6		0.12–0.15	0.40–0.49
Granite, dry		5	0.13	0.44
Granite, wet		7	0.11	0.37
Salt, dry	5–6	4–7	0.11–0.15	0.37–0.49

Mode Réflexion

Le mode réflexion est le terme utilisé lorsque les données sont collectées avec une géométrie d'antenne fixe (figure 2.10). Le plus souvent, les antennes sont déplacées alors que l'orientation de l'antenne de l'émetteur et du récepteur ainsi que la séparation entre l'émetteur et le récepteur sont fixes.

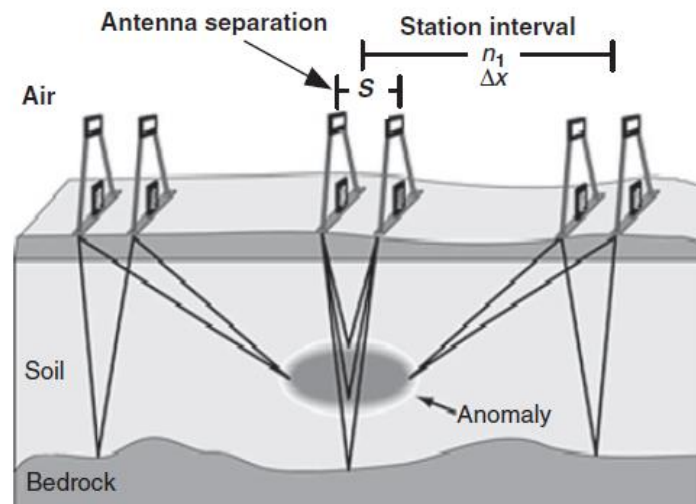


Figure 2.10 Illustration schématique d'un profilage à un seul pli décalé le long d'une ligne montrant les principaux paramètres de spécification de l'investigation (Jol, 2009)

Les levés à décalage commun déploient un émetteur et un récepteur uniques avec un décalage fixe ou l'espacement entre les unités à chaque emplacement de mesure. L'objectif des levés par réflexion est de cartographier la réflectivité souterraine par rapport à la position spatiale.

2.1.2.3 Instrumentation

Le matériel d'acquisition comprend un radar généralement composé de deux antennes et d'un enregistreur numérique. Les antennes sont déplacées au sol le long de profils à l'aide d'un dispositif prévu à cette fin (figure 2.11) et d'un système de déclenchement d'impulsions à cadence régulière.



Figure 2.11 Appareil GPR Pulse Ekko Pro (GRES-UQAT)

Tous les évènements observés au cours de la mesure et susceptibles de causer des interférences sur le signal radar (p. ex. : lignes électriques, objets métalliques, sources d'émission d'ondes électromagnétiques) doivent être notés et accompagnés de photos afin de les prendre en compte lors du traitement et de l'interprétation des données. Les communications téléphoniques peuvent perturber le signal.

Paramètres mesurés

Les paramétrages ajustés et les données mesurées lors d'une campagne GPR incluent notamment :

- L'ajustement du temps d'écoute (*time window*), qui correspond à la durée d'enregistrement de l'antenne réceptrice. Il doit être environ une fois et demie supérieur au temps de trajet aller-retour de l'onde pour la profondeur maximale souhaitée (pour une vitesse de propagation estimée). Il est conseillé de débiter l'enregistrement avant la première arrivée du signal qui correspond à l'écho de surface, car elle marque la surface du sol sur l'enregistrement et peut servir de référence.

- L'ajustement du nombre de traces enregistrées par mètre (vitesse d'acquisition spatiale) doit être suffisant pour permettre la détection de l'objet le plus petit recherché au moins dix fois au cours du déplacement des antennes.
- L'ajustement de l'espacement entre les antennes et le choix des fréquences.
- L'ajustement de la vitesse de déplacement du radar, selon :
 - La qualité de l'environnement (décollement de l'antenne, vibrations, occupation du sol) ;
 - La taille des objets ciblés ;
 - La vitesse d'acquisition spatiale.

Même si des traitements automatiques sont possibles, il est préférable de n'enregistrer que des données brutes sur le terrain et de réaliser le traitement des données à la suite de l'acquisition des données.

2.1.2.4 Avantages, inconvénients et limites du GPR

Le tableau 2.4 présente un regroupement de quelques avantages et inconvénients de la méthode du Géoradar.

Tableau 2.4 Avantages et inconvénients du Géoradar

Avantages	Inconvénients et limites
<ul style="list-style-type: none"> • Bonne résolution. • Rapide. • Utilisation en milieu urbain possible. • Taille du dispositif relativement restreinte. • Nature de cibles détectables nombreuses. • Méthode économique. 	<ul style="list-style-type: none"> • La profondeur de propagation des ondes est limitée dans des milieux conducteurs dont les terrains argileux (cas d'un conducteur métallique ou de l'eau de mer également), à cause de la perte du signal • D'autres sources émettrices d'ondes électromagnétiques peuvent affecter le signal. • La réception est perturbée en milieu confiné (tunnel) contenant des objets métalliques (générateurs de réverbérations). • La surface doit idéalement être régulière, car la mise en œuvre se fait en déplaçant les antennes sur le sol.

2.1.3 Méthode de télédétection : Imagerie thermique par drone

2.1.3.1 Définition

L'acquisition d'images thermiques par drone est une technologie utilisée dans un large éventail d'applications en géosciences (Barron et Niel, 2009; Maylal, 2020). Elle peut être définie comme un ensemble de techniques visant à mesurer le rayonnement électromagnétique, incluant le spectre de la lumière visible. Les mesures radiométriques consistent essentiellement à mesurer l'intensité du rayonnement thermique.

Les drones dotés de caméras à imagerie font partie des systèmes d'aéronef sans pilote (UAS : *Unmanned Aircraft System*), définis comme des systèmes dont les composantes comprennent les véhicules aériens et les équipements associés qui volent de façon autonome ou sont pilotés à distance. Cette catégorie d'appareils inclut les systèmes de commandement, de contrôle et de communication, ainsi que le personnel nécessaire pour contrôler l'aéronef sans pilote (Gupta, 2013)

L'utilisation des drones comme système aéroporté téléguidé vise à augmenter la précision des mesures et une meilleure compréhension des interactions entre le sol, l'atmosphère et le sous-sol à l'échelle locale par rapport à d'autres systèmes comme l'imagerie satellitaire et l'acquisition de données par avion et hélicoptère.

2.1.3.2 Instrumentation et principe de fonctionnement

Un drone typique (figures 2.12 et 2.13) se compose d'un moteur à 1 châssis, avec 2 balais, 3 modules de contrôle électroniques de la vitesse (ESC), 4 cartes de commande, 5 systèmes de navigation inertielle (INS), 6 modules émetteurs et récepteurs, et batteries. Les autres composants possibles incluent un système de positionnement global (GPS) et de nombreux autres capteurs (Daponté et al., 2017).



Figure 2.12 Composantes typiques d'un drone (Daponté et al., 2017)



Figure 2.13 Drone thermique DJI Zenmuse XT2 utilisé dans ce projet

La caméra thermique radiométrique mesure la température d'une surface en interprétant l'intensité d'un signal infrarouge parvenant à la caméra. L'ajout de la radiométrie à la caméra d'un drone permet d'enregistrer des images thermiques qui pourront être analysées au terme du vol, et de mesurer avec précision la température de chaque pixel de l'image.

La télédétection thermique d'une surface dépend de la capacité à compenser avec précision les caractéristiques de cette surface, des interférences atmosphériques et du système d'imagerie proprement dit.

Le capteur convertit le signal émis par l'objet cible en une énergie électrique puis en une donnée numérique stockée sous format de pixel pour la formation d'images thermiques (figure 2.14). Les facteurs qui influencent la mesure de la température sont l'émissivité, l'absorption atmosphérique, la réflexion et les caractéristiques de surface (Smith et al., 1996).

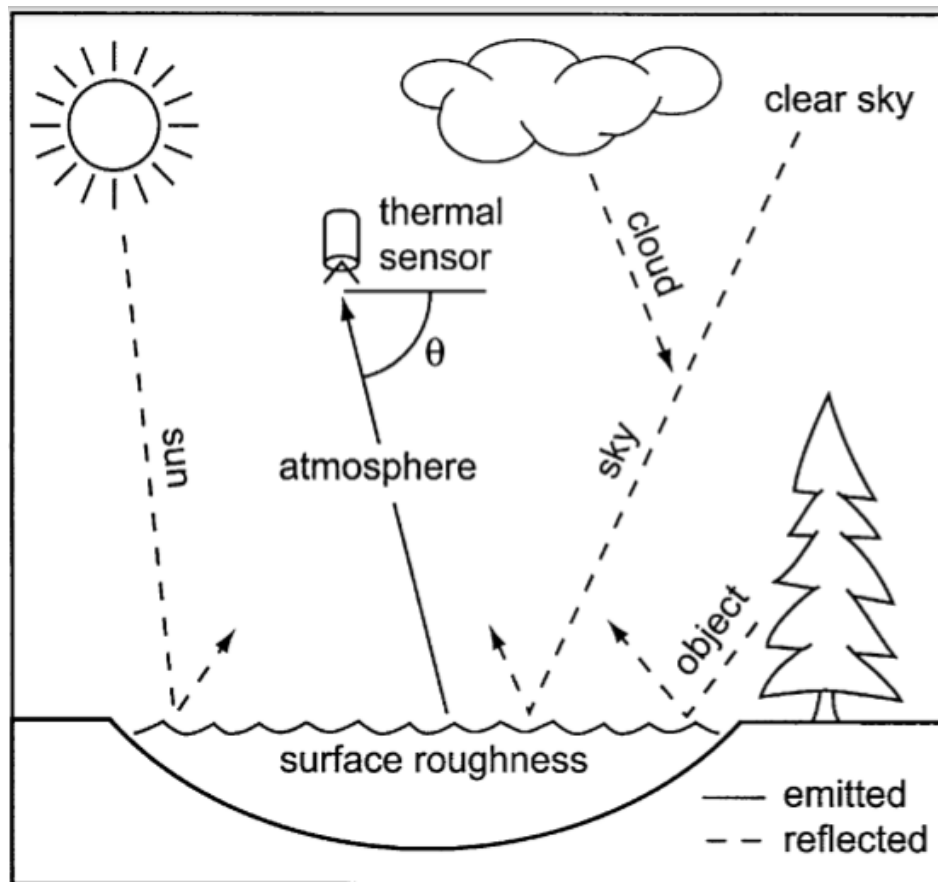


Figure 2.14 Exemple d'une source de rayonnement TIR émis et réfléchi en télédétection thermique (Torgerson et al., 2001)

Le tableau 2.5 présente les avantages et limites pour l'utilisation d'un drone en général, et plus particulièrement celui doté d'une caméra thermique.

Tableau 2.5 Avantage, inconvénients et limites de l'utilisation d'un drone thermique

Avantages	Inconvénients et limites
<p>Accessibilité : Le drone facilite l'acquisition de données sur des sites difficilement accessibles.</p>	<p>Absence d'autonomie : Le plus grand inconvénient du drone est la durée des batteries (maximum de 30 minutes de vol par batterie en moyenne). Plusieurs batteries sont à prévoir pour réaliser des travaux. Pour le drone du GRES-UQAT, la durée d'utilisation moyenne des batteries en conditions de vol est d'environ 15 minutes.</p>
<p>Sécurité : Le drone peut être utilisé dans des endroits qui comportent des risques de sécurité en termes d'accès.</p>	<p>Fragilité de l'appareil : Lorsque les conditions météorologiques sont rudes (grand vent et pluie), il est impossible pour le drone de voler, limitant ainsi son utilisation.</p>
<p>Rapidité : Le drone peut être utilisé pour intervenir rapidement sur des sites, contrairement à des véhicules classiques comme les avions et les hélicoptères.</p>	<p>Vie privée : La planification d'un vol avec un drone demande une autorisation spéciale des autorités, particulièrement dans les zones urbaines, où la question de la récolte d'informations personnelles peut être un enjeu.</p>
<p>Coût / prix : Le prix d'un drone peut être variable en fonction du type et de l'objectif visé, mais le prix reste souvent largement inférieur à l'utilisation d'avions et d'hélicoptères.</p>	

2.2 Détermination des paramètres géologiques et hydrogéologiques à l'aide de méthodes géophysiques

Cette section vise à fournir une discussion sur les différentes propriétés géologiques et hydrogéologiques qui peuvent être estimées à l'aide de méthodes géophysiques. La

résistivité électrique, l'induction polarisée et le GPR seront les principales techniques considérées.

Les travaux issus de la littérature scientifique permettent d'identifier certaines relations entre les paramètres géophysiques et les caractéristiques du milieu comme la stratigraphie, la porosité, la teneur en eau, et la conductivité hydraulique. L'influence des variations hydrologiques saisonnières, des fluctuations du niveau de la nappe (niveau piézométrique, écoulement souterrain), du potentiel d'oxydoréduction et de la migration de contaminants dans l'eau souterraine sera aussi discutée. Plusieurs travaux issus de la littérature, en lien avec l'utilisation de ces techniques dans le domaine minier, seront ensuite présentés.

2.2.1 Socle rocheux, stratigraphie et épaisseur des formations géologiques

Les connaissances relatives à la structure géologique sont indispensables pour la compréhension des systèmes d'écoulement de l'eau souterraine et de transport des contaminants en phase dissoute. La structure géologique concerne les différentes formations géologiques du terrain, leur épaisseur, leur architecture ainsi que l'ensemble des discontinuités structurales y étant présentes. Les méthodes géophysiques peuvent représenter d'excellents outils pour l'évaluation des caractéristiques des différentes formations géologiques dans le cadre d'études hydrogéologiques.

Dans la littérature, on trouve beaucoup d'études consacrées à la caractérisation de cet aspect, en appliquant des méthodes géophysiques. Storz et al., (2000) ont réalisé une investigation de plusieurs études appuyées sur la résistivité électrique afin de déterminer la structure géologique en sous-surface. Leurs travaux permettent de conclure que la tomographie électrique à grande échelle permet l'obtention d'informations structurales utiles contribuant à une discussion interdisciplinaire sur la géologie régionale, les processus tectoniques et la géologie d'exploration. La géophysique peut aussi être utile pour la détection des failles et des cavités souterraines, tel que discuté par Giudici et Alfano (1998), Ammar et Kamal (2018), et Benson (1995).

La résistivité électrique a aussi été utilisée par Bibby et al., (1995) pour la détermination des structures internes des volcans ainsi que l'identification des circuits géothermaux, et dans les investigations des mouvements/glissements de terrain (Jongmans et Garambois, 2007). L'épaisseur totale et la structure des accumulations de talus alpins ont été étudiées dans les Alpes du Nord (Autriche) à l'aide de l'approche GPR, utilisée en complément à des sondages géo-électriques en 2D (ERT) et à des profils de réfraction sismique. La surface du substrat rocheux était clairement reconnaissable aux radargrammes, et le GPR s'est avéré être un outil puissant pour la détermination des volumes de débris et des structures internes (Sass, 2006).

Romero-Ruiz et al., (2018) ont quant à eux présenté une revue de littérature sur l'utilisation des modèles et méthodes géophysiques qui n'ont pas encore été complètement développés pour combler le manque d'échelle spatiale (champs, bassin versant et région) et temporelle (des secondes aux siècles) dans la caractérisation directe de la structure du sol (figure 2.15). La quantification non invasive de la structure du sol dans l'espace et dans le temps reste un défi, notamment pour l'évaluation des propriétés du sol à différentes échelles (p. ex. : ajustement du compromis entre résolution spatiale et profondeur d'investigation). Un autre défi concerne la variabilité caractéristique des matériaux sondés dans le temps (p. ex. : changements de teneur en eau imposés par les conditions météorologiques et climatiques).

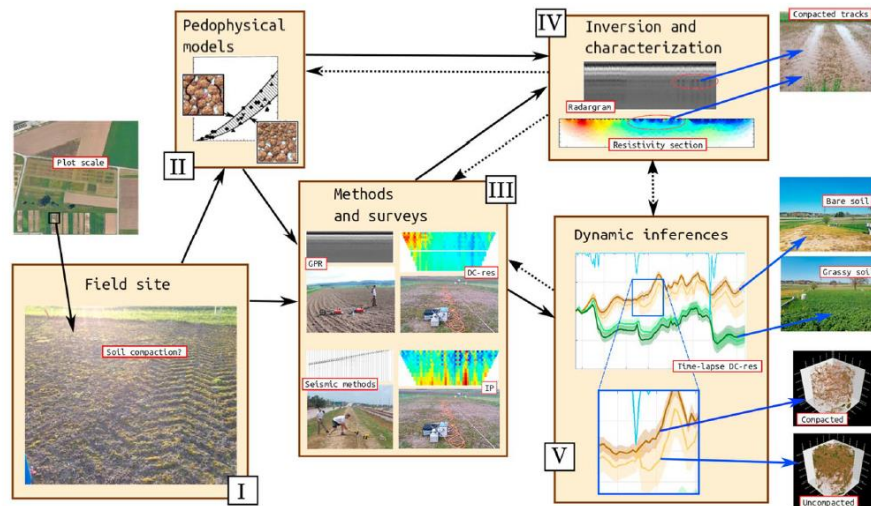


Figure 2.15 Schéma explicatif sur l'utilisation des méthodes géophysiques pour la caractérisation de la structure du sol (Romero-Ruiz et al., 2018)

Sur le site étudié par ces auteurs (Romero-Ruiz et al., 2018), ils postulent que la conductivité électrique mesurée a augmenté en raison de niveaux de saturation et de la teneur volumétrique en argile plus élevés à la suite des actions de compactage, ce qui s'est aussi manifesté par l'augmentation de l'amplitude des réflexions observables dans le radargramme, aux interfaces du sol compacté.

Davis et Annan (1992), ont présenté plusieurs exemples d'applications du GPR. Les auteurs montrent notamment comment le GPR a permis de cartographier le substrat rocheux à des profondeurs atteignant jusqu'à 20 m et de délimiter la structure du terrain dans des dépôts meubles. Un autre exemple montre comment le radar a été utilisé pour cartographier non seulement le substrat rocheux sous un lac, mais aussi les changements lithologiques jusqu'à une profondeur de 50 m. Toujours dans l'étude de Davis et Annan (1992), des exemples de données collectées dans un tunnel de granite situé dans le sud-est du Manitoba sont présentés, l'approche ayant permis de cartographier les fractures et les changements lithologiques jusqu'à à une profondeur de 40 m depuis l'intérieur des mines.

2.2.2 Porosité et granulométrie

La porosité est définie comme le rapport du volume des pores au volume total d'un matériau. La porosité primaire résulte de processus associés à la formation des unités géologiques, alors que la porosité secondaire est associée à des modifications des unités géologiques à la suite de leur formation (p. ex. : processus diagenétiques, mise en solution) (Martin et colpitts., 1996). La porosité du sol et la distribution de la taille des pores caractérisent l'espace poreux, cette partie du volume du sol qui n'est pas occupée ou isolée par un matériau solide. Les caractéristiques des pores affectent et sont affectées par une vaste gamme de processus ayant lieu dans les sols, dont le mouvement de l'eau, de l'air et d'autres fluides, ainsi que le transport et la transformation des substances chimiques (Nimmo, 2004). La porosité et la granulométrie sont ainsi des paramètres clés lors de caractérisation hydrogéologique et géotechnique du sol.

Zhu et al., (2016) ont proposé une méthode pour l'évaluation de la porosité et de la conductivité hydraulique en se basant sur des données géochimiques et hydro-chimiques ainsi que des données de stratigraphie et des sondages électriques verticaux. Les auteurs ont notamment utilisé les données de résistivité électrique pour estimer la porosité grâce à la loi d'Archie (1942). Le sondage électrique vertical a été utilisé pour déterminer les différents faciès géologiques, ces faciès ont été comparés avec des forages et échantillons permettant de documenter la granulométrie. La porosité a été estimée en utilisant la loi d'Archie (équation 2.7), qui relie la résistivité du milieu granulaire à la porosité des dépôts poreux saturés :

$$\rho = \alpha \times \rho_w \times \phi^{-m} \quad (2.7)$$

Où ρ est la résistivité de la roche saturée en eau [$M L^3 T^{-3} \cdot I^{-2}$], ρ_w est la résistivité du fluide [$M L^3 T^{-3} \cdot I^{-2}$], ϕ est la porosité moyenne, α est un coefficient associé aux propriétés intrinsèques du milieu ($0,5 \leq \alpha \leq 2,5$), m est un facteur de cimentation. Après la détermination de la granulométrie, les auteurs ont calculé la conductivité hydraulique saturée sur la base de l'équation de Kozeny-Carman qui a pris plusieurs formes (équation 2.8), dont celle donnée par Bear (1972) :

$$K_s = \frac{g \times d_f}{\mu} \times \frac{d^2}{180} \times \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \quad (2.8)$$

où d qui représente le diamètre représentatif de la taille des pores [L], ϕ la porosité, g l'accélération gravitationnelle de la Terre ($9,8 \text{ m/s}^2$), μ le coefficient de viscosité dynamique [L^2T^{-1}], et d_f la densité du fluide [-].

D'autres auteurs ont exploité ces équations semi-empiriques de façon similaire. Le même principe a ainsi été utilisé pour déterminer la porosité pour le sable cimenté, en exploitant la résistivité électrique et la vitesse des ondes radar pour trouver une relation entre la porosité et la conductivité hydraulique à travers l'utilisation de la loi d'Archie (1942) et l'équation de Kozeny-Carman (Cordoso et al., 2016).

Niwas et Celik, (2012) ont utilisé deux méthodes différentes pour estimer la porosité et la conductivité hydraulique, par l'utilisation de la loi d'Archie (1942) et de l'équation Kozeny (1953) combinées pour la première méthode, et par l'application de calculs appuyés sur les lois de Darcy et d'Ohm pour la deuxième méthode. Les résultats ont été comparés entre ces deux méthodes et avec les données d'essais de pompage. Les auteurs ont conclu que pour la première méthode, l'équation ne peut être utilisée efficacement que dans le cas où la formation ne contient aucune quantité appréciable d'argile et que les valeurs de résistivité de l'eau sont disponibles. Pour la deuxième méthode, les auteurs suggèrent que la conductivité hydraulique en un ou plusieurs points d'emplacement du sondage électrique vertical (SEV) et la nature électrique (conductrice ou résistive) du substrat rocheux doivent être disponibles. Niwas et Celik, (2012) suggèrent que la deuxième méthode peut être utilisée même lorsque le matériau de l'aquifère est argileux.

Dans l'étude de Kazakis et al., (2016), les coefficients m et α de la loi d'Archie ont été calculés à partir de la conductivité hydraulique mesurée lors de 21 essais de pompage, en appliquant les équations de Theis et Copper-Jacob, et en appliquant l'équation de Kozeny (1953) pour connaître la porosité. Ces valeurs de m et α ont été employées dans l'équation d'Archie, la résistivité apparente étant obtenue de sondages électriques préalablement réalisés. Cet ensemble d'équations (Archie, Kozeny-Carman) a permis de déterminer une valeur moyenne de la porosité et de la conductivité hydraulique moyenne du milieu sondé

2.2.3 Teneur en eau et degré de saturation

La teneur en eau du sol est le rapport entre la masse d'eau et la masse de solide dans un échantillon, exprimée en pourcentage.

Robinson et al., (2012) suggèrent que l'imagerie par résistivité électrique constitue un outil pertinent pour l'estimation des distributions spatiales et temporelles de la teneur en eau du sol. McCarter (1984) a montré que la résistivité électrique d'un sol peut varier avec sa teneur en eau (figure 2.16). Il a conclu que la résistivité mesurée pour un sol constitué d'argile est fonction de la teneur en eau : pour une porosité donnée, une augmentation du degré de saturation signifiera une diminution de la résistivité. L'étude réalisée par Michot et al., (2003) a également montré une relation fiable entre les teneurs en eau calculées et mesurées pour des sols agricoles.

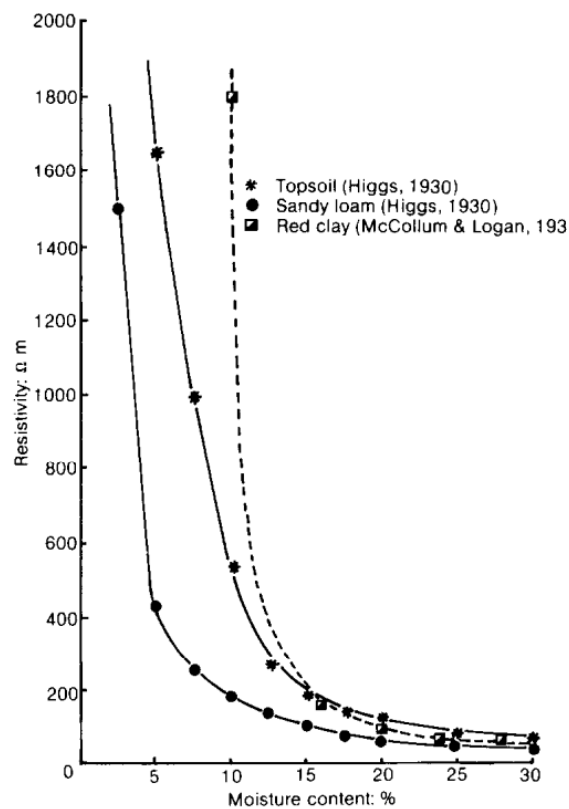


Figure 2.16 Variation de la résistivité avec la teneur en eau (McCarter, 1984)

Dans leur revue de littérature, Paz et al., (2017) ont présenté plusieurs cas d'études portant sur l'utilisation du GPR pour l'évaluation de la teneur en eau volumique. Parmi les études décrites, celle de Lunt et al., (2005) révèle que la méthode de calcul du temps de parcours de l'onde radar peut être utilisée pour estimer la teneur en eau volumique moyenne du sol avec une erreur de l'ordre de 2%. Selon ces auteurs, la technique GPR a une précision comparable aux méthodes conventionnelles existantes comme les sondes à neutrons et les sondes à teneur en eau. Ainsi, l'approche GPR offre le potentiel de réaliser des estimations *in situ* et à haute résolution de la teneur en eau volumique. Cette étude marque la première tentative de quantification de la précision du temps de parcours de GPR pour fournir des estimations de la teneur en eau dans un environnement naturellement hétérogène et dans des conditions hydrologiques variables (Lunt et al., 2005).

Dans l'étude de Nobes et Warner, (1992), les auteurs ont réalisé des profils GPR dans des tourbières, en plus de prélever 17 carottes selon un patron d'échantillonnage offrant une distribution spatiale représentative de la zone d'étude. Pour chacune des carottes, la stratigraphie, la teneur en eau, et la teneur en matière organique ont été analysées afin de permettre une comparaison aux profils GPR. La comparaison a permis l'utilisation des données GPR pour estimer les paramètres précités sur l'ensemble de la zone d'étude, couvrant ainsi des secteurs n'ayant pas fait l'objet de carottage.

Klysz et al., (2004) ont utilisé un calcul de la vitesse de propagation des ondes radar pour déterminer la teneur en eau d'échantillons en laboratoire. Hagrey et Muller, (2000) ont pour leur part étudié un matériel sableux en appliquant la technique GPR (fréquence entre 500 et 900 M Hz) dans le but de déterminer la teneur en eau. Dans cette étude, les auteurs ont trouvé une relation entre la vitesse de propagation des ondes du radar et la teneur en eau à partir des analyses réalisées sur des échantillons analysés au laboratoire (figure 2.17). En analysant les profils de vitesse des ondes de GPR dans le sol, les auteurs ont pu déterminer la distribution spatiale de la teneur en eau dans le sol (figure 2.18).

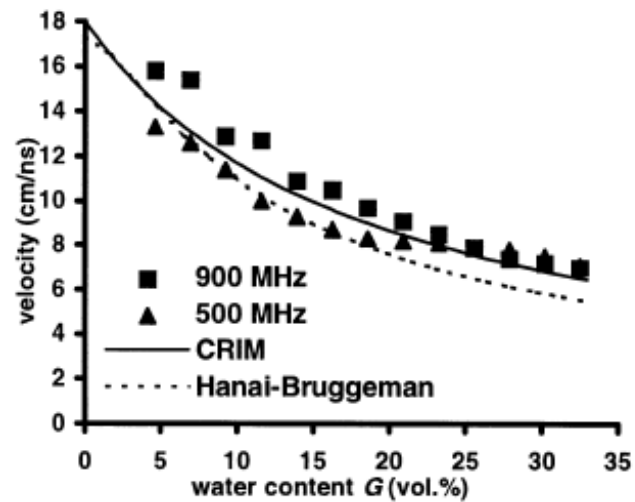


Figure 2.17 Mesures au laboratoire en utilisant des fréquences de 500 MHz et 900 MHz GPR sur le sable. La vitesse de propagation des ondes radar est présentée en fonction de la teneur en eau (Hagrey et Muller, 2000)

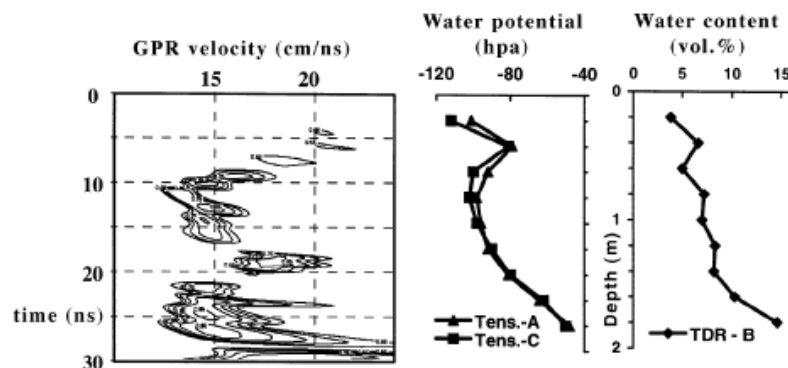


Figure 2.18 Résultats des mesures in situ pour le sable d'un site expérimental. De gauche à droite : La vitesse des ondes radar à partir des points du spectre, 500 Mhz de fréquence; Potentiel de l'eau à partir des mesures avec le tensiomètre; Teneur en eau (Hagrey et Muller, 2000)

Cette étude illustre qu'une augmentation de la teneur en eau entraîne une diminution de la vitesse de propagation des ondes radar en réponse à une augmentation de la constante diélectrique relative ϵ_r du sol sondé. En ce sens, l'évaluation de la vitesse de propagation de l'onde radar peut constituer un outil pour l'évaluation de la teneur en eau dans le sol. Toujours selon Hargrey et Muller, (2000), la technique radar pourrait être utile pour

résoudre le problème du compromis entre la résistivité composite, la résistivité de l'eau (salinité) et la porosité rencontrée lors de l'application de l'équation d'Archie (1942) dans l'interprétation des données. Le GPR peut constituer une méthode utile à l'évaluation de la salinité de l'eau interstitielle en zone non saturée et au sein des aquifères (Hagrey et Muller, 2000).

Dans la même optique, Gomez-Cardenas et al., (2013) ont développé un dispositif permettant de mesurer la vitesse des ondes radar sur des échantillons prélevés sur un ouvrage en béton. Ces expériences ont permis de construire une loi de calibration exprimant la vitesse de propagation des ondes radar en fonction du degré de saturation du béton. Cette relation peut être utilisée pour déterminer la teneur en eau à partir des vitesses mesurées *in-situ*.

L'étude de Kowalsky et al., (2004) a montré que le temps d'aller-retour des ondes radar représente un paramètre potentiellement sensible à la distribution de la saturation en eau en sous-surface. L'exploitation du temps de trajet des ondes électromagnétiques (qui peut être converti à une vitesse d'ondes électromagnétiques) permet une estimation de la saturation en eau moyenne, selon (équation 2.9) :

$$S_{w,GPR} = \frac{T_t L^{-1} (1-\phi) \sqrt{\varepsilon_s - \phi \sqrt{\varepsilon_a}}}{\phi (\sqrt{\varepsilon_w} - \sqrt{\varepsilon_a})} \quad (2.9)$$

Où T_t est le temps de trajet enregistré [T] et L est la distance de séparation entre les forages [L], ε_s , ε_w et ε_v sont les constantes diélectriques effectives du composant solide, eau et air du sol, respectivement [$M^{-1}L^{-3}T^4I^2$] et ϕ est la porosité du sol [-]. À travers l'équation 2.9, les temps de trajet enregistrés peuvent être convertis en un profil de profondeur illustrant la saturation moyenne en eau au sein d'horizons horizontaux entre les forages.

La vitesse d'onde EM est liée à la constante diélectrique à travers la relation simple (équation 2.10) :

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (2.10)$$

Où C_0 représente la vitesse des ondes EM dans l'espace et ϵ_r la constante diélectrique relative, qui peut être liée au model pétro-physique utilisé par Roth et al., (1990), connu sous le nom du model CRIM (équation 2.11) :

$$\epsilon_r = [(1 - \phi)\sqrt{\epsilon_s} + S_w\phi\sqrt{\epsilon_w} + (1 - S_w)\sqrt{\epsilon_v}]^2 \quad (2.11)$$

où S_w est la saturation en eau.

Le degré d'humidité faisait partie des paramètres investigués dans les travaux de Cortada et al., (2017) sur un parc à résidus miniers. Une relation entre l'atténuation de l'amplitude de l'onde radar et l'humidité a été observée. Cette relation permet l'utilisation du GPR afin de détecter les zones de surface présentant un degré de saturation en eau plus élevé et d'identifier des zones qui représentent des problèmes au niveau de l'étanchéité de l'ancien parc à résidus miniers.

2.2.4 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique saturée (K_s) exprime l'aisance avec laquelle un fluide (l'eau) s'écoule à travers un milieu poreux saturé pour un gradient hydraulique donné et peut être définie pour un milieu homogène et isotrope selon (équation 2.12) (Hubert, 1940) :

$$K_s = k \frac{d_f g}{\mu} \quad (2.12)$$

où k est la perméabilité intrinsèque [L.T], μ la viscosité dynamique du fluide [$M L^{-1} T^{-1}$], d_f la densité du fluide et g l'accélération gravitationnelle. La perméabilité n'est fonction que des propriétés physiques du milieu (distribution de la taille des pores / surface, connectivité aux pores, tortuosité) bien qu'il soit bien connu que k est rarement isotrope. Ici, seule une perméabilité k isotrope saturée est considérée, car les effets de l'anisotropie sur les relations entre les propriétés géo-électriques et k doivent encore faire l'objet d'une attention particulière (Slater, 2007). Dans son étude, Slater (2007) a présenté une revue de littérature concernant l'estimation de conductivité hydraulique saturée (K_s) à partir de mesures électriques statiques de basse fréquence (résistivité électrique, polarisation induite

(PI) et polarisation induite spectrale (PIS)). Il a décrit comment les relations entre les propriétés électriques et les propriétés effectives ont été exploitées pour estimer le K_s à travers plusieurs références dans la littérature. La conductivité hydraulique K_s a été trouvée sensible aux propriétés du volume et de la surface des pores, en se basant sur l'équation de Kozeny-Carman. Slater (2007) a également conclu dans sa revue de littérature qu'il existe actuellement une possibilité de lier les mesures électriques de basse fréquence aux propriétés hydrauliques effectives. On trouve dans la littérature aussi d'autres auteurs qui ont utilisé presque les mêmes principes de calcul de la conductivité hydraulique cités plus haut (Kazakis et al., (2016), Sattar et al., (2014) et Zhu et al., (2016).

Niwas et Celik., (2012) ont utilisé deux techniques différentes pour calculer la conductivité hydraulique dans un aquifère. La première approche consistait à utiliser des données issues de profils de résistivité électrique pour calculer la porosité selon la loi d'Archie (1942), puis de calculer la conductivité hydraulique avec l'équation de Kozeny (1953). La seconde méthode consiste à utiliser des lois d'Ohm et de Darcy. Niwas and Singhal (1981, 1985) ont dérivé deux équations (équations 2.13 et 2.14) analytiques pour cette seconde approche:

$$K = \chi \times S; \chi = k \times \rho \quad (2.13)$$

Et

$$T = \psi \times R; \psi = k/\rho \quad (2.14)$$

Ces équations représentent les relations inverse et directe entre la résistivité électrique et la conductivité hydraulique, où K est la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$], $R = E \times \rho$ représente la résistance transverse [$M L^2 T^{-3} I^{-2}$], $S = E/\rho$ correspond à la conductance longitudinale [$M^{-1} L^{-2} T^3 I^2$], E [L] est l'épaisseur de l'aquifère et χ et ψ sont des constantes de proportionnalité.

Les résultats obtenus ont montré une forte corrélation entre les deux méthodes et une cohérence par rapport aux essais de pompage réalisés. Les succès de la première méthode (combinaison de la loi d'Archie et de l'équation de Kozeny) dépendent largement de

l'estimation de la porosité selon la loi d'Archie. Cependant, cette équation peut être efficace seulement si la formation géologique ne contient pas beaucoup d'argile, et uniquement si les valeurs de la résistivité de l'eau sont disponibles à partir d'autres sources. D'autre part, la deuxième méthode combine les lois de Darcy et Ohm, selon une section perpendiculaire à la direction des écoulements. Dans ce cas, la conductivité hydraulique dans un ou plusieurs points des profils de résistivité électrique doit être disponible, ainsi que la résistivité électrique du roc. La deuxième méthode peut être utilisée quand l'aquifère est argileux (Niwas et Celik, 2012).

D'autres auteurs ont utilisé des approches différentes pour le calcul de la conductivité hydraulique. Les travaux de Shevnin et al., (2006) et Delgado-Rodriguez et al., (2011) présentent notamment une méthodologie d'estimation de la conductivité hydraulique à partir de la teneur en argile dans les sols limono-limoneux et des mesures électriques.

Le modèle théorique de Ryjov et Sudoplatov (1990), à la suite d'une série d'interprétations et d'analyse des échantillons avec la comparaison de la relation entre la salinité connue (à partir de la résistivité des eaux souterraines) et de données de résistivité électrique, a permis de déterminer la teneur en argile. Ce dernier paramètre clé permis de retrouver la conductivité hydraulique saturé en utilisant la formule empirique développé par Shevnin et al., (2006) (figure 2.19) comme exprimé par l'équation 2.15 :

$$K_s = C^{-2} \times 7,2 \times 10^{-4} \quad (2.15)$$

où K_s est le coefficient de filtration (conductivité hydraulique saturée) ($m \cdot jour^{-1}$) et C représente la teneur en argile. La lettre A représente la fonction d'équation, les lettres B et C représentent la limite de dispersion principale (figure 2.19). L'équation 2.15 implique que la teneur en argile ne peut être nulle et n'est valable que pour les formations non consolidées.

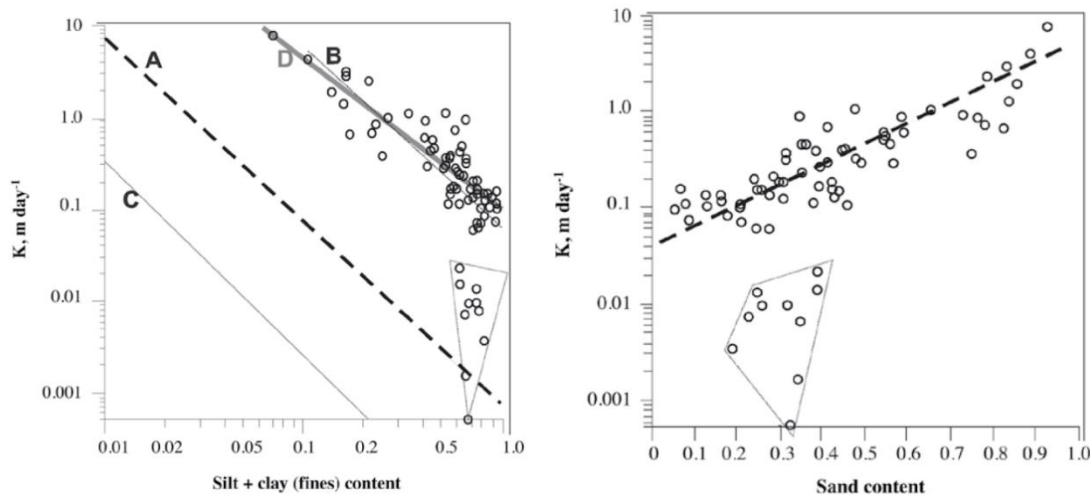


Figure 2.19 Relation entre la teneur en argile + silt (à gauche), le sable (à droite) et la conductivité hydraulique (Delgado-Rodriguez et al., 2011)

Enfin, Yasir et al., (2018) ont utilisé une autre approche pour déterminer la conductivité hydraulique basée sur une régression linéaire, à travers l'étude de l'effet d'une variable quantitative (conductivité hydraulique) sur un autre (résistivité) (régression linéaire). Une comparaison a été réalisée avec des données des essais de pompage pour valider les résultats obtenus.

2.2.5 Niveau piézométrique et échange entre milieu saturé-non saturé

Paz et al., (2017), dans leur revue de littérature sur l'utilisation du GPR, ont postulé que l'évaluation de la profondeur de la nappe phréatique constituait l'intérêt de recherche le plus fréquent. Une nappe phréatique peu profonde constitue un réflecteur facilement détectable dans les levés GPR, en particulier dans les sédiments à grains grossiers ayant des pores de grande taille et des franges capillaires de faible envergure. Si le transmetteur et le réflecteur sont superposés, et ils se trouvent directement au-dessus du réflecteur pour avoir $d=vt/2$. La profondeur du réflecteur peut être calculée selon la relation $dr = 0,5 v \cdot tr$, où v est la vitesse des ondes électromagnétiques [LT^{-1}] et tr est le temps de trajet aller-retour [T] du signal radar dans le milieu (Benson, 1995). La force de ce réflecteur dépend du contraste entre les propriétés électriques des zones saturée et non saturée. Dans les

milieux riches en argile, la principale réflexion de l'onde radar provient du sommet de la frange capillaire et non de la nappe phréatique, comme le montre la figure 2.20.

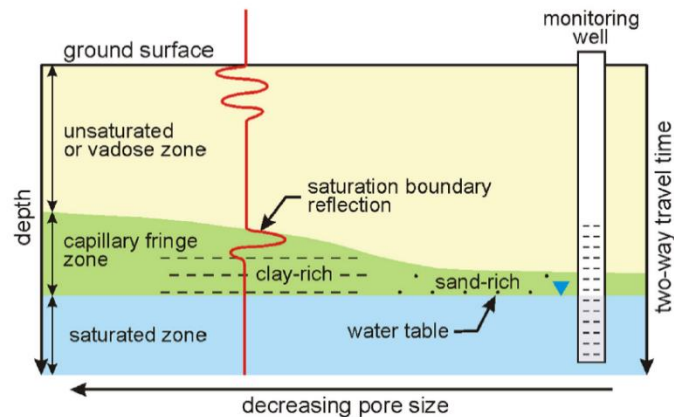


Figure 2.20 Réponse du GPR lorsque les ondes radar rencontrent la frange capillaire (Paz et al., 2017)

Paz et al., (2017) ont proposé certaines caractéristiques propres aux conditions d'écoulement pouvant être déduites de levés GPR : (1) dans les aquifères non confinés, la réflexion de la frange capillaire dans les sédiments à grains grossiers est plus prononcée et plus proche de la nappe phréatique que dans les sédiments fins; et (2) dans des aquifères confinés, la position du sommet de la frange dans l'aquitard supérieur à grains fins engendre une réflexion de l'onde radar.

Johnson (1992) a décrit l'utilisation du GPR pour déterminer la position de la nappe phréatique dans l'aquifère des villes de Brewster et de Harwich, dans le Massachusetts. Les travaux réalisés ont permis l'identification du sommet de la zone saturée selon une estimation de la vitesse de propagation de l'onde radar dans la zone non saturée. Les auteurs ont aussi déduit la direction de l'écoulement des eaux souterraines. Les résultats GPR acquis avec des antennes de 80 M Hz ont permis l'obtention des meilleures images graphiques de la nappe phréatique lorsque la profondeur sous la surface du sol dépassait 3 m. Finalement, les auteurs ont comparé les données GPR aux données issues de puits et

aux résultats obtenus en utilisant la réfraction sismique et les trois analyses se sont avérées cohérentes.

Johnson et al., (2012) ont étudié les échanges entre les eaux souterraines et de surface par approche géophysique. Dans leur étude, les auteurs ont présenté une nouvelle approche pour l'analyse de données de résistivité 3D. L'approche est basée sur l'analyse de séries chronologiques et l'analyse temps-fréquence. Cette approche a permis d'améliorer la compréhension de la dynamique des échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface le long d'un important corridor fluvial, à travers l'identification des changements spatio-temporels des échanges hydriques entre l'aquifère et l'eau de surface. Les analyses ont mis en évidence une zone d'échange privilégiée entre les eaux souterraines et les eaux de surface, associée à une dépression dans une unité sous-jacente caractérisée par une conductivité élevée et représentant une formation d'argile.

McLachlan et al., (2017) ont présenté un cas d'étude pour identifier la nature des échanges entre les eaux souterraines et de surface, en utilisant le GPR. Les auteurs suggèrent que la poursuite de l'intégration de méthodes géophysiques serait utile pour évaluer les interactions entre les eaux souterraines et de surface. Garambois et al., (2002) ont utilisé une combinaison de méthodes géophysiques (GPR, sismique et électrique) pour évaluer les propriétés physiques caractérisant les formations poreuses de la proche surface. L'analyse de la vitesse de propagation des ondes radar a été utilisée pour estimer les fluctuations latérales et verticales du niveau piézométrique. La répétition de ces mesures permet un suivi spatiotemporel du niveau de la nappe et de la teneur en eau dans la zone non saturée, en réponse à des événements anthropiques ou naturels. Pozdnyakova et al., (2001) et Afshar et al., (2015) ont également combiné plusieurs méthodes géophysique (résistivité, GPR) pour identifier et distinguer la zone saturée de la zone non saturée. Les résultats présentés aux figures 2.21 et 2.22 montrent les limites entre les différentes zones des formations géologiques.

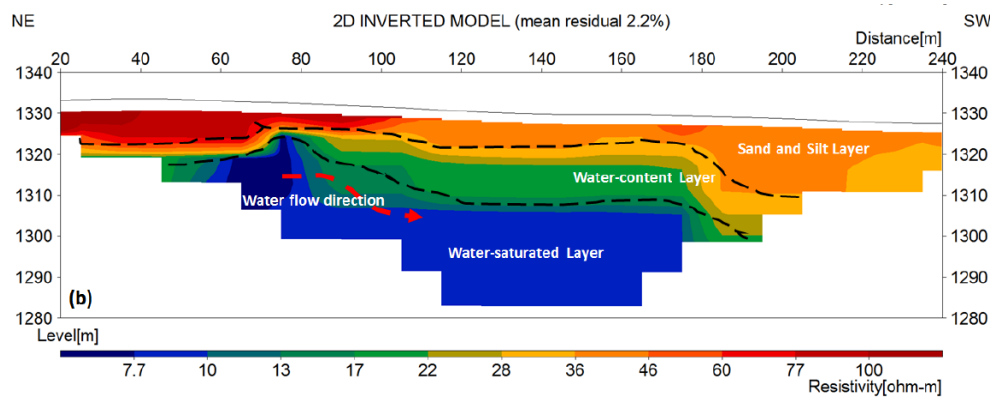


Figure 2.21 Section de profils inverses de la résistivité 2D avec la configuration de Wenner (Afshar et al., 2015)

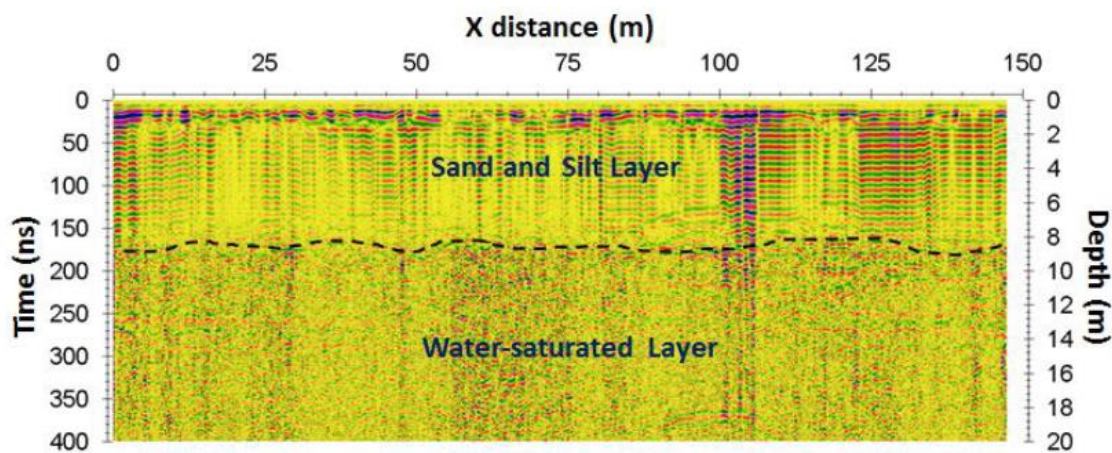


Figure 2.22 Section de profil radargrammes 2D du GPR (Afshar et al., 2015)

2.2.6 Autres paramètres hydrogéologiques

La variation saisonnière peut avoir une influence sur certaines propriétés hydrogéologiques, dont la conductivité hydraulique. L'agitation ionique augmente avec la température lorsque la viscosité d'un fluide diminue. Campbell et al., (1948) ont montré que la conductivité augmentait de 2,02% par °C entre 15 et 35°C. Dans les travaux de Stevens et al., (2008), les relevés GPR effectués à la fin de l'hiver sur les zones de glace de fond et de glace flottante indiquent qu'il existe d'importantes variations spatiales de l'état

thermique des sédiments (figure 2.23). Ces interfaces thermiquement corrélées sont étroitement liées aux variations de la température du sol.

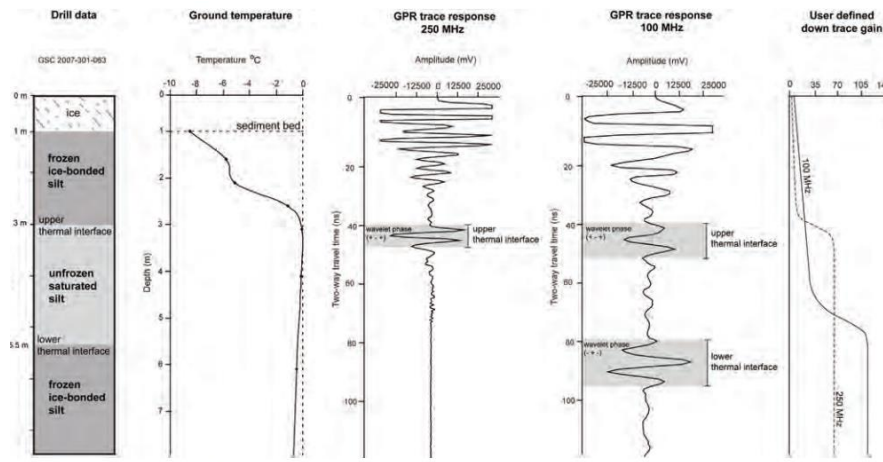


Figure 2.23 Comparaison entre les données de forage, les températures au sol et la réponse visible sur les traces GPR pour les antennes de 250 et 100 MHz (Stevens et al., 2008)

D'autres auteurs ont combiné plusieurs méthodes géophysiques pour estimer la profondeur de la zone gelée (permafrost). Briggs et al., (2016) ont notamment utilisé le GPR et la résistivité électrique à cette fin.

Les variations saisonnières peuvent aussi avoir des impacts sur la qualité des données géophysiques. Curioni et al., (2017) ont montré que la variation des propriétés diélectriques du sol pourrait avoir un impact important sur la performance du GPR. Les auteurs ont comparé les performances du GPR entre deux saisons différentes, sèche et humide. La relation entre la variation temporelle des propriétés diélectriques du sol et les performances du GPR a été évaluée qualitativement, en mettant en évidence la dégradation des images issues du GPR pendant les périodes humides et quelques jours après des événements pluvieux importants suivant des périodes sèches. Les auteurs ont donc recommandé de mesurer ou d'évaluer les conditions du sol lors des levés GPR, s'il n'est pas possible d'utiliser les valeurs typiques de ϵ_a (permittivité apparente) sèches de la littérature, afin d'améliorer la confiance dans les estimations de la profondeur de la cible.

Naudet et al., (2004) ont montré qu'il est possible de trouver une relation entre des méthodes géophysiques et le potentiel redox dans un sol. L'utilisation des méthodes électriques, notamment la polarisation spontanée, a permis aux auteurs de dessiner une carte de potentiel redox au niveau d'un site contaminé. À cet endroit, le potentiel d'oxydoréduction représente un indicateur de réactions de biodégradation de la matière organique.

L'exploitation des données GPR permet d'identifier les limites approximatives des panaches de contaminants. C'est le cas d'études réalisé par Benson et al., (1993) sur des sites situés en Arizona et en Utah. Ces auteurs ont montré qu'il existe une corrélation entre les signatures GPR et la contamination par les hydrocarbures dans des puits stratégiquement situés. Les mesures de résistivité *in situ* combinées à des mesures géoélectriques de surface peut permettre de caractériser la distribution des zones conductrices pouvant être associées à la biodégradation de liquides non-aqueux en phase libre sous la surface.

2.3 Application des méthodes géophysiques pour la caractérisation des sites miniers

L'exploitation des techniques géophysiques pour la caractérisation des propriétés physiques et chimiques des sites miniers est relativement récente. Martín-Crespo et al., (2018) présentent les résultats d'une étude de la caractérisation géo-environnementale du bassin minier de Brunita, dans le district minier de Cartagena-La Unión, à Murcia (sud-est de l'Espagne). La tomographie de résistivité électrique (TRE) a permis de déterminer la géométrie générale de la base du bassin et l'épaisseur des résidus miniers. Le volume des résidus actuellement stockés dans le bassin minier a également été calculé. La profondeur de la base de l'étang obtenue à partir de deux forages a été confirmée par les résultats obtenus à partir des profils ERT. Les auteurs ont montré que l'utilisation conjointe de techniques cartographiques, géophysiques, minéralogiques et géochimiques fournit une caractérisation environnementale des sites miniers abandonnés, permettant d'estimer la pollution potentielle et les zones touchées.

Yaya et al., (2017) ont utilisé le suivi géophysique et la modélisation numérique pour évaluer la stabilité d'une digue pendant la phase de restauration. La surveillance géophysique utilisant la résistivité électrique a permis d'estimer la nature des matériaux utilisés et la structure interne du remblai. Ces interprétations ont été validées par l'observation géologique et la réalisation de diagraphies géotechniques de la digue.

Les travaux de Zarroca et al., (2015) montrent quant à eux que l'imagerie par résistivité électrique (ERI) permet d'identifier les principales caractéristiques du sous-sol en contexte minier. Cette dernière technique (ERT) a été appliquée en 2D et 3D sur un ancien site minier dans la région de Murcia en Espagne et a permis d'estimer le volume des résidus miniers et de classer les matériaux dans les bassins de résidus en trois catégories: résidus fins - faible résistivité électrique ($< 8 \Omega\text{m}$); résistivité électrique intermédiaire des stériles grossiers ($8-150 \Omega\text{m}$); et substrat rocheux - résistivité électrique élevée ($> 150 \Omega\text{m}$) (Acosta et al., 2017).

Galdón et al., (2017) ont utilisé deux techniques géophysiques, soit la résistivité électrique et le GPR, pour réaliser une étude géologique et géophysique à l'intérieur d'une structure de drainage minier abandonnée à la Carolina (La Paloma), en Espagne, afin d'évaluer sa valeur patrimoniale ainsi que l'état des vides de la mine en vue de la transformer en un site ouvert au public. Soulignant la caractérisation de la structure géologique et les principales failles et veines, le GPR a offert une résolution plus élevée mais une profondeur de pénétration plus limitée (moins de 3 m dans ce cas) par rapport à la résistivité électrique. Les profils ont été réalisés avec des fréquences de 500 MHz et 250 MHz afin de permettre l'évaluation des variations lithologiques (quartzites et phyllites) ainsi que la délimitation des discontinuités structurales (figures 2.24 et 2.25).

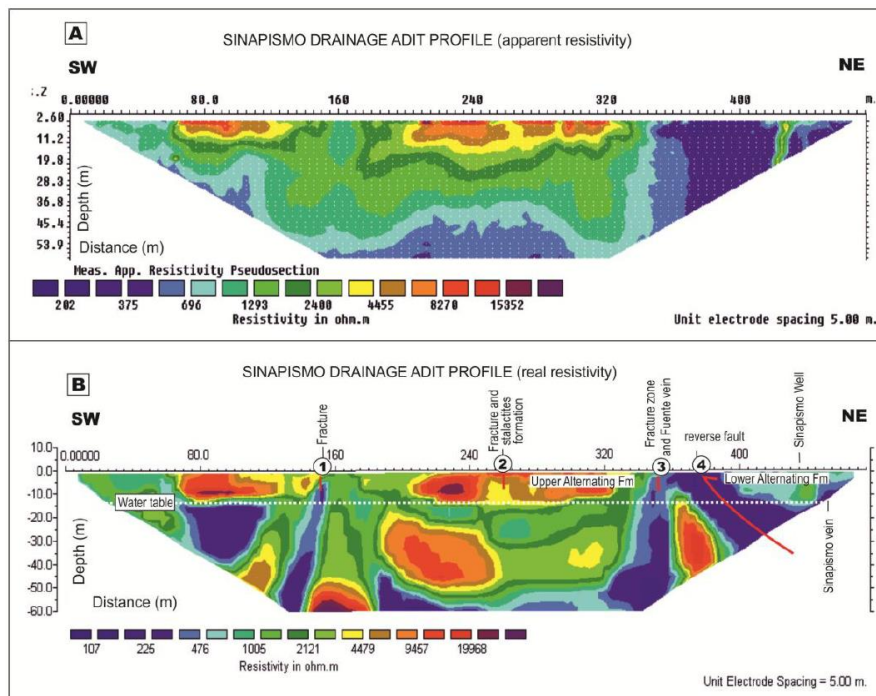


Figure 2.24 (A) Profil de résistivité apparente; (B) Profil de résistivité réelle (les zones de fractures sont identifiées par 1, 2, 3 et 4) (Galdón et al., 2017)

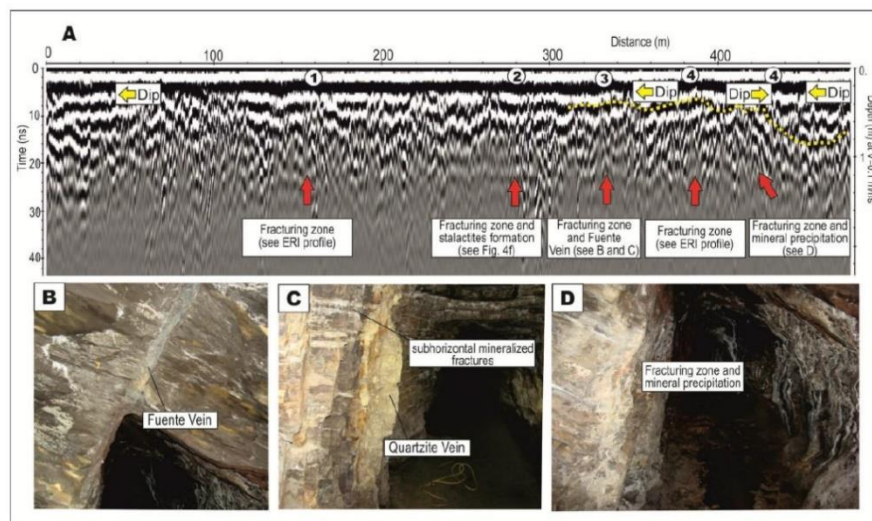


Figure 2.25 (A) Profil GPR le long du canal de drainage La Paloma à l'aide d'antennes blindées de 250 MHz de fréquence. 1, 2, 3 et 4: zones de fractures détectées dans le profil ERI. (B) Veine détectée à 334 m de l'origine du profil. (C) Veine de quartzite à 376 m du

profil d'origine. (D) Zone de fracture et précipitation minérale à 410 m de l'origine du profil (Galdón et al., 2017)

Les deux techniques géophysiques (RE et GPR) utilisées dans l'étude de Galdón et al., (2017) fournissent des informations complémentaires aux observations géologiques qui peuvent être utilisées pour évaluer le patrimoine minier. D'autre part, elles offrent des informations sur les conditions mécaniques du massif rocheux, permettant ainsi une évaluation de la sécurité pour l'accès au site. Le GPR a notamment permis de détecter les détails de la stratification, les creux, les alternances lithologiques, les plis et les fractures, tandis que la résistivité électrique a permis une évaluation de la structure des roches avec une résolution inférieure mais une profondeur d'investigation plus importante (jusqu'à 60 m dans cette étude).

L'utilisation de l'ERT a également permis de détecter des failles sur un site minier abandonné (Muralidharan et al., 2009). D'autres paramètres physiques peuvent être exploités à travers l'utilisation de ces techniques. À titre d'exemple, les travaux de Mainali et al., (2015) ont permis de tester l'applicabilité de la résistivité électrique et de la polarisation spontanée (PS) pour détecter les infiltrations anormales dans les barrages de résidus miniers en Suède et surveiller leur état physique. L'étude, appuyée sur l'utilisation de la PS, a montré sa capacité à détecter les infiltrations en déterminant le potentiel de courant (*streaming potential*), qui représente la différence de tension parallèle au sens du flux qui définit le courant de convection. L'étude de la résistivité électrique a permis de définir la position de la nappe phréatique et d'identifier la position du noyau du barrage. Elle a également fourni des informations sur le type de matériau, les hétérogénéités et la saturation en eau dans la pente en aval.

Les travaux de Cortada et al., (2017) ont été réalisés dans un ancien parc à résidus miniers en Espagne où les résidus ont été stockés sans mesures correctives. L'efficacité des techniques géophysiques comme l'imagerie de résistivité électrique et le GPR, comme outils d'évaluation de l'efficacité de l'étanchéité de ces structures, a été analysée. La technique de résistivité électrique a permis de caractériser la structure interne des résidus

du bassin, en déterminant la géométrie de ces dépôts (figure 2.26), et en évaluant les risques potentiels qu'ils posent, ainsi que la position du roc.

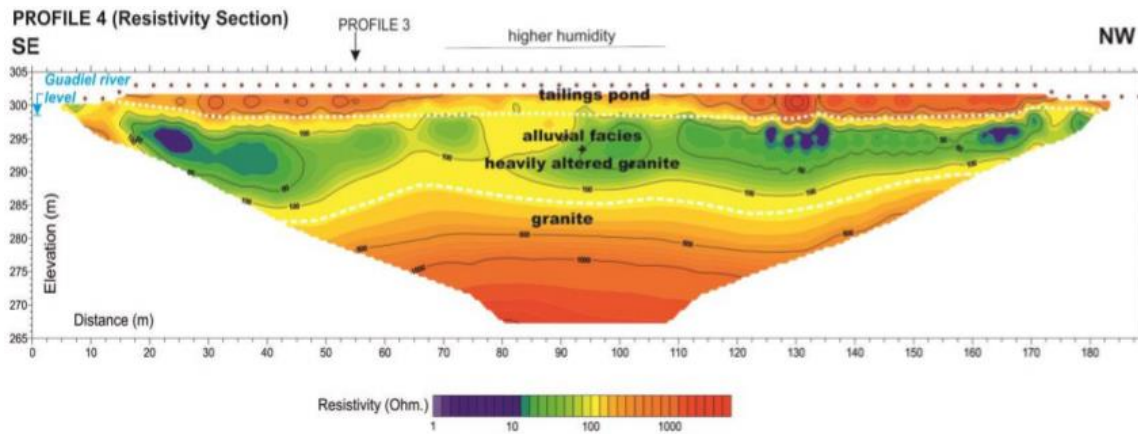


Figure 2.26 Profil d'imagerie de résistivité électrique (Cortada et al., 2017)

Dans la même étude, l'utilisation du GPR a permis une caractérisation des différentes structures des résidus miniers, et a mis en évidence des défauts potentiels d'étanchéité (figure 2.27). De ce fait, la combinaison de ces deux techniques a permis une caractérisation utile de ce parc à résidus miniers.

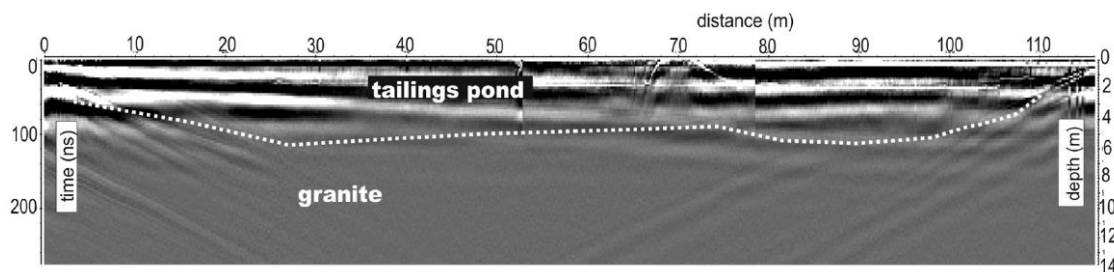


Figure 2.27 Profil GPR réalisé au sein d'une aire d'accumulation de résidus miniers (fréquence de 100 M Hz) (Cortada et al., 2017)

Des tests au laboratoire ont été réalisés pour évaluer la relation entre la résistivité électrique (et donc la conductivité électrique) et les propriétés de résidus miniers d'un site d'exploitation de phosphate (Chen et al., 2018). Les résultats ont montré que la résistivité électrique des résidus de phosphate diminuait avec l'augmentation de la teneur en eau, de la densité sèche et de la température.

La caractérisation géophysique d'un dyke d'un bassin de résidus miniers de Syncrude au Canada, non drainé, a été réalisée dans le cadre d'une étude menée par Booterbaugh (2014). La tomographie de résistivité électrique (TRE) a été utilisée avec d'autres techniques géophysiques, conjointement avec des mesures hydrogéologiques et chimiques, pour étudier la répartition de l'humidité du sol, de la charge hydraulique et de la salinité des eaux souterraines. La loi d'Archie a été utilisée pour relier la conductivité apparente mesurée avec les mesures de l'humidité du sol et la conductivité électrique du fluide. Les résultats ont montré qu'il existe une relation relativement forte entre la conductivité électrique et l'humidité du sol, tandis qu'une corrélation faible à nulle a été observée entre la conductivité électrique et la conductivité électrique du fluide. Les sondages électriques ont permis d'identifier clairement l'emplacement de la nappe phréatique dans la digue. Cette étude fournit un aperçu de l'application de techniques géophysiques pour étudier l'humidité du sol, la charge hydraulique et la distribution du sel des eaux souterraines dans une structure de digue à résidus active non drainée (Booterbaugh, 2014).

La tomographie de la résistivité électrique (TRE) a aussi été utilisée sur le site minier de Kettara au Maroc pour déterminer la nature géologique du substrat d'un bassin de résidus, la structure interne des déchets miniers et pour délimiter les zones de pollution associées avec des décharges de sulfures (Lghoul et al., 2012). Outre la caractérisation géologique et des propriétés hydrauliques, les méthodes géophysiques peuvent être utilisées pour une caractérisation géochimique. Lghoul et al., (2012) ont montré que la zone de faible résistivité que génère un drainage minier acide, qui migre vers le bas à travers des fractures et des microfractures, peut être délimitée par approches géophysiques. Les travaux de Korneeva et al. (2016), qui utilisent des méthodes géophysiques (TRE) sur un ancien parc à résidus miniers contenant un pourcentage élevé de sulfures, ont révélé que les eaux météoriques pénètrent progressivement dans les résidus en dissolvant les minéraux secondaires et les sels métalliques. Ces infiltrations ont permis d'accumuler des eaux et de former des réservoirs souterrains, ce qui a permis au drainage minier acide de se propager à l'intérieur des structures lithologiques. Les levés géophysiques utilisés dans cette étude ont permis de fournir un outil rapide et peu coûteux qui peut être utilisé pour identifier les infiltrations potentielles de drainage minier et pour déterminer l'ampleur de la migration du

drainage de la mine. Cette approche peut être combinée avec des techniques conventionnelles de surveillance des eaux souterraines pour gérer la pollution de l'eau dans les résidus miniers.

Des études combinées ont permis de déterminer la composition de l'eau interstitielle, du drainage des mines et des eaux souterraines affectées. Une tomographie de résistivité électrique a été utilisée pour tracer le zonage géoélectrique des échantillons de déchets (Yurkevich et al., 2017). Les couches à faible résistivité indiquaient des zones où les pores du matériau étudié étaient remplis de solutions hautement minéralisées contenant du Fe, Cu, Zn, Cd, As et Sb, à des concentrations totales allant jusqu'à 50 g/L. Les zones de conductivité accrue dans les résidus ont indiqué des zones locales à fort potentiel de production d'acide et une solution porale acide. Les données disponibles indiquaient la présence d'une migration du drainage en dehors des résidus, sa direction pouvant être déterminée par des données géophysiques. La surveillance des décharges de résidus en utilisant des méthodes géochimiques et des méthodes géophysiques ont permis de délimiter les résidus, de prédire la direction d'écoulement du drainage souterrain et de la contamination des eaux souterraines et l'évaluation des ressources totales en éléments minéraux (Fe, Cu, Zn et As) dans ces résidus miniers (Yurkevich et al., 2017). D'autres études ont permis de trouver une relation entre la résistivité électrique et les propriétés géochimiques des résidus miniers (Martínez-Pagán et al., 2009; Epov et al., 2017).

La TRE a été utilisée pour établir le zonage géo-électrique des résidus et les relations entre les paramètres électriques de l'environnement et la composition chimique des résidus et de l'eau interstitielle tel qu'illustré à la figure 2.28.

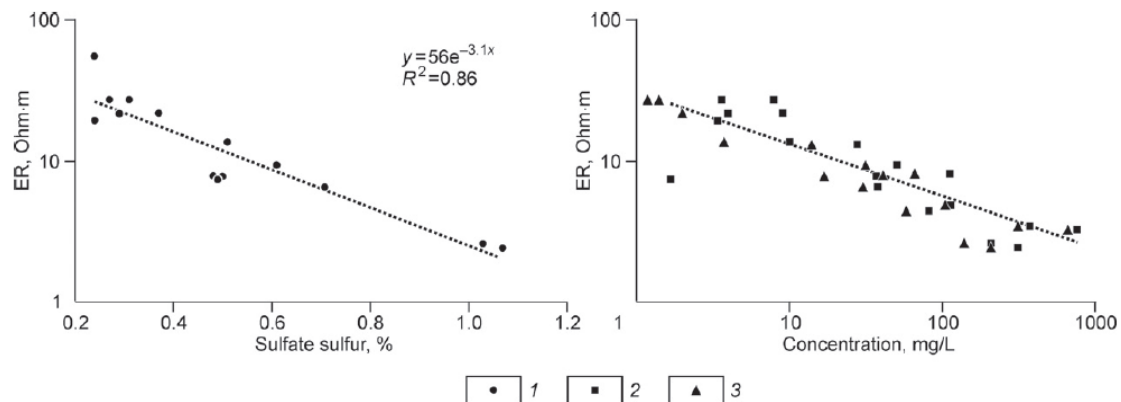


Figure 2.28 Relations entre la résistivité électrique et le sulfate de soufre dans le matériau solide (1) et entre la résistivité électrique et la concentration totale en métaux (2) et en zinc (3) en solution aqueuse extraits de résidus miniers (Epov et al., 2017)

Selon les auteurs, cette approche permet d'évaluer la quantité de résidus, les voies d'écoulement des eaux de drainage et la pénétration de solutions industrielles fortement salines dans les eaux souterraines (Epov et al., 2017).

Dans l'étude de Tycholiz et al., (2016), les auteurs ont étudié les relations quantitatives entre la conductivité électrique, l'acidité et la salinité des échantillons de résidus miniers au centre du Manitoba, au Canada. Les résultats de l'étude démontrent la faisabilité de l'utilisation des levés géophysiques pour cartographier le drainage minier acide et les constituants géochimiques connexes.

Pour terminer, Campbell et Fitterman (2000) ont utilisé des méthodes géo-électriques de résistivité du courant continu (DC), de polarisation induite (IP) et le GPR pour étudier les décharges de mines. Les résultats reflètent la lithologie, la saturation en eau des pores et les solides dissous dans l'eau des pores. Les auteurs ont conclu sur l'utilité de l'application de ces méthodes dans le cadre de la caractérisation de déchets miniers et ont émis des recommandations concernant les méthodes les plus appropriées pour les étudier:

- Les sondages en courant continu sont utiles pour trouver des horizons électriques à faible profondeur, mais la résolution diminue avec la profondeur.
- Les travaux de polarisation induite (IP) aideront probablement à distinguer la minéralogie, en particulier les sulfures et les sulfates.

- Le GPR risque de ne pas s'avérer efficace dans les résidus miniers. Cela est dû au fait que les décharges de mines sont en général très conductrices, ce qui conduit à une mauvaise pénétration des ondes GPR.
- Aucun succès clair n'a encore été signalé en utilisant des méthodes géo-électriques à potentiel spontané (SP) dans le traitement des déchets miniers.

2.4 Utilisation des drones dans le secteur de l'industrie minière

L'application de méthodes d'acquisition de données par drone dans l'industrie minière est relativement récente. Ces applications touchent ce secteur depuis l'exploration jusqu'à l'exploitation. Les avancées technologiques récentes font du drone un outil incontournable dans l'industrie minière. Ce dernier comporte plusieurs avantages, dont son faible coût, sa flexibilité, sa rapidité et son efficacité d'utilisation (Colomina et Molina, 2014). Des articles scientifiques récents présentent des descriptions détaillées de ces appareils ainsi que différents exemples d'applications pour l'industrie minière (Shahmoradi et al., 2020; Krupnik et Khan, 2019; Lee et Choi, 2016; Said et al., 2020; Park et Choi, 2020; Ren et al., 2019).

L'application des approches d'imagerie par drone constitue une avenue pertinente pour la cartographie des mines de surface et souterraines en raison de la rapidité d'acquisition de données précises et à un coût moindre que les méthodes d'arpentage conventionnelles (Chen et al., 2015; Esposito et al., 2017; Kirsch et al., 2018). Les figures 2.29 et 2.30 montrent des exemples de cette application pour la topographie et l'imagerie en 3D.

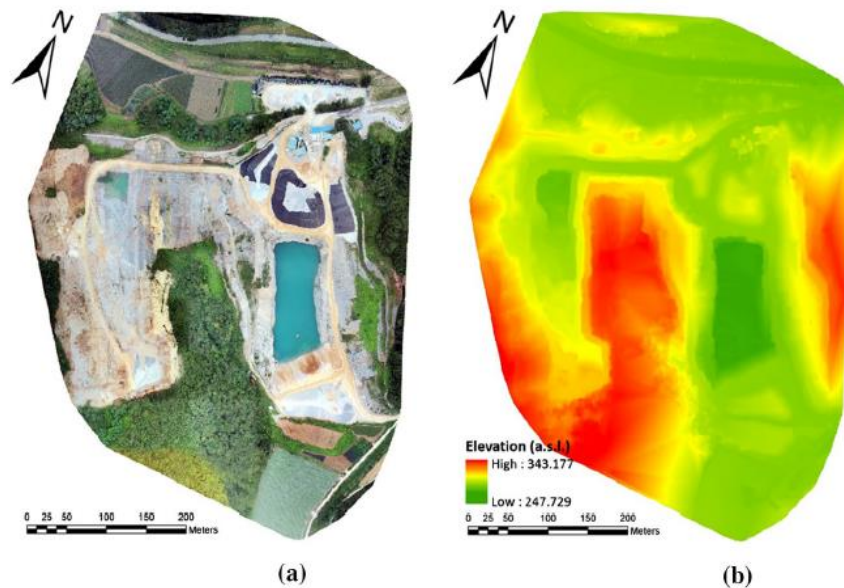


Figure 2.29 Résultats des levés topographiques à l'aide d'un drone à voile tournante. (a) Image orthomosaïque (b) Modèle numérique du surface (modifiée de Lee et Choi, 2015a)

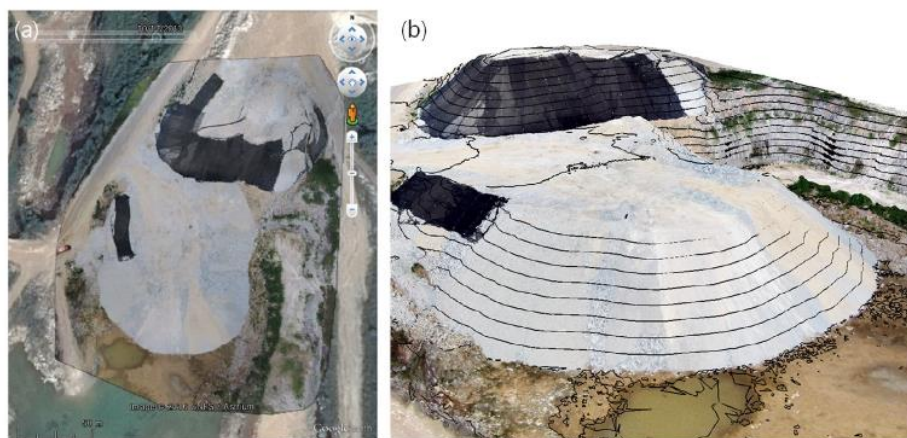


Figure 2.30 Visualisation 3D d'un stock de minerai créé par un drone. (a) Image orthomosaïque (b) Modèle 3D (Lee et Choi, 2016)

En plus de la topographie, les techniques d'imagerie par drone ont été utilisées pour la surveillance environnementale comme l'affaissement de terrain, le drainage minier acide ainsi que la surveillance de la faune et flore dans l'environnement minier (Bendiga et al., 2015; Liu et al., 2018). Les appareils dotés de caméras thermiques, bien qu'ils soient coûteux, peuvent être utilisés pour améliorer la sécurité en contexte minier. À titre

d'exemple, dans les mines souterraines, l'imagerie thermique peut contribuer à la détection des blocs instables, contribuant ainsi à la sécurité des employés (Jhariya et al., 2016; Cunha et Youcef-Toumi, 2018). L'imagerie thermique par drone peut aussi être utilisée pour mesurer des gradients et anomalies thermiques dans les zones minières, en déterminant la vitesse de propagation de la chaleur et la probabilité d'explosions et d'incendies dans une mine (Wang et al., 2015). Ces incendies peuvent être causés par la production de gaz explosif, d'où l'efficacité d'utiliser aussi les drones pour la surveillance de la qualité de l'air, non seulement pour les gaz explosifs, mais aussi les gaz toxiques comme le méthane, l'oxyde d'azote, de soufre et de carbone en grandes quantités (Rossi et al., 2014).

D'autres applications des approches par drone dans le domaine minier incluent la surveillance des volumes de rejets miniers (Colomina et Molina, 2014). Les drones ont aussi montré une efficacité dans la surveillance des mines abandonnées (Said et al., 2020), la quantification des dommages à la suite d'un affaissement (Xiao et al., 2018) et la cartographie du drainage minier acide (Jackisch et al., 2018). Le tableau 2.6 présente une synthèse d'applications des drones dans le domaine minier (Shahmoradi et al., 2020).

Tableau 2.6 Application des drones dans le domaine minier

Mines à ciel ouvert	Mines souterraines	Mines abandonnées
<ul style="list-style-type: none"> - Exploitation minière - Cartographie 3D - Stabilité des pentes - Sécurité minière - Suivi de construction - Gestion des installations 	<ul style="list-style-type: none"> - Caractérisation géotechnique - Distribution de la taille des roches - Détection de gaz - Mission de sauvetage minier 	<ul style="list-style-type: none"> - Surveillance de l'affaissement - Revégétation - Cartographie du paysage - Détection du stockage de gaz - Surveillance du drainage acide

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE : PROCÉDURES EXPÉRIMENTALES ET MODÉLISATION

Les propriétés des matériaux et les processus étudiés dans le cadre de la présente étude concernent la teneur en eau volumique, la porosité, la conductivité hydraulique, les processus d'infiltration et de transfert thermique, ainsi que les discontinuités physiques des digues. Ces données collectées sont nécessaires pour la compréhension du système d'écoulement au site Quémont-2 et serviront de base pour les travaux de modélisation visant à y simuler les processus d'écoulement de l'eau souterraine.

3.1 Situation géologique et hydrogéologique

3.1.1 Localisation du site d'étude

Le site Quémont-2 de la compagnie de Glencore Fonderie Horne est situé immédiatement au nord du périmètre urbain de la Ville de Rouyn-Noranda (figure 3.1).

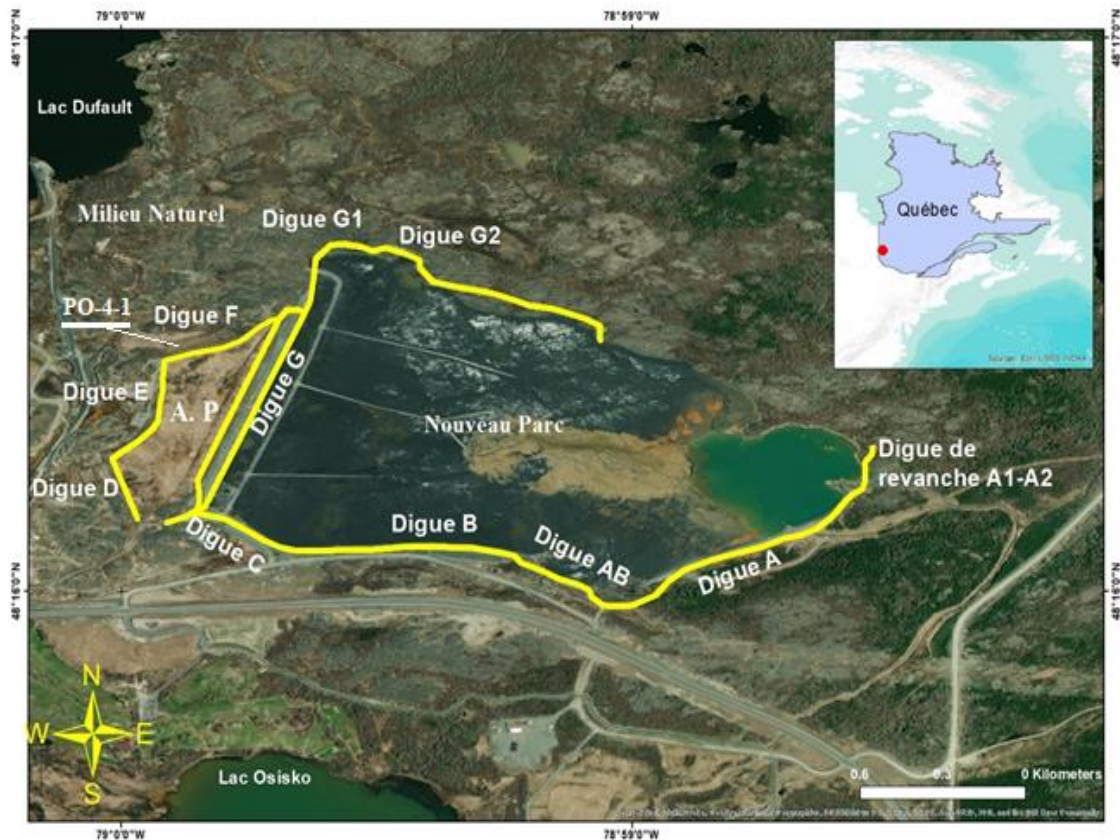


Figure 3.1 Localisation du site d'étude avec l'ancien parc (A.P.), le nouveau parc, et le positionnement des digues (lignes jaunes)

Ce parc à résidus miniers, qui s'étend sur une surface d'environ 102 ha, a servi successivement à la déposition de résidus sulfureux, de scories et à de la co-déposition, composée de scories fraîches générées à la suite de la flottation du cuivre résiduel dans le concentrateur de la Fonderie Horne et de la boue de traitement de l'UTAF (Unité de traitement d'acide faible).

La digue G, qui a été construite en 1995, repose directement sur les résidus miniers, il s'agit d'une digue interne. Cette digue sépare l'ancien parc (à l'ouest), du nouveau parc (à l'est) qui est toujours en activité (figure 3.1). D'une longueur de 791 m, la digue G ne comprend pas de noyau d'argile, et est composée principalement de matériaux granulaires de couches d'environ 60 cm d'épaisseur (WSP, 2019a) (figure 3.2).

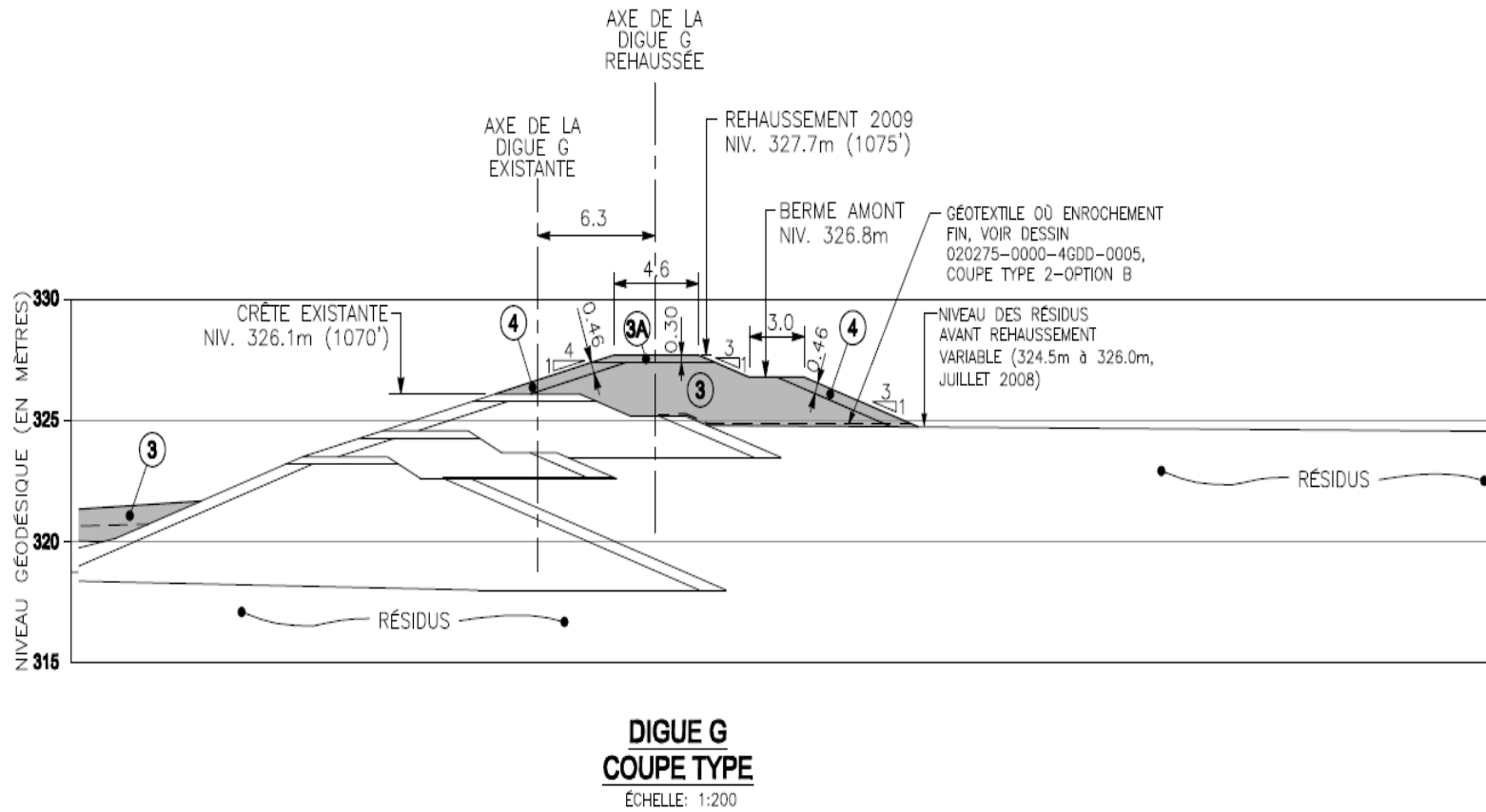


Figure 3.2 Structure de la digue G (modifiée de WSP, 2019b)

Légende :

- (1) Argile
- (2) Sable et gravier sélectionnés
- (3) Granulaire sélectionné
- (3A) Granulaire sélectionné (couche de roulement et bretelle d'accès)
- (4) Granulaire grossier (couche de protection)
- (5) Enrochement sélectionné

La figure 3.3 présente la structure des digues D, E et F. Ces digues reposent généralement sur des dépôts argileux d'une épaisseur qui varie de moins de 1,0 m à plus de 10,0 m. On observe aussi des dépôts de tourbe qui surmontent les dépôts argileux. Un forage à proximité de ces digues (PO-4-1) montre l'existence d'une mince couche de till sous l'argile avec une épaisseur qui n'excède pas 3 m, au-dessus du socle rocheux (WSP, 2019a). Les digues D, E et F représentent la dernière barrière entre le parc à résidus et le milieu naturel, dont le lac Dufault, source principale de l'eau potable de la Ville de Rouyn-Noranda, justifiant l'importance accordée à l'étude de ces digues.

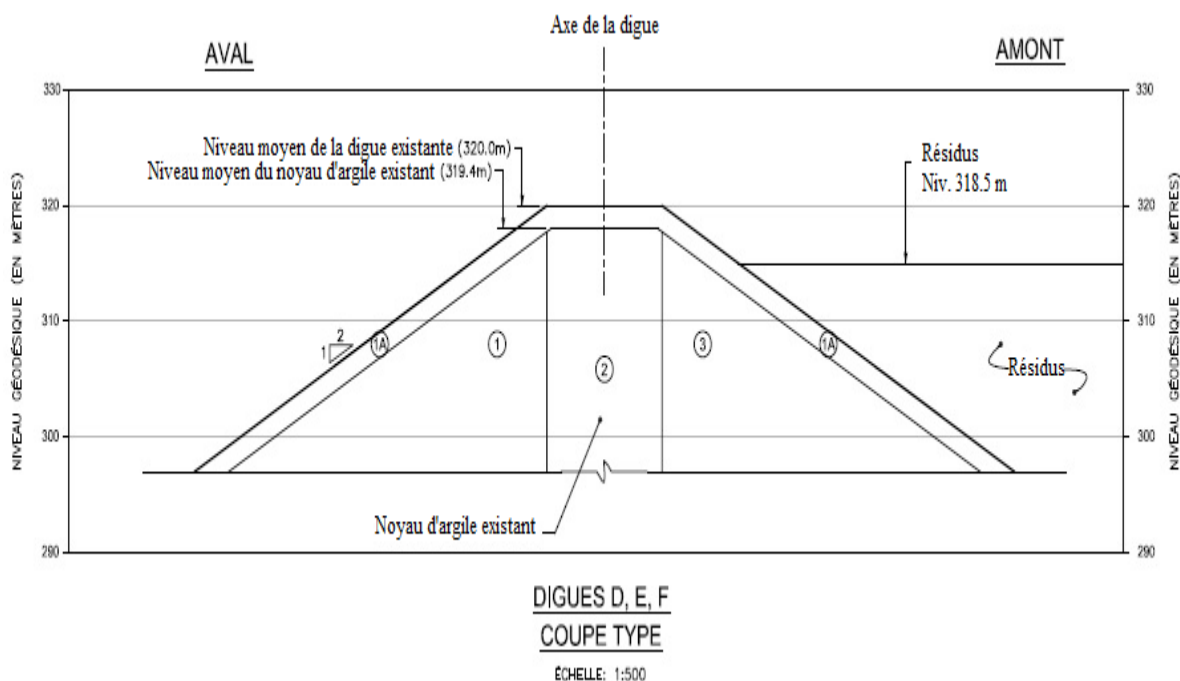


Figure 3.3 Structure des digues D, E et F (adaptée de WSP, 2019b)

Légende :

- (1) Épaulement et berme en aval : matériaux granulaires compactés, constitués principalement de sable
- (1A) Couche de protection et de recouvrement du noyau : matériaux granulaires compactés constitués de sable et de gravier avec quelques cailloux
- (2) Noyau : matériaux silto-argileux compactés
- (3) Épaulement et berme en amont : matériaux granulaires compactés, constitués principalement de sable

3.1.2 Contextes géologique et hydrogéologique

La description des contextes géologique et hydrogéologique est basée sur les travaux réalisés dans le cadre du Projet d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (PACES-AT) (Cloutier et al., 2013, 2015, 2016), ainsi que les rapports techniques de WSP (2019a; 2019b). La compréhension des contextes géologique et hydrogéologique sera bonifiée avec l'ajout des données issues des travaux de laboratoire, de terrain et de modélisation réalisés dans ce projet.

Le site d'étude est localisé dans la province du Supérieur du Bouclier canadien. Ce secteur, situé dans la sous-province géologique de l'Abitibi, contient majoritairement des roches volcaniques (andésite et rhyolite), des diorites quartzifères, du gabbro porphyrique, avec présence de dykes de diabase à olivine et d'intrusions felsiques (figure 3.4).

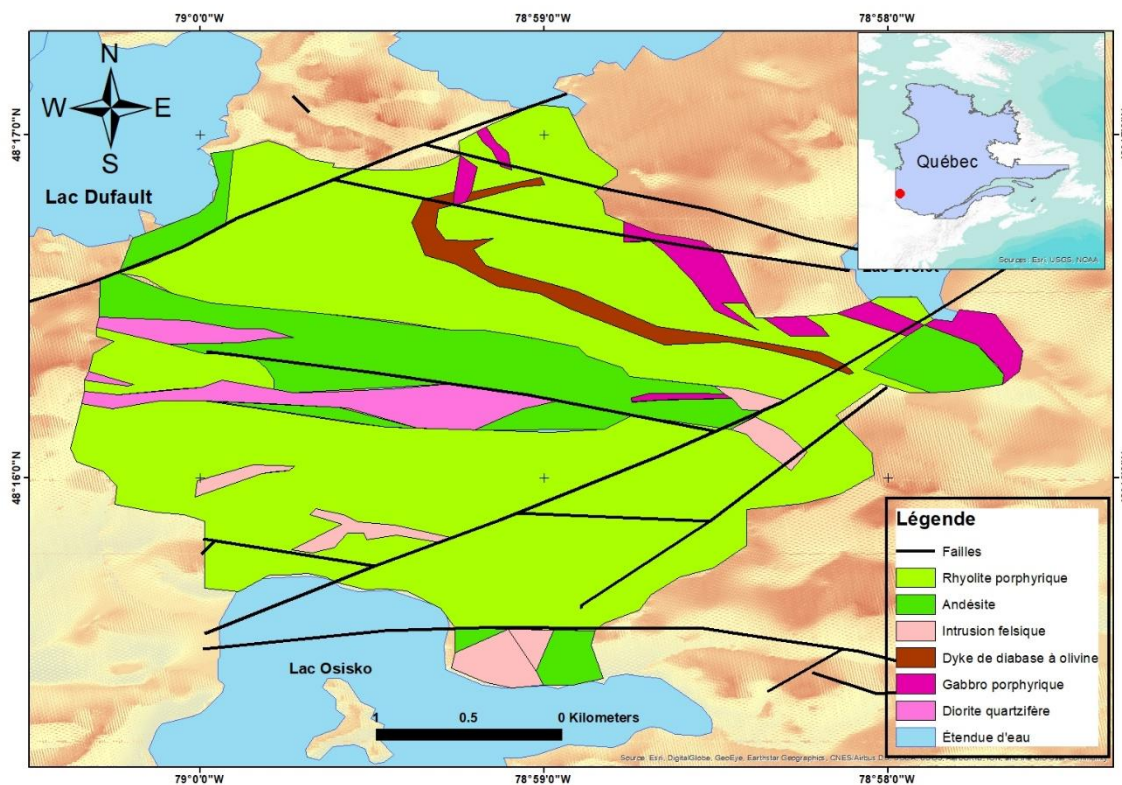


Figure 3.4 Carte de la géologie du roc de la zone d'étude (adaptée de WSP, 2019a)

Le socle rocheux est recouvert par des dépôts meubles constitués d'une séquence de sédiments d'origine glaciaire et postglaciaire, et incluent une couche de till, des argiles glaciolacustres formées dans le lac glaciaire Barlow-Ojibway et des dépôts organiques. La figure 3.5 présente la carte des dépôts de surface dans le secteur du site Quémont-2.

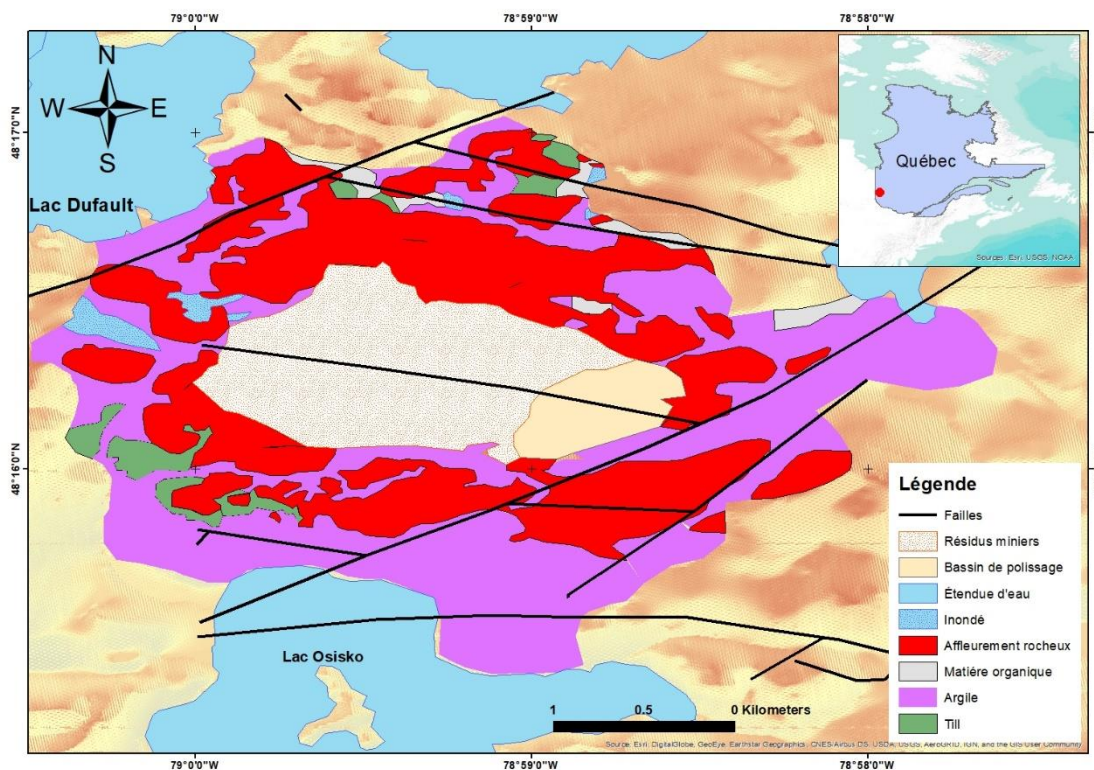


Figure 3.5 Carte des dépôts de surface de la zone d'étude (adaptée WSP, 2019a)

Les eaux s'écoulant sur le site Quémont-2 proviennent des précipitations et du déversement de résidus sur le site. L'eau qui n'est pas évaporée ni retenue dans le réseau interstitiel des résidus s'écoule en direction du bassin de polissage localisé à l'est du site. Des ruisseaux acheminent l'eau de pluie vers le milieu naturel, soit vers le bassin Nord Osisko au sud ou vers le lac Dufault au nord-ouest. En effet, L'eau de pluie qui tombe sur le parc à résidus est dirigée vers le bassin d'eau dans la partie est du parc pour être pompée vers le bassin de polissage BPN-5, situé dans le secteur d'Évain. Il y a une exception pour l'extrémité ouest du parc qui elle est drainée par des fossés de drainage vers le bassin de polissage Nord-Osisko, situé au sud du parc. Les milieux naturels situés au nord du parc à résidus se drainent quant à eux vers le nord. La figure 3.6 présente le réseau hydrographique de la région et les différents ruisseaux naturels et artificiels sur le site et aux alentours.

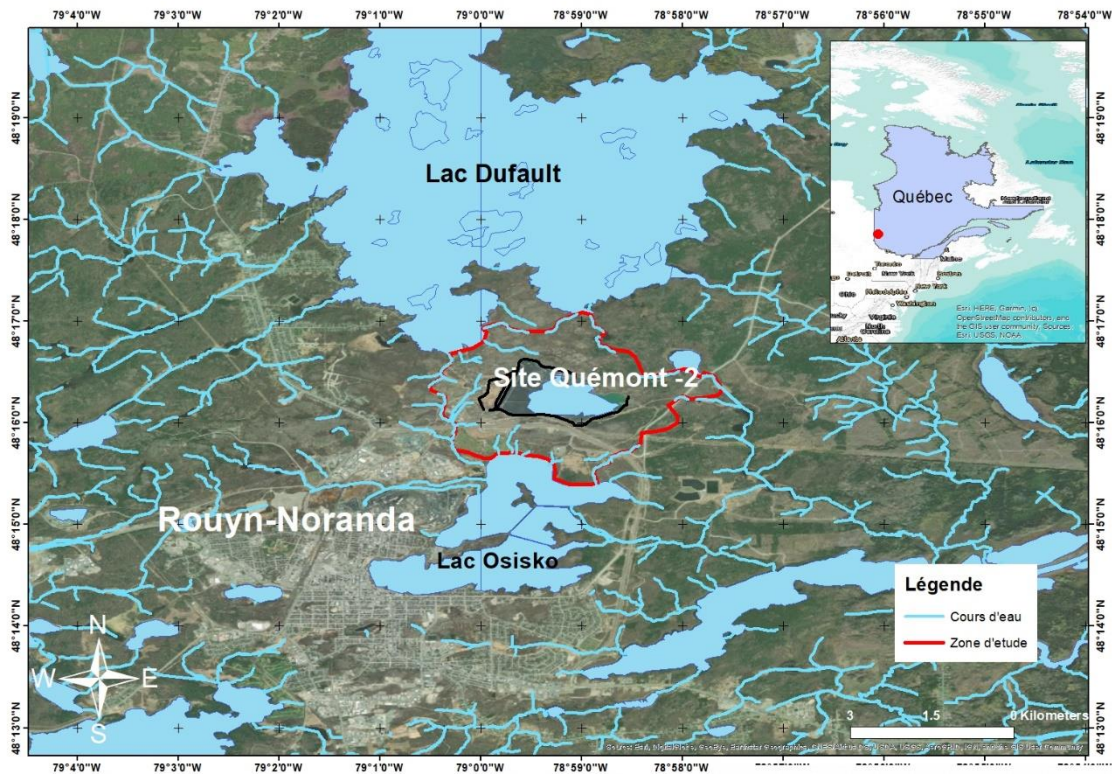


Figure 3.6 Carte de la topographie et de l'hydrologie de la région du site Quémont-2
(adaptée des données du Cloutier et al., 2016)

3.2 Approche méthodologique

Le modèle conceptuel de la zone d'étude est représenté à la figure 3.7. La figure montre des résidus reposant sur des dépôts naturels et étant ceinturés par des digues. Les processus ciblés ici concernent l'infiltration d'eau au sein de la zone non saturée et des fissures s'y trouvant (figure 3.7-A), l'évaluation des hétérogénéités susceptibles d'influencer l'écoulement de l'eau dans les résidus miniers (figure 3.7-B), l'évaluation de potentielles exfiltrations au pied des digues (figure 3.7-C), l'évaluation de l'architecture des formations géologiques (figure 3.7-D) et des discontinuités s'y trouvant (figure 3.7-E) ainsi que la localisation des zones d'exfiltration d'eau souterraine (figure 3.7-F).

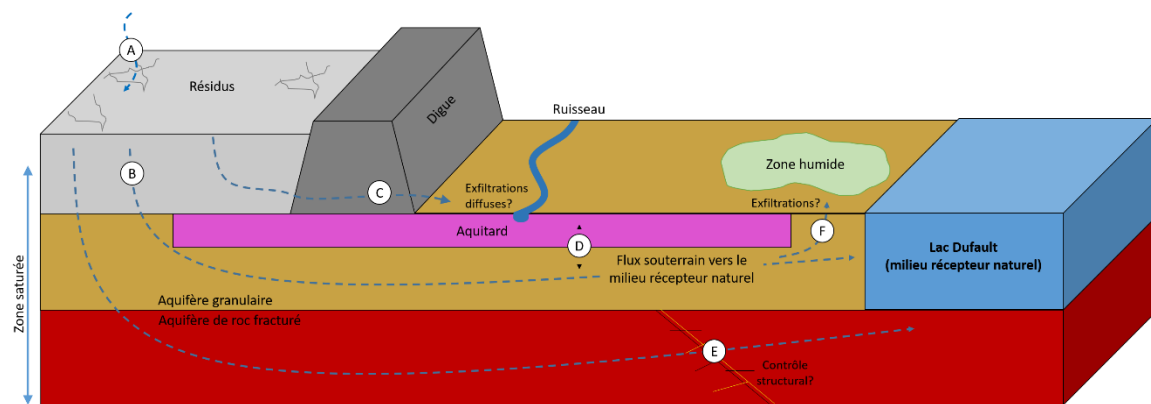


Figure 3.7 Modèle conceptuel de la section étudiée

Les approches déployées dans le cadre de la présente étude visent à documenter les processus précités suivant la logique illustrée à la figure 3.8. Le site d'étude est subdivisé en trois zones, la zone 1 correspondant au secteur en amont des digues du nouveau parc, la zone 2 correspondant aux digues de l'ancien parc (dignes D, E et F) et la digue du nouveau parc (digue G), tandis que la zone 3 correspondant au secteur entre les digues et le lac Dufault. Les approches déployées incluent la mesure *in situ* des teneurs en eau (et constantes diélectriques) dans la zone non saturée (figure 3.8-A), l'analyse des propriétés physiques des matériaux en laboratoire (figure 3.8-B), l'acquisition de données GPR et de résistivité électrique dans les résidus pour l'estimation de la teneur en eau, de la porosité, de la conductivité hydraulique et de l'hétérogénéité (figure 3.8-C-D-E), l'acquisition d'images thermiques pour l'évaluation du processus d'infiltration (figure 3.8-F) et d'exfiltration (figure 3.8-G-H), l'acquisition de profils GPR sur les digues pour l'identification de discontinuités (figure 3.8-I), l'acquisition de profils de résistivité électrique pour l'évaluation des structures géologiques (figure 3.8-J) et la simulation numérique des écoulements (figure 3.8-K).

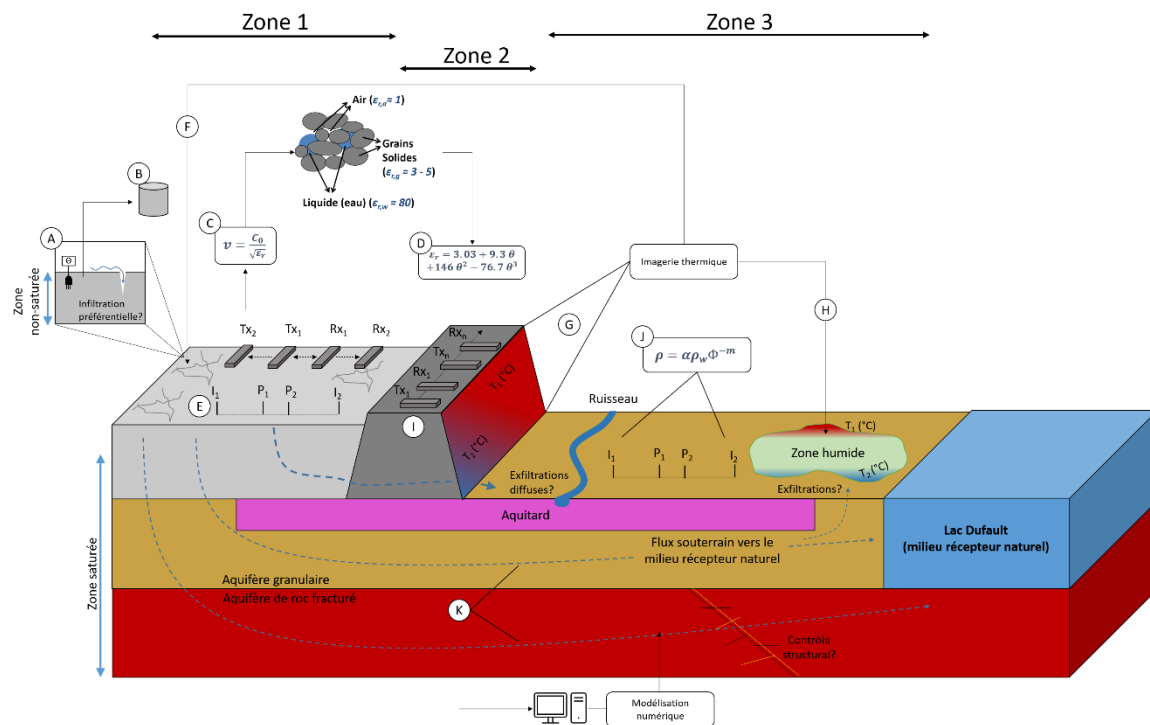


Figure 3.8 Résumé des approches suivies dans la présente étude

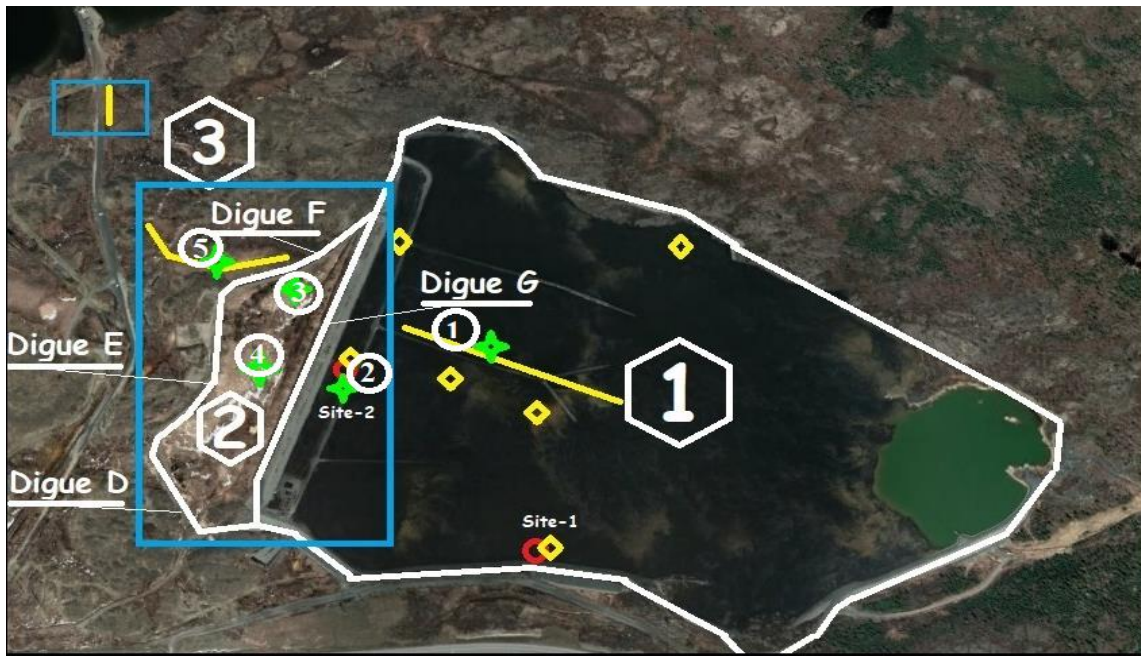
La carte de la figure 3.9 présente la localisation des différents travaux et techniques de caractérisation réalisés sur le site d'étude. Comme préalablement indiqué, l'application des approches méthodologiques a été divisée selon les processus étudiés au sein de trois zones principales (figure 3.9). La zone 1 est consacrée à la caractérisation des résidus miniers du nouveau parc, lequel est toujours en activité (F1 : forage au résidus miniers Q2-PO-RM-09-18 et F2 : forage au roc Q2-PO-R-03-18). Les travaux sur la zone 2 ont été consacrés à l'évaluation des discontinuités physiques et des gradients thermiques au sein des digues D, E, F et G (F3 : forage au résidus miniers Q2-PO-RM-06-18 et F4 : forage au roc Q2-PO-R-01-18). Les travaux localisés dans la zone 3 concernent le milieu naturel entre les digues D, E et F et le lac Dufault, principale source d'eau potable de la Ville de Rouyn-Noranda (F4 : forage au till PO-4-1).

La zone 1 et la zone 2 sont en liens puisque la digue G a été construite directement sur les résidus miniers. Il existe donc un lien hydraulique entre ces deux zones par la présence des résidus miniers, ainsi qu'un lien potentiel par les autres unités, par exemple le roc

fracturé. La zone 2 et la zone 3, qui sont séparées par les digues D, E et F qui ont un noyau d'argile, sont possiblement en lien hydraulique par le roc fracturé.

Les approches méthodologiques ont été adaptées aux caractéristiques des différentes zones et aux objectifs du projet. Pour la zone 1, l'approche consiste principalement à évaluer l'hétérogénéité des propriétés physiques, comme la teneur en eau de surface avec le Géoradar, la porosité et la conductivité hydraulique avec la résistivité électrique, ainsi que le processus d'infiltration avec l'imagerie thermique par drone. Pour la zone 2, l'objectif principal est d'évaluer l'étanchéité des digues D, E, F et G en utilisant le géoradar en mode réflexion et l'imagerie thermique par drone. L'utilisation de la résistivité électrique dans cette zone ne serait pas avantageuse en raison de la nature des matériaux des digues. Le choix de la résistivité électrique et du drone dans la zone 3 est permis d'évaluer les formations géologiques, les structures ainsi que les anomalies thermiques à proximité des secteurs qui présentent des anomalies physiques.

Le tableau 3.1 présente un sommaire des outils employés dans les différentes zones alors que les approches méthodologiques sont présentées en détail dans les sous-sections qui suivent. Les lettres A, B, C, D, E, F, G, J et H correspondent à figure 3.8.



Légende :














- | | |
|--|--|
|  Lignes de RE |  Q2-RM-PO-09-18 |
|  Vol stationnaire (drone) |  Q2-R-PO-03-18 |
|  GPR + Échantillonnage |  Q2-RM-PO-06-18 |
|  Vol thermique (drone) |  Q2-R-PO-01-18 |
|  Suivi piézométrique |  PO-4-1 |
|  Zone nouveau parc | |
|  Zone ancien parc | |
|  Zone milieu naturel | |

Figure 3.9 Schéma simplifié des travaux de géophysique, thermique et d'échantillonnage des résidus réalisés dans les trois zones du site d'étude (RE : résistivité électrique)

Tableau 3.1 Résumé de la procédure expérimentale et objectifs pour les trois zones

Procédures	Zone 1	Zone 2	Zone 3
Échantillonnages et analyses en laboratoire	Détermination de la teneur en eau volumique et de la constante diélectrique	NA	NA
Sondes de teneur eau (<i>Decagon 5TE, 5TM, GS3</i>)		NA	NA
Résistivimètre <i>Syscal Pro Switch 72 d'Irsi Instruments</i>	Évaluation des caractéristiques physiques et géométriques des résidus. Détermination de la porosité et de la conductivité hydraulique	NA	Évaluation de la stratigraphie des dépôts meubles et des discontinuités structurales dans le roc
<i>GPR Pulse Ekko Pro de Sensors & Software</i>	Estimation de la teneur en eau de surface	Évaluation des discontinuités physiques des digues, D, E, F et G	NA
Procédures	Zone 1	Zone 2	Zone 3
<i>Drone DJI Matrice 200 avec caméra DJI Zenmuse XT2</i>	Cartographie du processus d'infiltration et des variations thermiques en surface	Détection des anomalies thermiques au niveau et à proximité immédiate des digues	Détection d'éventuelles anomalies thermiques au niveau d'une zone de faille
Sondes automatisées <i>Levelogger Edge</i> et <i>Barologger Edge</i> de <i>Solinst</i>	Mesure du niveau piézométrique au roc et dans les résidus	Mesure du niveau piézométrique au roc et dans les résidus	Mesure du niveau piézométrique au roc dans le milieu naturel
Modélisation hydrogéologique à l'aide des composantes <i>SEEP/W</i> et <i>TEMP/W</i> de <i>GeoStudio</i>	Évaluation quantitative des processus hydriques et thermiques lors de l'infiltration	Évaluation de l'écoulement de l'eau souterraine entre les parcs à résidus et le lac Dufault	

3.2.1 Approches méthodologiques déployées dans la zone 1

Les approches déployées dans la zone 1 avaient pour but principal de développer des équations empiriques locales permettant de relier des caractéristiques physiques et hydrauliques des résidus avec des paramètres mesurables en employant des mesures géophysiques et de télédétection non invasives. Ultimement, ces approches visent à optimiser l'utilisation d'approches géophysiques et de télédétection pour la caractérisation des résidus et l'identification des hétérogénéités dans les processus hydrogéologiques y ayant lieu.

3.2.1.1 Évaluation des caractéristiques des résidus en laboratoire

Au total, 23 échantillons ont été prélevés dans des endroits différents dans le nouveau parc à résidus Quémont-2. La figure 3.10 illustre le prélèvement et le stockage d'échantillons sur le terrain.





Figure 3.10 Prélèvement et stockage d'échantillons de résidus miniers sur le terrain (19 septembre 2019)

L'objectif des travaux de laboratoire sur les échantillons de résidus miniers était de déterminer une corrélation entre la constante diélectrique ϵ et la teneur en eau volumique (TEV) des résidus miniers. Les échantillons prélevés sur le terrain ont été manipulés conformément à la norme D4220/4220M-14 pour la préservation et le transport des échantillons de sol. La teneur en eau massique a été évaluée selon la norme D2216-19 pour la détermination de la teneur en eau du sol par la masse. Avant la réalisation des mesures, les échantillons ont été conservés dans une chambre froide, à une température de 4 °C, pour empêcher toute évaporation de l'eau. Les échantillons ont été séchés à une température de 110 ± 5 °C pour une durée de 24 heures (figure 3.11). Les échantillons ont ensuite été pesés puis soumis à une période de séchage supplémentaire de deux heures, la procédure étant répétée jusqu'à stabilisation de la masse de l'échantillon (variation de moins de 0.1 %).



Figure 3.11 Échantillons séchés dans un four (21 septembre 2019)

Une fois la masse sèche stabilisée, le calcul de la teneur en eau massique est évalué selon :

$$TEM = [(M_{cms} - M_{cds}) / (M_{cds} - M_c)] \times 100 = (M_w / M_s) \times 100 \quad (3.1)$$

Avec :

TEM : Teneur en eau massique (%)

M_{cms} : Masse du contenant et de l'échantillon humide [M]

M_{cds} : Masse du contenant et de l'échantillon sec [M]

M_c : Masse du contenant [M]

M_w : Masse de l'eau ($M_w = M_{cms} - M_{cds}$) [M]

M_s : Masse de l'échantillon sec ($M_s = M_{cds} - M_c$) [M]

Suivant ces démarches, des quantités connues d'eau déminéralisée ont été ajoutées aux échantillons secs, jusqu'à saturation de point de vue visuel et avec la stabilisation des valeurs de TEV mesurées avec les sondes, tout en mesurant la nouvelle masse d'échantillon. Ces travaux ont permis d'estimer la teneur en eau massique équivalente selon la norme D2216-19 (équation 3.1) pour chaque quantité d'eau ajoutée à l'échantillon.

Pour le calcul de la teneur en eau volumique de l'échantillon en utilisant l'équation 4.2, trois méthodes ont été utilisées pour la mesure de la masse volumique de l'échantillon sec. La première méthode permet l'estimation de la masse volumique apparente consolidée (EC). Pour cette mesure, le matériel sec est consolidé avec un marteau (ce qui réduira le volume de l'échantillon). Pour la seconde méthode, l'échantillon sec est non consolidé (ENC). La technique consiste à remplir une éprouvette graduée avec un échantillon séché au four, à le soumettre à une compression à travers le tabassage avec le marteau, et à noter le volume et la masse de l'échantillon. Le résultat obtenu est la moyenne des tests réalisés sur trois échantillons par site échantillonné. La masse volumique est égale à la masse divisée par le volume de l'échantillon. La troisième méthode utilisée consiste à remplir une éprouvette d'eau déminéralisée, en notant la masse et le volume, puis à ajouter une masse d'échantillon, pour ensuite noter la nouvelle masse et le nouveau volume. La masse volumique absolue de l'échantillon peut ensuite être calculée à partir de la différence des deux masses et volumes (figure 3.12). Cette dernière technique donne la porosité totale des échantillons de résidus miniers, et ne sera pas considérée par la suite pour le calcul de la teneur en eau volumique.

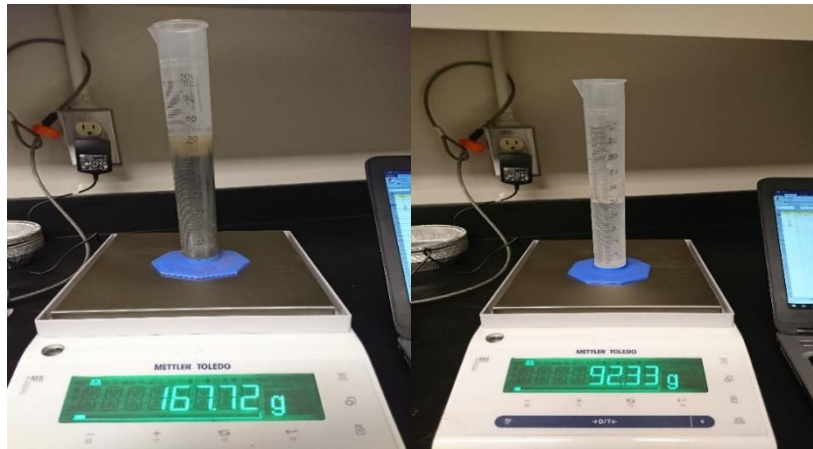


Figure 3.12 Mesure de la masse volumique absolue (25 décembre 2019)

La teneur en eau volumique équivalente a été calculée selon l'équation 3.2, laquelle relie la teneur en eau massique et volumique:

$$TEV = \frac{\rho_d}{\rho_w} \times TEM \quad (3.2)$$

ρ_d : Masse volumique du sol sec [$M L^{-3}$]

ρ_w : Masse volumique de l'eau [$M L^{-3}$]

Les résultats de ces essais sont présentés au chapitre 4.

Lors des travaux de laboratoire de mesure de la TEM avec la norme standard, des sondes permettant la mesure de la teneur en eau volumique (Decagon 5TM, GS3 et 5TE du fabricant ICT international) ont été utilisées en parallèle pour établir des relations avec les différentes quantités d'eau ajoutées aux échantillons initialement secs. Les sondes employées mesurent la constante diélectrique des matériaux, cette valeur étant ensuite convertie à une teneur en eau volumique selon une équation spécifique de calibration de chaque sonde. Trois sondes ont été utilisées pour fins de comparaisons (figure 3.13).

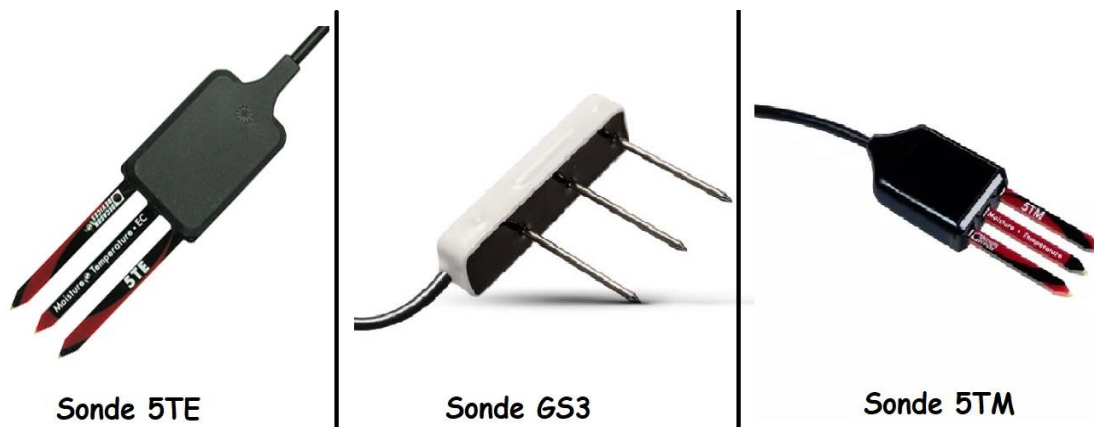


Figure 3.13 Sondes utilisées pour la mesure de la constante diélectrique

Les caractéristiques des sondes et les équations de calibrations correspondantes sont présentées au tableau 3.2.

Tableau 3.2 Caractéristique et équations de calibration des sondes GS3, 5TE et 5TM

Type de sonde	Domaine de validité de la conductivité électrique	Équation de calibration
5TM et 5TE	Inférieur à 10 dS/m (équation de Topp et al., 1980)	$TEV = 4,3 \times 10^{-6} \times \varepsilon_r^3 - 5,5 \times 10^{-4} \times \varepsilon_r^2 + 2,92 \times 10^{-2} \times \varepsilon_r - 5,3 \times 10^{-2}$
GS3	De 0 à 5 dS/m pour un sol minéral	$TEV = 5,89 \times 10^{-6} \times \varepsilon_r^3 - 7,62 \times 10^{-4} \times \varepsilon_r^2 + 3,67 \times 10^{-2} \times \varepsilon_r - 7,53 \times 10^{-2}$
	De 0 à 4 dS/m pour plusieurs terreaux, perlite et tourbe	$TEV = 0,118 \times \sqrt{\varepsilon_r} - 0,117$

Les équations du tableau 3.2 ont été employées pour convertir les résultats issus des lectures obtenues des sondes (teneur en eau volumique) en valeur de constante diélectrique. Ces dernières valeurs peuvent ainsi être comparées avec les TEV mesurées en utilisant la norme D2216-19, telle que décrite plus haut.

3.2.1.2 Évaluation de la constante diélectrique par GPR

Cinq campagnes de terrain ont été réalisées pour l'acquisition de données GPR de terrain:

- Campagne 1 : 19 septembre 2019
- Campagne 2 : 02-03 octobre 2019
- Campagne 3 : 15-16 juin 2020
- Campagne 4 : 30 juin 2020
- Campagne 5 : 10 août 2020

Les mesures ont été réalisées avec un GPR de type *Pulse Ekko Pro* de *Sensors & Software*. Des profils en mode CMP ont été réalisés avec des fréquences de 50 M Hz, 100 M Hz et 200 M Hz. Au total, 38 profils (lignes en mode CMP) ont été acquis au sein de six zones (figure 3.9). Ces zones ont été sélectionnées de façon à permettre des comparaisons directes avec les données issues des échantillons prélevés sur le terrain et analysés en laboratoire. Le sondage CMP est collecté en augmentant le décalage entre le transmetteur et le récepteur à une taille de pas spécifique centrée sur le point médian. Lors de la collecte des données, un ruban à mesurer était étendu au sol et les antennes progressivement éloignées par incréments de 20 cm (chaque antenne déplacée de 10 cm, de façon symétrique par rapport au point central) (figure 3.14).



Figure 3.14 Mesures de la Vitesses des ondes électromagnétiques en mode CMP avec le géoradar

Chaque profil CMP a été analysé avec les logiciels *Ekko Project (Sensors & Software)* et *Reflex2D*. La formulation théorique de la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques V [$M T^{-1}$] se calcul à partir de données CMP selon la relation suivante (Jacob et Urban, 2015) (équation 3.3) :

$$TWTT(x) = \sqrt{\left(\frac{x}{V}\right)^2 + \left(\frac{2D}{V}\right)^2} \quad (3.3)$$

Avec TWTT est le temps de trajet aller-retour du rayon réfléchi [T], D est la profondeur à l'interface de réflexion [L], et x décalage entre le transmetteur et le récepteur [L]. Pour notre cas, nous avons réalisé des ajustements hyperboliques avec le logiciel *Reflex2Dinv* et *Ekko Project* pour l'extraction de la vitesse à partir des différents profils

La vitesse de propagation des ondes électromagnétiques ainsi calculée peut-être employée pour l'estimation de la constante diélectrique selon l'équation 2.2. Les résultats de constante diélectrique ainsi obtenus peuvent ensuite être employés pour l'estimation de la teneur en eau volumique selon les équations empiriques développées pendant les travaux

de laboratoires (section 3.2.1.1). Ces équations relient la teneur en eau volumique aux constantes diélectriques des échantillons de résidus miniers pour chaque site sélectionné (figure 3.9). Pour fins de comparaisons avec les TEV obtenues de la conversion de la vitesse V et constante diélectrique du GPR, des mesures *in situ* de teneur en eau volumique ont aussi été réalisées avec les sondes de TEV (*Decagon 5TM*, *5TE*, *GS3*) (figure 3.15).

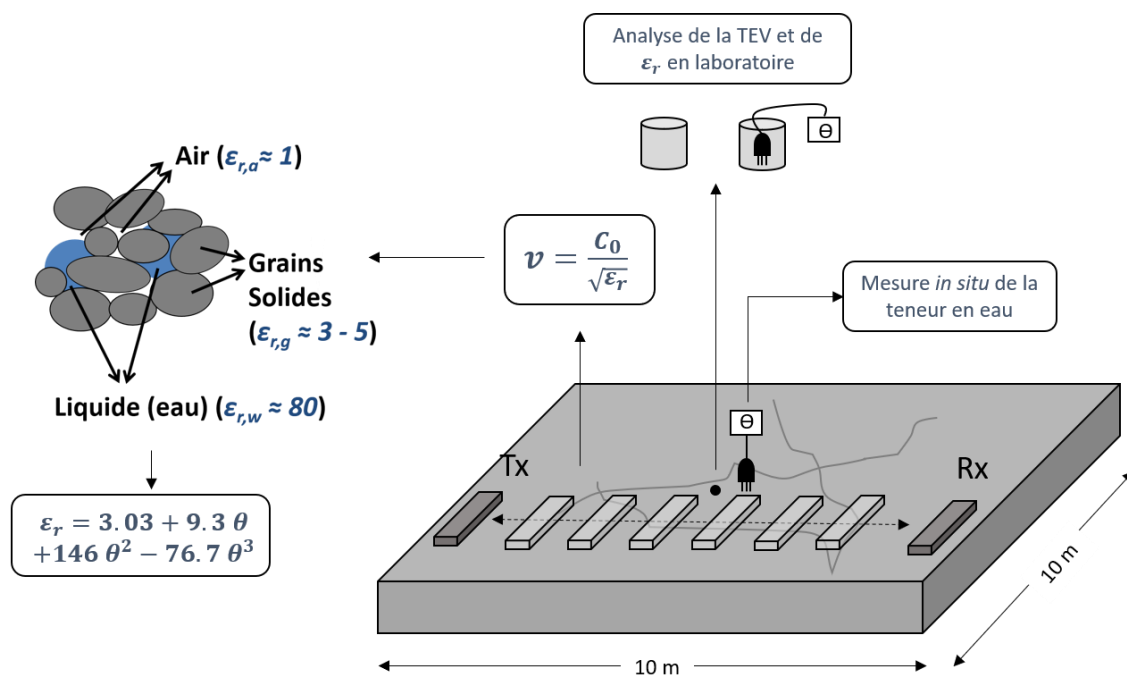


Figure 3.15 Schéma explicatif de l'approche de mesure de la TEV avec une combinaison de mesures GPR *in situ* et analyse d'échantillon au laboratoire

3.2.1.3 Évaluation des processus d'infiltration par imagerie thermique

Un drone *Matrice 200* de *DJI* équipé d'une caméra à imagerie thermique *Zenmuse XT2* de *Flir* a été utilisé afin de documenter les variations spatiotemporelles de la température de surface résidus lors d'une expérience d'arrosage contrôlée. L'objectif de cette démarche est d'évaluer la possibilité de documenter les processus d'infiltration via un suivi des variations de température des résidus en surface. La procédure expérimentale a consisté à arroser la surface des résidus miniers avec une quantité d'eau (17 litres) de température connue (24 °C) qui est différente de la température des résidus avant l'expérience (1 °C).

La zone soumise à l'arrosage couvrait une surface d'environ 4 m^2 au sein de laquelle trois sondes de mesure *in situ* de la TEV (Decagon 5TM, 5TE, GS3) avaient été installées à des profondeurs $< 5 \text{ cm}$. Une deuxième surface de 4 m^2 arrosée où un GPR installé en mode d'enregistrement automatique de traces (*free run*) avec une fréquence de 100 MHz , pour enregistrer des variations au niveau de la vitesse des ondes électromagnétiques avec la variation de TEV. Lors de l'expérience, le drone a été utilisé pour la réalisation d'un vol stationnaire à une altitude de 50 m , avec l'acquisition d'images thermiques et du visible avec un pas de temps d'acquisition de 2 secondes . Le vol stationnaire a duré 35 minutes , une contrainte imposée par la durée de vie des piles de l'appareil. La figure 3.16 illustre le dispositif expérimental utilisé. Le couplage des mesures de température par drone avec les mesures *in situ* de TEV a été réalisé dans la perspective d'établir une relation empirique liant ces deux paramètres lors du processus d'infiltration.

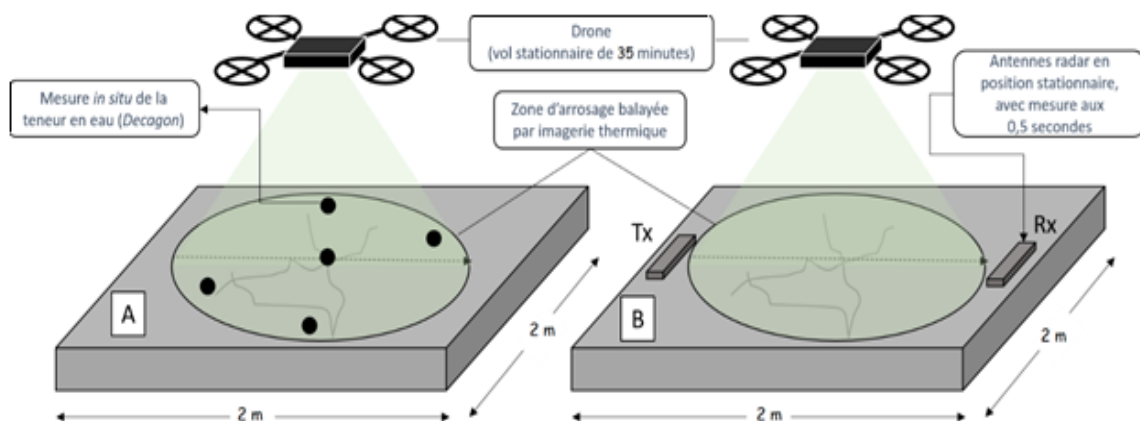


Figure 3.16 Dispositif expérimental du vol stationnaire

Les images thermiques ont été traitées à l'aide du logiciel *Flir Tools*. Ce dernier permet d'extraire les valeurs de température pour chaque pixel des images. L'extraction des données de température acquises à toutes les deux secondes durant 35 minutes pour des positions fixes permet de tracer des graphiques de l'évolution de la température dans le temps suite à l'arrosage avec de l'eau chaude. Les mesures réalisées avec les sondes TEV *in situ* permettent de tracer la variation de la teneur en eau volumique en surface ($< 5 \text{ cm}$ de profondeur) en fonction de temps. La combinaison de ces deux courbes en fonction du

temps permet de tracer l'évolution de la température en surface des résidus miniers, en fonction de la teneur en eau volumique de ces derniers.

Les données acquises lors de l'essai d'arrosage ont été utilisées pour construire un modèle hydrogéologique et thermique avec les composantes *SEEP/W* et *TEMP/W* de la suite *GeoSlope*. Le modèle 2D en coupe construit pour représenter l'essai d'arrosage possède une géométrie simplifiée de cinq mètres de longueur par trois mètres de profondeur, avec une ouverture à la surface pour représenter une fissure de 20 centimètres carrés (figure 3.17). Les paramètres d'entrée pour le modèle ont été définis en se basant sur des données du rapport WSP (2019a), des données issues de la littérature et des données provenant de résultats de travaux issus de ce projet. Une condition limite de charge constante de 1,6 m est utilisée pour représenter le niveau de la nappe (représentant l'élévation du niveau piézométrique pour une profondeur de 1,4 m mesurée au puits d'observation Q2-PO-R-Q2-03-18). Une condition limite de *No-flow* est appliquée aux deux côtés du modèle.

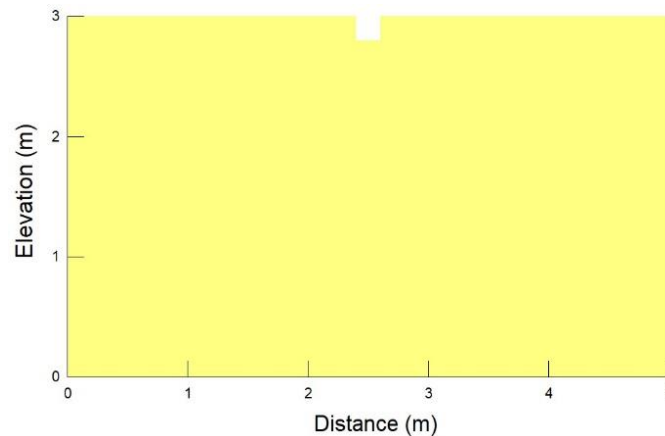


Figure 3.17 Géométrie du modèle avec la représentation d'une fissure à la surface

Les simulations sont réalisées en trois phases. La phase 1 consiste en une simulation en régime permanent et vise à représenter le système avant l'essai d'arrosage. La calibration de la phase 1 est réalisée en vue de représenter teneur en eau initiale de la surface du sol avant l'arrosage (environ 28%). La phase 2 est réalisée en régime permanent, qui représente une période d'arrosage d'environ cinq secondes (un pas de temps dans le model = 5 secondes). Une condition de recharge de $1,5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ est appliquée à la surface du modèle pour cette phase. La calibration de la phase 2 est réalisée en vue de représenter teneur en

eau initiale de la surface du sol immédiatement après l'arrosage (environ 45%). La phase 3 consiste en une simulation en régime transitoire visant à représenter la période d'infiltration suivant l'arrosage. Cette dernière phase dure environ 32 minutes avec un incrément de temps de 5 secondes. La calibration du modèle pour la phase 3 vise à reproduire les TEV et les températures mesurées lors de l'essai terrain.

Les simulations réalisées avec *TEMP/W* suivent l'approche en trois phases retenue pour les simulations *SEEP/W*. La calibration du modèle de phase 1 consiste à simuler la température du sol avant l'arrosage (environ 1 °C). La calibration du modèle de phase 2 vise à représenter la température maximale atteinte à la fin de l'arrosage, telle qu'enregistrée par les sondes *in situ* de TEV (environ 24 °C). Finalement, la calibration du modèle de phase 3 vise à reproduire la courbe expérimentale de la chute de la température en surface à la suite de l'arrêt de l'arrosage avec de l'eau chaude. Le nombre maximum d'itérations utilisé est de 500, avec un incrément de temps de 5 secondes.

3.2.1.4 Évaluation non invasive des hétérogénéités souterraines au sein des résidus

Un appareil de type *SYSCAL Pro SWITCH 72* d'*Iris Instruments* (figure 3.18), a été utilisé pour la réalisation de deux profils de résistivité électrique (figure 3.9 : (R1)). Les profils ont été réalisés en utilisant un maximum 72 électrodes avec un nombre qui varie en fonction des conditions de terrain. La distance entre deux électrodes étant de 5 mètres, pour des profils d'une distance de 360 mètres de longueur. Les deux profils ont été acquis avec la configuration Wenner-Schlumberger et la configuration Wenner. Les données ont été collectées puis traitées (pour supprimer les données aberrantes) en utilisant le logiciel *Prosys-II*. Un processus d'inversion a ensuite été appliqué en utilisant le logiciel *RES2DINV* qui permet de calculer la résistivité réelle des différentes couches.



Figure 3.18 Appareil de résistivité électrique de type *Syscal Pro* du GRES

Les données de résistivité électrique obtenues suivant l'inversion réalisée avec *RES2DINV* ont été exportées dans un tableau. Les données exportées comportaient les coordonnées spatiales des points de mesure (x; z) et les valeurs de résistivité électrique correspondantes. L'extraction a été réalisée uniquement sur la partie du profil de résistivité qui correspond à l'épaisseur des résidus miniers saturés, ce qui correspond à une profondeur entre 0 m et environ 24 m. Les données de résistivité électrique ainsi extraites ont été converties à des valeurs de porosité en utilisant la loi d'Archie (équation 2.7). Les données de résistivité du fluide (eau) ont été mesurées directement au puits d'observation Q2-PO-RM-09-18 avec une sonde multi-paramètres *YSI Pro Plus*. La conductivité électrique de l'eau a ensuite été convertie en résistivité électrique. Les paramètres m et α ont été obtenus de la littérature par rapport au résidus miniers (silt). Tandis que pour les valeurs du diamètre des pores et du viscosité cinématique du rapport technique WSP (2019a, 2019b). Le tableau 3.3 résume les valeurs employées pour l'application de la loi d'Archie. Les valeurs de porosité calculées avec la loi d'Archie ont été représentées sous forme de cartes de profils 2D en utilisant le logiciel *Surfer 10*.

Tableau 3.3 Valeurs des paramètres de la loi d'Archie utilisés pour les résidus miniers

Paramètres	Valeurs utilisées
Résistivité électrique de l'eau (Ohm.m)	3,83
α	0,62
Facteur de cimentation m	2

La conductivité hydraulique des résidus a ensuite été estimée à partir de la porosité, selon l'équation de Kozeny-Carman (équation 2.8) en s'appuyant sur les données présentées au tableau 3.4.

Tableau 3.4 Valeurs des paramètres utilisés pour l'équation de Kozeny-Carman

Paramètres	Valeurs utilisées
Densité du fluide δ (eau) (kg.m^{-3})	997
g accélération gravitationnelle (m.s^{-2})	9,8
Diamètre des pores d (m)	2×10^{-5}
Viscosité cinématique μ (Pa.s)	0,896

Les valeurs calculées dans le fichier Excel ont aussi été représentées sous forme d'une carte de variation de conductivité hydraulique en profils 2D (x, z) à l'aide du logiciel *Surfer 10*.

3.2.1.5 Suivi des niveaux d'eau dans les résidus

Des sondes de type *Levellogger Edge* de *Solinst* ont été installées dans les puits Q2-RM-PO-09-18, Q2-R-PO-03-18, Q2-RM-PO-06-18, Q2-RM-PO-09-18, Q2-R-PO-01-18 et PO-4-1 pour le suivi des charges hydrauliques entre 05 Novembre 2020 et 02 Février 2021. Les données ont été collectées avec un pas de temps de 1 h sur toute cette durée. Un *Barologger* de *Solinst* a été installé au puit Q2-R-PO-03-18 pour le suivi de la pression

atmosphérique dans le but de corriger le niveau piézométrique ainsi obtenu avec les sondes *Levelogger*.

3.2.2 Approches méthodologiques déployées dans la zone 2

Pour l'étude de la zone 2 (figure 3.9), une série de techniques de caractérisation des digues a été appliquée. Les digues étudiées sont la digue G qui sépare l'ancien parc du nouveau parc, ainsi que les digues D, E et F qui ceinturent l'ancien parc (figures 3.2 et 3.3).

3.2.2.1 Identification de gradients thermiques sur les digues

Trois vols ont été réalisés avec le drone *Matrice 200* de *DJI* équipé d'une caméra à imagerie thermique *Zenmuse XT2* de *Flir* le long des digues D, E, F et G pour détecter des gradients thermiques susceptibles d'être causés par l'exfiltration diffuse d'eau au pied des digues. Des vols ont été effectués à différentes heures (10h, 12h et 16h) pendant la journée afin de maximiser la probabilité de détecter des anomalies thermiques imposées par l'exfiltration diffuse d'eau de température stable au pied d'une digue dont la température fluctue selon l'ensoleillement et la température de l'air. La durée des vols est limitée à 15 minutes environ en raison de l'autonomie des batteries, ce qui limite la couverture spatiale associée à cette approche. Au total, trois vols ont été réalisés, permettant la collecte de 652 images thermiques et 652 images du visible. Pour la digue G, la résolution des images thermiques est de 13.5 cm × 13.5 cm, tandis que pour le visible, la résolution est de 5 cm × 5 cm sur une altitude 80 m. Celle des digues D, E et F pour les images thermiques est de 15 cm × 15 cm, tandis que pour le visible, la résolution est de 3 cm × 3 cm, avec une altitude de 100 m.

3.2.2.2 Évaluation des discontinuités structurales souterraines dans les digues

La technique GPR en mode réflexion (figure 3.19) permet de détecter des structures et des objets par la réflexion des OEM au contact d'objets ou d'interfaces qui engendrent des contrastes de propriétés diélectriques. La méthode consiste à déplacer les deux antennes (transmetteur et récepteur) dans le même sens et direction, séparées par une distance fixe. Des fréquences de 100 MHz et 50 MHz ont été utilisées dans le cadre de cette étude, avec

des séparations d'antennes de 1 m et 2 m, respectivement. Des mesures en mode CMP ont été réalisées sur la digue E pour déterminer la vitesse des ondes électromagnétique. Au total, 4 profils cumulant une distance totale de 1 890 m ont été réalisés avec un pas d'acquisition de 5 traces/m.

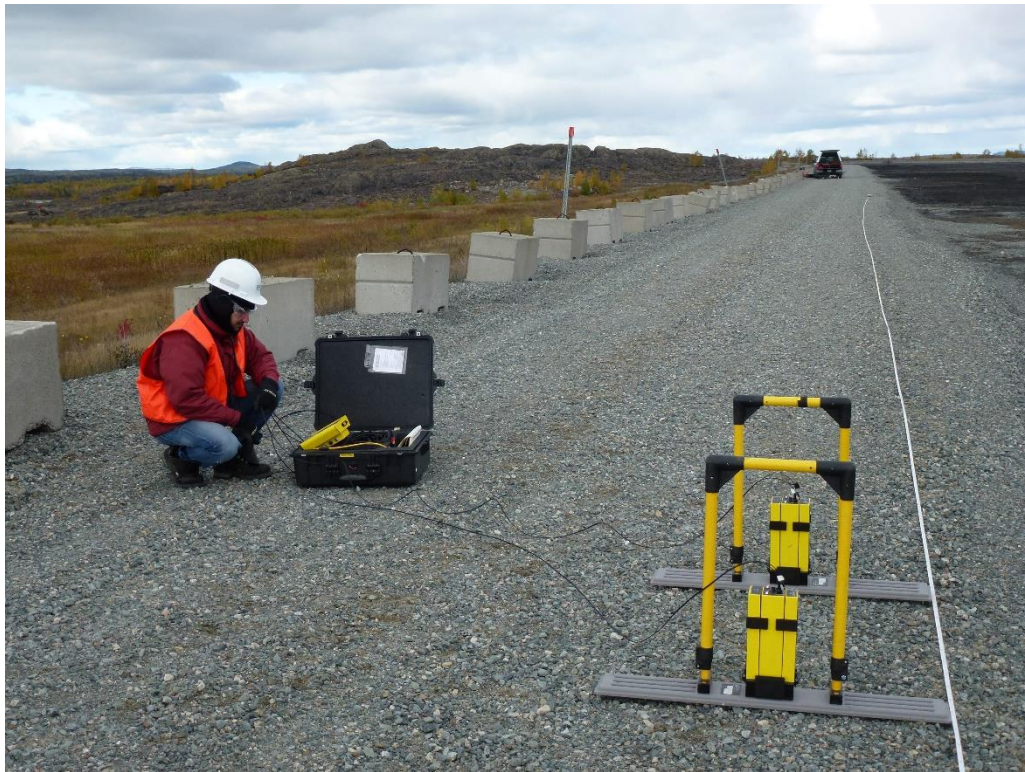


Figure 3.19 Ligne de GPR réalisée avec le mode réflexion sur la digue G (2 octobre 2019)

L'apport attendu des relevés GPR est l'identification de discontinuités physiques potentielles au sein des digues, ces discontinuités étant susceptibles d'être associées à des zones d'écoulement d'eau. Le traitement des profils a été réalisé avec le logiciel *Reflex2DINV*.

3.2.3 Approches méthodologiques déployées dans la zone 3

3.2.3.1 Évaluation de l'architecture souterraine des formations géologiques

Des profils de résistivité électrique ont été réalisés le long d'une ligne d'écoulement anticipée pour fournir les données sur la géologie et la stratigraphie entre les parcs à résidu et le lac Dufault. Ces profils ont été acquis et analysés suivant la méthode décrite à la section 3.2.1.4. Les configurations Dipôle-Dipôle, Schlumberger et Wenner ont été utilisées afin de maximiser le potentiel d'identification de structures horizontales (p. ex. : horizons stratigraphiques subhorizontaux) et verticales (p. ex. : failles). Les électrodes ont été plantées sur une distance linéaire d'environ 360 m pour la zone au voisinage de l'ancien parc (figure 3.9 (R2)) et de 90 m pour la zone au voisinage du lac Dufault (figure 3.9 (R3)), avec un espacement de 5 m entre les électrodes. Au total, 7 profils ont été réalisés, couvrant une distance totale de 450 m.

3.2.3.2 Évaluation des gradients thermiques au sein d'une zone d'exfiltration suspectée

Le drone *Matrice 200* de *DJI* équipé d'une caméra à imagerie thermique *Zenmuse XT2* de *Flir* a été utilisé afin d'identifier d'éventuels gradients thermiques à la surface du sol dans une zone d'exfiltration suspectée immédiatement en amont de la prise d'eau du lac Dufault. Il s'agit d'une zone de bas-relief où des accumulations d'eau et des zones humides ont été observées sur le terrain. Le secteur est de surcroît spatialement associé à une faille du socle rocheux (faille de South Bay). Ainsi, un vol a été réalisé à une altitude de 100 m au sein d'une zone de 300 m x 500 m, soit une surface de 150 000 m², permettant la collecte de 515 images thermiques et de 515 images visibles, avec des résolutions de 3 cm × 3 cm pour le visible, et de 13 cm x 13 cm pour la thermique.

3.3 Modèle conceptuel et simulations numériques

Les données issues de la littérature technique et scientifique et celles acquises sur l'ensemble des trois zones ont été employées pour établir un modèle hydrogéologique conceptuel jugé représentatif d'une coupe 2D le long d'une ligne d'écoulement entre les

parcs à résidus et le lac Dufault. Les données employées incluaient, sans s’y restreindre (tableau 3.5) :

Tableau 3.5 Résumé des références utilisées pour l’établissement du modèle conceptuel

Type de données	Références
<ul style="list-style-type: none"> - Géologie du roc, dépôt de surface - Stratigraphie de forages - Propriétés physiques : conductivité hydraulique, porosité 	<ul style="list-style-type: none"> - Rapport WSP : Modélisation hydrogéologique, parc à résidus actif. Quémont-2, Rouyn-Noranda (Québec) (WSP, 2019a)
<ul style="list-style-type: none"> - Conception et structure des digues D, E, F et G 	<ul style="list-style-type: none"> - Rapport WSP : Plan de restauration-sites actifs (WSP, 2019b)
<ul style="list-style-type: none"> - Structure sous les digues D, E, et F 	<ul style="list-style-type: none"> - Rapport Geocon 1988 : Geotechnical investigation.
<ul style="list-style-type: none"> - Conception des digues D, E et F 	<ul style="list-style-type: none"> - Étude géotechnique de Geocon (1988) des digues D, E et F, achèvement des travaux de terrassement : Analyse de stabilité.
<ul style="list-style-type: none"> - Contexte et objectifs général du projet 	<ul style="list-style-type: none"> - Rapport de Plan d’aménagement du parc à résidus miniers Quémont 2 (Annexe 2)
<ul style="list-style-type: none"> - Géologie, failles 	<ul style="list-style-type: none"> - Cartes géologiques et structurales (SIGEOM, 2020)
<ul style="list-style-type: none"> - Détermination de la topographie (lignes de résistivité électrique, modèle conceptuel 2D SEEP/W) 	<ul style="list-style-type: none"> - Cartes topographiques, ministère de l’énergie et des ressources naturelles de Québec

Tableau 4.5 (Suite)

Type de données	Références
- Contexte géologique et hydrogéologique de la région de l’Abitibi Témiscamingue	- Rapport PACES I et II (Cloutier et al., 2013, 2015, 2016)
<ul style="list-style-type: none"> - Stratigraphie de dépôt des résidus miniers au nouveau parc - Géologie - Propriétés physiques : Porosité, conductivité hydraulique, teneur en eau saturée, processus d’infiltration (hétérogénéité) - Données de suivi piézométrique des puits 09-19 et 03-18 	- Données acquises dans la zone 1 (section 3.2.1)
<ul style="list-style-type: none"> - Structure et étanchéité des digues - Anomalies électromagnétiques et thermiques - Données de suivi piézométrique des puits 01-18 et 06-18 	- Données acquises dans la zone 2 (section 3.2.2)
<ul style="list-style-type: none"> - Stratigraphie - Anomalie thermiques - Données de suivi piézométrique des puits PO-4-1 	- Données acquises dans la zone 3 (section 3.2.3)
<ul style="list-style-type: none"> - Géologie de l’environnement - Réseau hydrographes superficiels - Topographie visuel - Anomalies physique sur le terrain 	- Observations de terrain

La section retenue pour établir le modèle conceptuel est représentée par la ligne bleue sur la figure 3.20. La section va de la digue A à l’est du site, traverse le nouveau parc à résidus et la digue G, vers l’ancien parc à résidus. La section traverse ensuite la digue F, pour se poursuivre dans le milieu naturel jusqu’au lac Dufault. La localisation de la coupe a été

choisie afin de représenter une ligne d'écoulement en s'appuyant sur des données préexistantes (WSP, 2019a). Les travaux de terrain, dont les lignes de résistivité électrique, ont été localisées le long de la section afin d'apporter des informations supplémentaires pour supporter la construction du modèle géologique.

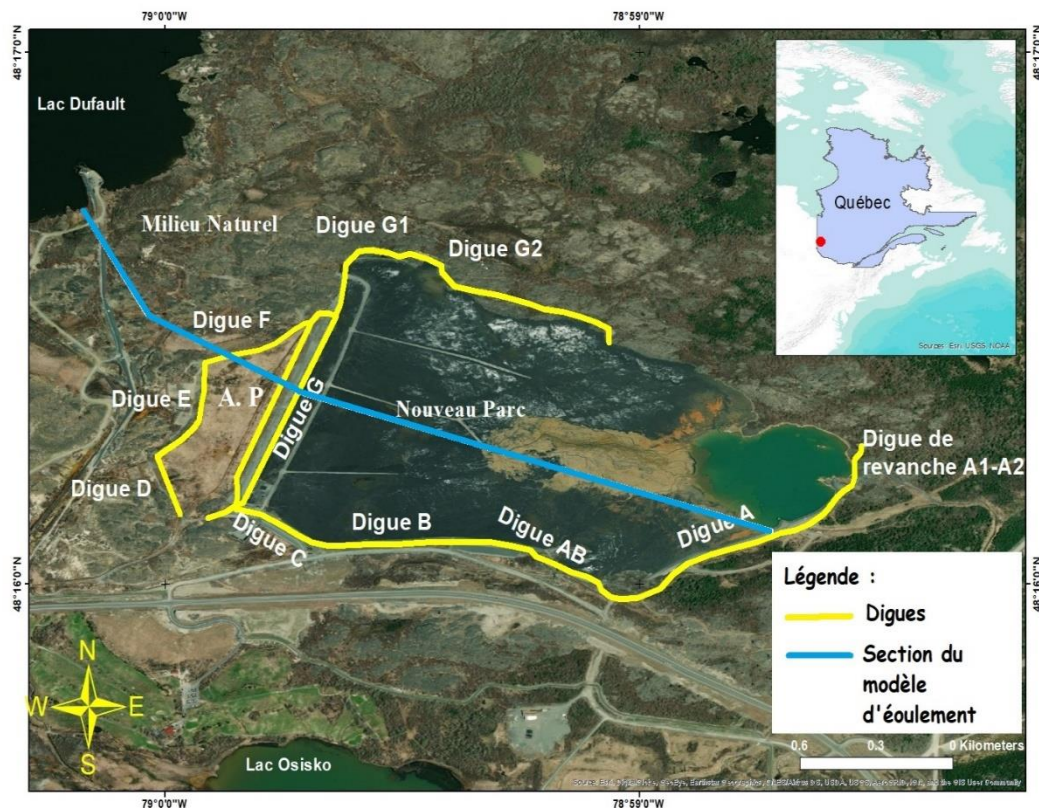


Figure 3.20 Localisation de la section modélisée avec SEEP/W, de la digue A au lac Dufault (ligne bleue)

La base du modèle géologique (figure 3.21) correspond au roc sain, lequel est surmonté d'une couche de roc altéré/fissuré. Un dépôt de till discontinu repose en discordance sur le roc. Le till est surmonté d'une couche d'argile pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Les différents forages montrent une mince couche de tourbe déposée sur l'argile en différents endroits. Les parcs à résidus occupent la partie amont de la coupe. L'épaisseur des résidus est estimée sur la base de données préexistantes. Une partie des résidus miniers (zone modifiée (2)) diffère un peu du reste des résidus miniers avec des

propriétés de conductivité hydraulique et de recharge d'eau spécifiques. Cette distinction est appuyée par des observations de terrain (présence de grandes fissures), et pour des fins de modélisation et de calage avec les données simulées. Le bassin de polissage (B.P.), limité par la digue A, représente la limite est de la coupe, alors que le lac Dufault représente la limite ouest.

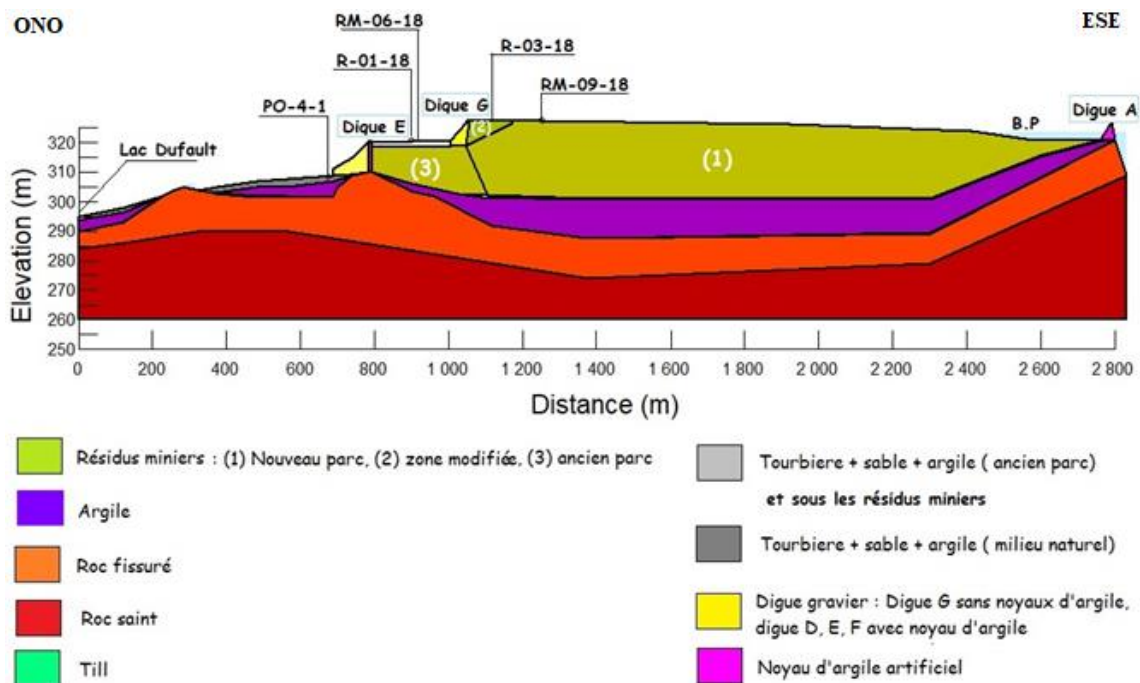


Figure 3.21 Modèle géologique conceptuel de la section modélisée (B.P. : bassin de polissage)

Le module SEEP/W de GeoStudio a été utilisé pour construire un modèle numérique des écoulements de la coupe représentée par le modèle conceptuel. Le modèle numérique comporte toutes les couches illustrées à la figure 3.21 et est construit avec un maillage de dimensions variables, pour un total de 949 mailles (les mailles varient de 5 m au niveau des digues d'étanchéité à 20 m pour le reste du modèle géologique, soit un total de 1 064 nœuds), sur une coupe environ de 150 000 m² (0,15 km²). Des simulations en régime permanent et transitoire ont été réalisées avec un pas de temps de 1h pour le régime transitoire. Les niveaux piézométriques des puits d'observation Q2-PO-R-03-18, Q2-PO-

R-01-18 et PO-4-1 (figure 3.21) ont été utilisés pour la calibration du modèle en régime permanent. Les suivis de nappe réalisés pour ces mêmes puits (section 3.2.1.5) ont été utilisés pour la calibration du modèle en régime transitoire. Les tableaux 3.6 et 3.7 résument les paramètres d'entrée utilisés dans le modèle pour les différentes simulations en régime permanent et transitoire, alors que le tableau 3.8 présente les conditions initiales et les conditions limites du modèle.

Le tableau 3.6 présente les données à la suite de la calibration du modèle avec les données observées des puits au roc. Les données d'entrées de base pour initier le modèle proviennent es d'essais de perméabilité et d'analyses granulométriques de forages (WSP, 2019a). Ces données ont été ensuite confrontées et validées aux différents résultats des travaux de géophysique, que ce soit les cartes de porosité et de conductivité hydraulique établies à partir des profils de résistivité électrique (loi d'Archie et équation de Kozeny-Carman), ou les formations géologiques avec la même technique. L'étude de l'étanchéité des digues avec le géoradar a permis d'avoir une idée sur des propriétés comme la conductivité hydraulique, permettant un ajustement pendant le calage avec plus de confiance.

Pour les conditions climatiques (température, précipitations, vitesse du vent, humidité), il est assumé que ces paramètres n'ont pas d'influence pour la période simulée en régime transitoire, soit du de 5 novembre 2020 au 2 février 2021. Cette période coïncide avec une couverture de neige tel qu'identifié sur le terrain, limitant ainsi l'interaction climat - surface du sol.

Tableau 3.6 Données d'entrées pour les matériaux naturels

Unité géologique	Nature	Sous unité	K_S (m.s ⁻¹)	θ_s [-]
Résidus miniers	Saturé/non saturé	Nouveau parc	7×10^{-7}	0,45
	Saturé/non saturé	Nouveau parc : zone modifiée (2)	8×10^{-7}	0,45
	Saturé/non saturé	Ancien parc	7×10^{-7}	0,42
Tourbe + Sable + Argile (TSA)	Saturé seulement	Tourbe sous les résidus miniers	3×10^{-5}	0,65
		TSA ancien parc	6×10^{-4}	0,65
		TSA milieu naturel	3×10^{-5}	0,65
Argile naturelle	Saturé/non saturé	.	5×10^{-9}	0,5
Till	Saturé/non saturé	.	2×10^{-6}	0,15
Roc	Saturé/non saturé	Roc fissuré	1×10^{-7}	0,1
	Saturé non saturé	Roc sain	5×10^{-10}	0,01

Tableau 3.7 Données d'entrées pour les digues

Digues	Nature	K_S (m.s ⁻¹)	θ_s [-]
Digue G	Saturé uniquement	3×10^{-6}	0,35
Digue E, F avec noyau d'argile	Saturé uniquement	10^{-9}	0,55
Talus digue E, F	Saturé uniquement	5×10^{-5}	0,3

Tableau 3.8 Récapitulatif des conditions aux limites appliquées au modèle

Limites	Conditions
Niveau piézométrique : Bassin de polissage	323,5 m
Niveau piézométrique : Condition à la limite droite du modèle	317 m
Niveau piézométrique : Lac Dufault	295 m
Pression zéro	Surface gauche extérieur Digue G
Recharge, ancien parc (Régime permanent)	$1,22 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$
Recharge, milieu naturel (Régime permanent)	$6 \times 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$
Recharge, nouveau parc (Régime permanent)	$3 \times 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$
Recharge, partie modifiée du nouveau parc à résidus (Régime permanent)	$2,85 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$

CHAPITRE 4 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Les résultats des travaux de laboratoire et de terrain sont présentés selon le regroupement par zone du site d'étude utilisé dans le chapitre sur la méthodologie (Zones 1, 2, 3). Les simulations numériques sont ensuite présentées. Ultimement, les résultats sont utilisés afin de supporter des recommandations concernant l'utilisation de données d'approches non invasives pour l'amélioration des modèles numériques en contexte minier.

4.1 Analyse des résultats de la zone 1

4.1.1 Évaluation des caractéristiques des résidus en laboratoire

Le tableau 4.1 présente les résultats des essais de laboratoire réalisés pour déterminer la TEM des résidus, suivant la norme D2216-19. Les mesures de la TEM ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur le nouveau parc, à des endroits qui permettront des comparaisons avec les mesures de teneur en eau *in situ* réalisées avec les sondes de terrain et avec les CMP réalisées par GPR (figure 3.9).

Tableau 4.1 Résultats des mesures de la TEM pour les deux sites avec vols stationnaires

				Teneur en eau massique	
Masse d'eau ajoutée à l'échantillon sec (g)		Masse du nouvel échantillon (g)		Site-1	Site-2
Site-1	Site-2	Site-1 (g)	Site-2 (g)		
0	0	1805,81	2159,7	0,00	0,00
29,98	49,97	1832,9	2207,54	0,02	0,02
59,97	99,95	1860,5	2255,8	0,03	0,04
89,95	149,92	1887,48	2303,71	0,05	0,07
119,94	199,90	1914,24	2353,05	0,06	0,09
149,92	249,87	1941,86	2402,09	0,08	0,11
179,91	299,85	1969,34	2450,05	0,09	0,13
209,89	349,82	1996,58	2496,20	0,11	0,16
239,88	399,80	2024,61	2544,86	0,12	0,18
269,86	449,77	2052,62	2592,92	0,14	0,20
329,83	499,7	2107,73	2639,08	0,17	0,22
389,80	549,72	2164,7	2683,77	0,20	0,24
449,77	599,70	2222,55	2728,19	0,23	0,26
509,74	649,67	2281,49	2763,31	0,26	0,28
569,71	699,65	2339,5	2800,85	0,30	0,30
629,68	749,62	2393,59	2838,95	0,33	0,31

Les valeurs maximales ainsi obtenues (autour de 30 % de TEM en saturation) sont en accord avec les résultats de la littérature pour un type de sol silteux avec des traces d'argiles, composante principale du parc à résidus miniers (Turpin et al., 2007; Evett, 2007). Ces résultats serviront plus tard pour l'obtention de la teneur en eau volumique de ces résidus miniers et pour trouver une relation avec la constante diélectrique du même échantillon. Les résultats montrent aussi une légère différence au niveau de la variation de la teneur en eau massique pour les deux sites (voir la figure 3.9 pour la localisation des sites 1 et 2). Cette différence peut être causée par l'hétérogénéité des matériaux de résidus miniers.

Le tableau 4.2 présente les résultats du calcul de la masse volumique apparente sèche des résidus échantillonnés aux sites 1 et 2 (figure 3.9). Les calculs s'appuient sur les deux procédures expérimentales ENC et EC ainsi que la masse volumique du solide. Les résultats suggèrent des masses volumiques qui peuvent varier légèrement au sein du même site (échantillons du site 1 : 1, 2 et 3; échantillons du site 2 : 4, 5 et 6). Les masses volumiques calculées pour les échantillons du site 2 sont plus élevées que celles du site 1, localisé plus loin du tuyau d'injection des résidus par rapport au site 2. Les deux masses volumiques sont en accord avec les valeurs de masses volumique pour les résidus miniers dans la littérature pour des sites comparables, avec des légères différences en fonction de la nature de ces résidus (Fontaines et al., 2015; Bhambhro, 2014; Hu et al., 2017), ce qui confirme l'efficacité de la méthode. Pour la méthode de l'échantillon consolidé (EC), la masse volumique est plus stable pour les échantillons du site 1. Les masses volumiques calculées pour les échantillons du site 2 sont aussi plus élevées que celles du site 1.

Tableau 4.2 Résultats du calcul de la masse volumique apparente sèche avec les méthodes ENC et EC et masse volumique du solide

Numéro de l'échantillon	Échantillon non consolidé (ENC)			Échantillon Consolidé (EC)			Masse volumique du solide (g.cm ⁻³)
	Volume (ml)	Masse (g)	Masse volumique (g.cm ⁻³)	Volume (ml)	Masse Résidu-s (g)	Masse volumique (g.cm ⁻³)	
1 (site 1)	130	190,87	1,468	120	190,82	1,590	3,31
2 (site 1)	129	176,52	1,368	112	176,46	1,575	3,16
3 (site 1)	138	199,49	1,445	128	199,45	1,558	3,20
4 (site 2)	134	231,22	1,725	128	231,10	1,805	3,24
5 (site 2)	130	205,22	1,578	122	204,95	1,679	3,28
6 (site 2)	134	204,52	1,526	122	204,43	1,675	3,38

Le tableau 4.3 présente les résultats du calcul de la teneur en eau volumique pour les sites 1 et 2. Ces calculs sont basés sur les valeurs de la teneur en eau massique (tableau 4.1), la masse volumique de l'échantillon sec (tableau 4.2) et l'équation 3.2. Le calcul de la teneur en eau volumique est basé sur la masse volumique non consolidée, et sur la masse volumique consolidée. Les résultats du tableau 4.3 montrent que la différence entre les deux méthodes peut atteindre 5 %.

Tableau 4.3 Résultats du calcul de la TEV avec les deux méthodes pour les sites 1 et 2

Teneur en eau volumique calculé à partir de la teneur en eau massique (tableaux 4.1 et 4.2)			
M. apparente ENC		M. apparente EC	
Site 1	Site 2	Site 1	Site 2
0,02	0,03	0,02	0,03
0,04	0,07	0,04	0,07
0,06	0,10	0,07	0,11
0,08	0,14	0,09	0,15
0,10	0,18	0,11	0,19
0,12	0,21	0,14	0,23
0,15	0,25	0,16	0,26
0,17	0,28	0,19	0,30
0,19	0,32	0,21	0,34
0,23	0,35	0,26	0,38
0,28	0,39	0,31	0,41
0,32	0,42	0,36	0,45
0,37	0,45	0,41	0,48
0,42	0,47	0,46	0,51
0,46	0,50	0,51	0,54

Une comparaison a été réalisée entre les teneurs en eau volumiques calculées sur la base de la norme DS 2216-19 avec les teneurs en eau volumique mesurées avec les sondes pour les mêmes échantillons du site 1 (sondes *Decagon* 5TE, 5TM, EC5, GS3) (figures 4.1 et 4.2). Les valeurs attendues devraient être différents puisque les TEV issues des sondes sont obtenues indirectement, à partir des équations de calibration présentées à la section 3.2.1.1. Ces équations de calibration sont universelles et représentent une moyenne de plusieurs types de sol, alors que la norme D2216-19 donne des mesures directes et spécifiques aux échantillons de résidus miniers au site Quémont-2. Les TEV calculées en utilisant la masse volumique compressée/consolidée (EC) sont plus proches de celles issues de la sonde 5TM.

Les valeurs de TEV saturées tirées de la littérature pour un silt sableux confirment le choix de cette dernière sonde pour la comparaison avec la TEV du GPR (détermination de la teneur en eau de surface avec le GPR).

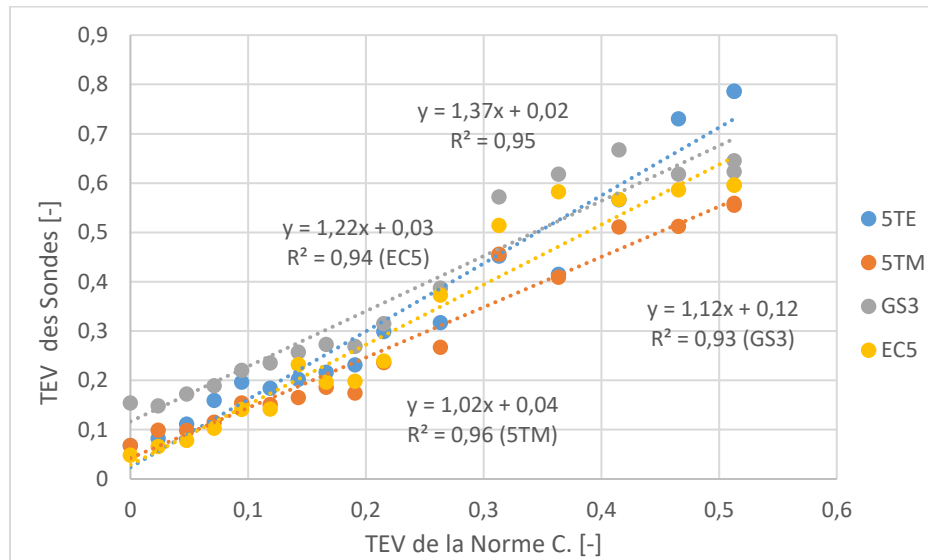


Figure 4.1 Comparaison entre les TEV mesurées avec la norme DS 2216-19 et les TEV mesurées avec les sondes pour une masse volumique basée sur la méthode EC

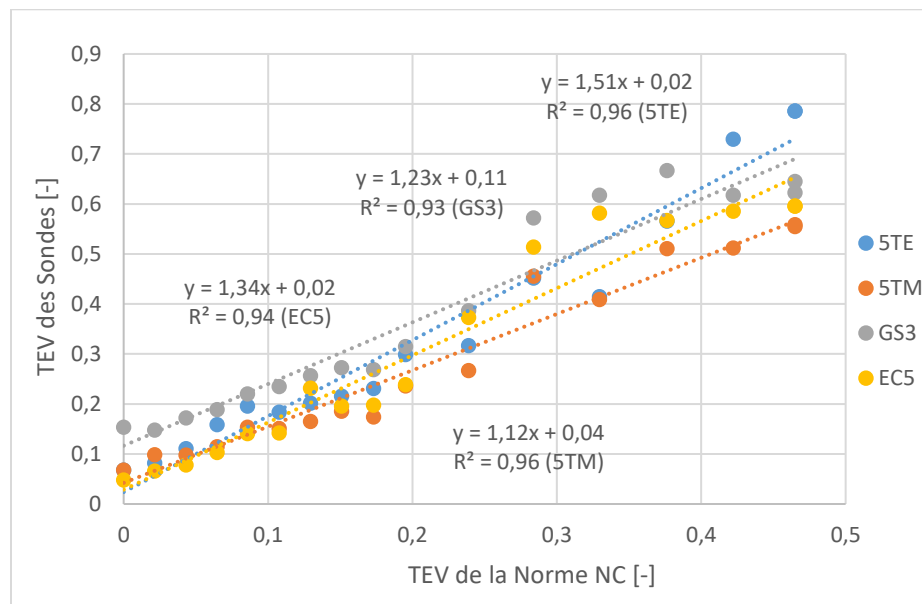


Figure 4.2 Comparaison entre les TEV mesurées avec la norme DS 2216-19 et les TEV mesurées avec les sondes pour une masse volumique basée sur la méthode ENC

Les tableaux 4.4 et 4.5 montrent les résultats de mesures de la teneur en eau volumique avec la norme D2216-19, et les constantes diélectriques correspondantes calculées/mesurées à partir des sondes Decagon 5TE, GS3 et 5TM (sites 1 et 2, respectivement) pour chaque quantité d'eau déminéralisée ajoutée à l'échantillon sec à l'essai de laboratoire des résidus miniers.

Tableau 4.4 Résultats de la conversion de la TEV des sondes en constante diélectrique pour le site 1

5TE		GS3		5TM	
TEV [-]	ϵ_r [-]	TEV [-]	ϵ_r [-]	TEV [-]	ϵ_r [-]
0,06	4,51	0,15	7,28	0,06	4,51
0,08	5,09	0,14	7,06	0,09	5,81
0,11	6,33	0,17	7,97	0,09	5,77
0,15	8,54	0,18	8,65	0,11	6,51
0,19	10,39	0,22	9,94	0,15	8,30
0,18	9,78	0,23	10,59	0,15	8,16
0,20	10,71	0,25	11,59	0,16	8,83
0,21	11,47	0,27	12,35	0,18	9,88
0,23	12,30	0,26	12,16	0,17	9,97
0,29	16,54	0,31	14,52	0,23	12,58
0,31	17,81	0,38	18,97	0,26	14,44
0,45	31,03	0,57	45,54	0,45	31,57
0,41	26,54	0,61	54,98	0,40	25,89
0,56	49,45	0,66	61,21	0,51	40,13
0,73	67,16	0,61	54,98	0,51	40,30
0,78	70,95	0,64	58,73	0,55	47,68

Tableau 4.5 Résultats de la conversion de la TEV des sondes en constante diélectrique pour le site 2

5TE		GS3		5TM	
TEV [-]	ϵ_r [-]	TEV [-]	ϵ_r [-]	TEV [-]	ϵ_r [-]
0,06	4,35	0,13	6,40	0,06	4,43
0,07	4,84	0,15	7,47	0,07	4,96
0,09	5,55	0,11	5,79	0,08	5,00
0,11	6,37	0,19	8,81	0,10	5,94
0,15	8,44	0,21	9,68	0,12	6,91
0,17	9,17	0,21	9,81	0,13	7,18
0,16	8,98	0,22	10,19	0,13	7,32
0,21	11,35	0,26	11,78	0,16	8,83
0,24	13,05	0,33	15,76	0,18	9,78
0,28	15,73	0,40	20,30	0,25	13,40
0,61	56,66	0,81	71,82	0,43	28,26
0,68	63,19	0,84	73,68	0,51	40,30
0,74	68,32	0,89	75,64	0,52	42,56
0,81	72,57	0,79	70,69	0,53	44,64
0,85	74,87	0,76	69,25	0,55	47,35
0,87	75,80	0,72	66,60	0,52	43,08

Les résultats sont aussi rapportés sous forme de graphiques aux figures 4.3 et 4.4 pour les deux sites. Ces figures montrent une forte corrélation ($R^2 = 0,96$ (5TM) : site 1, $R^2 = 0,91$ (5TM) : site 2) entre la constante diélectrique et la teneur en eau volumique calculée à partir de la TEM de la norme D2216-19 (indépendamment de la sonde 5TM). L'équation qui gouverne cette relation sera utilisée avec les mesures de GPR afin d'estimer les TEV à partir de la vitesse de propagation des OEM, elle-même fonction de la constante diélectrique des résidus.

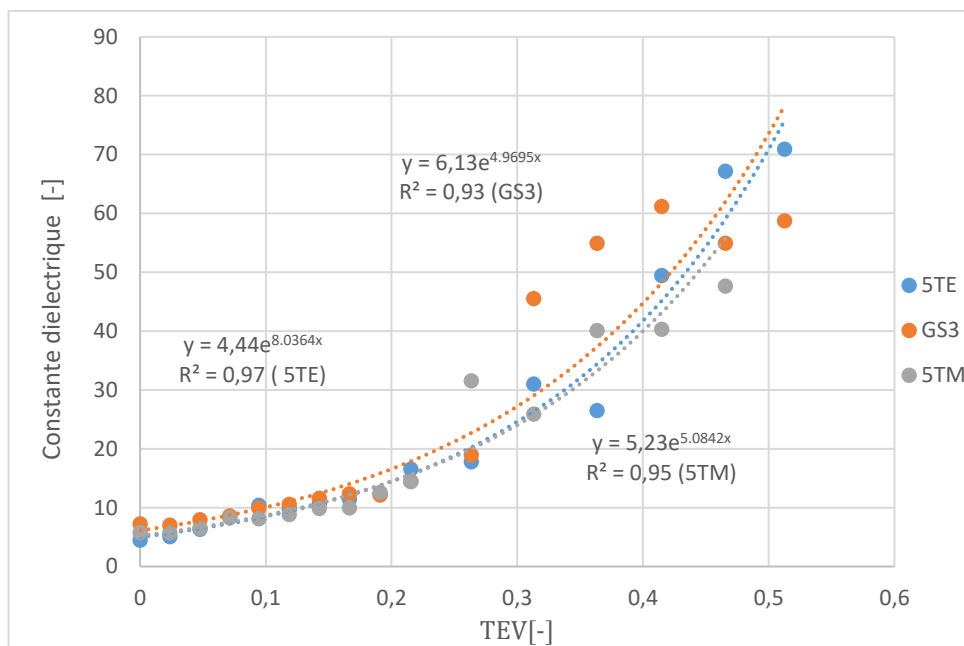


Figure 4.3 Constante diélectrique en fonction de la TEV du site 1

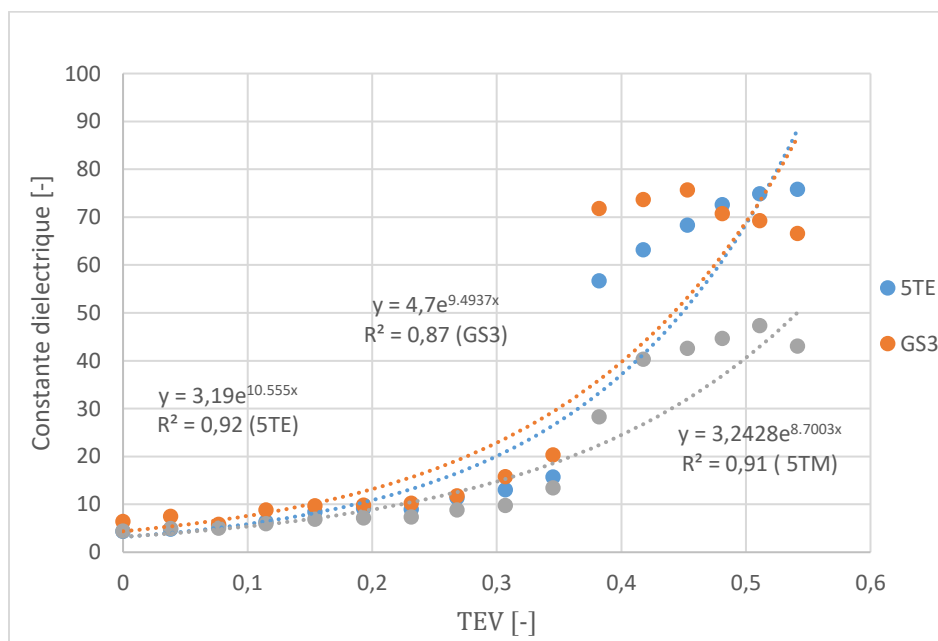


Figure 4.4 Constante diélectrique en fonction de la TEV du site 2

La procédure expérimentale suivie pour la mesure de la teneur en eau massique et la masse volumique de l'échantillon sec a permis l'obtention de la variation de la teneur en eau volumique des résidus miniers en fonction de la quantité d'eau ajoutée. Ces résultats obtenus avec la norme standard D2216-19, indépendamment des sondes de teneur en eau volumique, ont permis de les comparer avec les autres sondes (5TM, 5TE, EC5, GS3) et de choisir la sonde qui est la plus proche de la réalité du terrain (résidus miniers). La mesure en parallèle de la TEV avec la sonde 5TM a permis d'extraire des valeurs de la constante diélectrique à partir des équations de calibrations de cette dernière sonde. La comparaison des valeurs de TEV obtenues de la norme avec celles de la constante diélectrique correspondante de la sonde 5TM a permis de développer des équations empiriques locales qui lie ces deux paramètres (figures 4.3 et 4.4). L'équation de Topp et al. (1980) n'est valide que si la teneur en eau est comprise entre 0 et 45 %. Il a été démontré que l'équation de Topp (Topp et al., 1980) ne fournit pas de résultats précis pour les argiles hautement plastiques, les sols organiques et les sols à forte ou faible densité (Siddiqui et al., 2000). Plusieurs auteurs ont tenté de développer des relations entre la teneur en eau volumique et la constante diélectrique (Roth et al., 1990; Herkelrath et al., 1991; Nadler, 1991, Jacobsen et al., 1993a), mais aucune équation caractérisant les résidus miniers a été trouvée, d'où l'intérêt de l'étude actuel qui va permettre de ne pas seulement trouver une relation pour les résidus miniers, mais aussi une équation de calibration des sondes In-Situ utilisées pour les résidus miniers avec les conditions expérimentales du parc à résidus miniers de Quémont-2.

La méthodologie du développement de l'équation empirique locale pour les résidus miniers représente une bonne voix pour la mesure de teneurs en eau en surface en utilisant de simples outils expérimentaux. Les équations de calibrations des sondes *in situ* sont universelles et généralisées pour plusieurs types de sol, ce qui peut mener à une mauvaise interprétation des mesures de teneur en eau, spécialement pour des matériaux avec des particularités comme les résidus miniers.

4.1.2 Analyse de la constante diélectrique à partir de données GPR

Les profils CMP réalisés dans le cadre de cette étude permettent l'estimation de la vitesse de propagation des OEM, laquelle est liée à la constante diélectrique du milieu sondé (voir l'équation 2.2), elle-même dépendante de la teneur en eau des résidus (voir l'équation de calibration de la figure 4.3 et de la figure 4.4). Les résultats issus des CMP peuvent être comparés avec les mesures issues des sondes *in situ* pour chaque ligne de GPR (tableau 4.6). Ces lignes sélectionnées représentent les différents endroits d'utilisation du GPR (figure 3.9) où plus d'une ligne peut être dans le même site (exemple site 1 et site 2). Les résultats sont utilisés ici pour vérifier si l'approche GPR, utilisée en complément aux sondes *in situ*, peut permettre d'améliorer l'évaluation de la distribution de la teneur en eau volumique de surface des résidus miniers.

Tableau 4.6 Calcul de la TEV à partir du GPR et comparaison avec la sonde 5TM

Numéro de profil GPR	Vitesse des OEM (m/ns)	ϵ_r [-]	TEV du GPR [-]	TEV de la sonde 5TM [-]
1	0,041	53,53	0,50	0,53
2	0,047	40,74	0,44	0,49
3	0,087	11,89	0,35	0,40
4	0,077	15,17	0,41	0,49
5	0,094	10,18	0,31	0,35
6	0,083	13,06	0,41	0,48
7	0,089	11,36	0,35	0,48

Les valeurs de TEV obtenues à partir du GPR (selon l'équation 2.2, tableau 4.5 (sonde 5TM), figure 4.3 (sonde 5TM)) ont été comparées aux valeurs moyennes de trois mesures de TEV *in situ* sur une même ligne de GPR (figure 4.5).

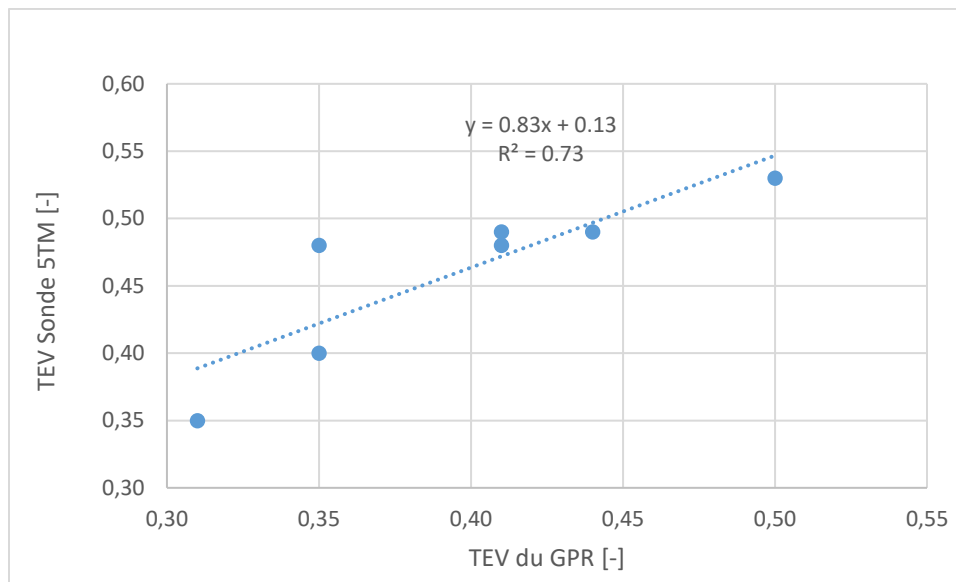


Figure 4.5 Comparaison entre la TEV mesurée du GPR avec la TEV mesurée avec la sonde 5TM

La figure 4.5 montre une corrélation entre les deux TEV avec un coefficient de $R^2 = 0.73$, où les valeurs du GPR semblent sous-estimer légèrement les valeurs de TEV du terrain, données par la sonde 5TM, avec une erreur qui varie de 5 % à 12 %. Cet écart peut vraisemblablement être expliqué par une variation spatiale (x et z) de la distribution de la TEV en surface. La technique du GPR consiste à calculer une vitesse moyenne de propagation des OEM sur une ligne atteignant 10 m, alors que les sondes *in situ* mesurent des données ponctuelles (champs d'investigation de l'ordre de 5-10 cm de profondeur). De plus, les sondes peuvent être installées sur des espaces en surface avec des TEV spatialement variable. Une autre explication possible suggère que les sondes de TEV sont généralement basées sur l'équation de Topp et al., (1980) pour la calibration (tableau 3.2), tandis que les valeurs de TEV mesurées avec le GPR sont basées sur l'équation empirique développée localement (figure 4.3), laquelle montre un léger écart avec l'équation de Topp. Le développement d'équations locales empirique pour obtenir la TEV semble plus avantageux que d'utiliser les sondes classiques. Ces sondes sont basées sur une équation de calibration universelle pour plusieurs types de sol, alors que cette équation ne peut s'adapter toujours avec des sols caractérisés par des propriétés physiques particulières comme les résidus miniers. Toutefois, des difficultés ont été rencontrées pour

l'interprétation des résultats de la vitesse des ondes électromagnétiques dans les résidus miniers. Ces difficultés sont dues à la grande perte du signal engendrée par le type de milieu très conducteur, composé principalement de silt avec la présence d'argile. Le même constat a été révélé par une étude de Weihermüller et al. (2007) pour un sol composé du silt et d'argile.

Malgré le manque d'études qui évaluent l'application du GPR pour l'évaluation de la teneur en eau de surface des résidus miniers pour permettre une comparaison avec ce projet, des études ont été appliquées avec succès pour l'évaluation de la teneur en eau en surface ou sous-surface pour d'autres types de sol, montrant ainsi le potentiel de l'approche (Huisman et al., 2003; Serbina et Orb, 2005; Klotzsche et al., 2018; Zhou et al., 2019).

4.1.3 Analyse du processus d'infiltration par imagerie thermique

La figure 4.6 illustre les températures absolues mesurées extraites en fonction du temps lors de l'essai d'arrosage à l'eau chaude, avec l'outil *Flir tools*. Le temps de 3 minutes correspond à la fin de la période d'arrosage, alors que la plage temporelle subséquente montre le retour du système vers l'équilibre (figure 4.7).

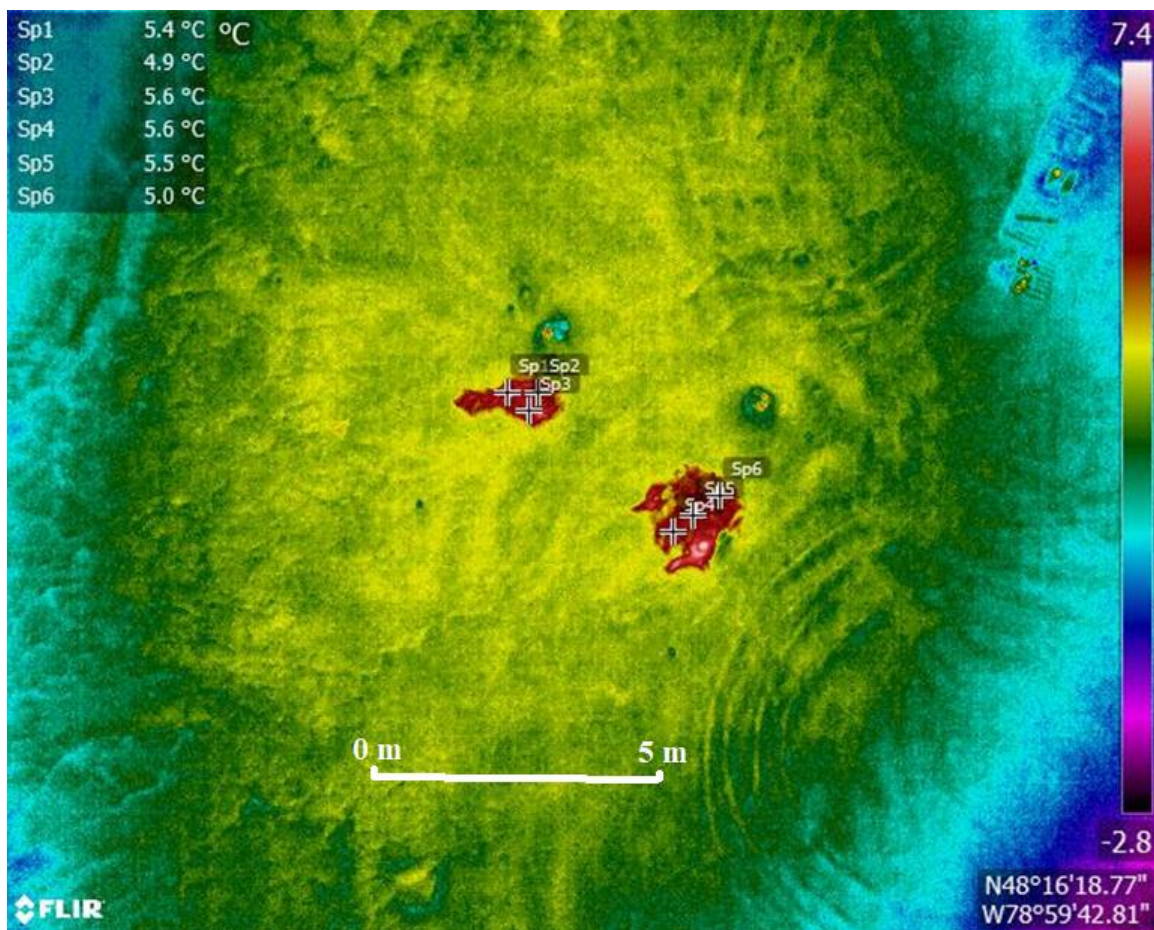


Figure 4.6 Suivi de la température avec le drone suite à l'arrosage

Plusieurs points de mesures (pixels) ont été extraits de l'image thermique (Sp_i , $i=1 :6$), pour toute la période du vol stationnaire d'environ 35 minutes. Les points Sp1, Sp2, Sp3 (surface où les sondes sont installées) et Sp3, Sp4 et Sp6 (surface où le GPR est installé) représentent des points (pixels) de suivi de la température par drone sur la surface du sol (figure 4.6), avec prise en compte de l'hétérogénéité de la distribution de l'eau d'arrosage.

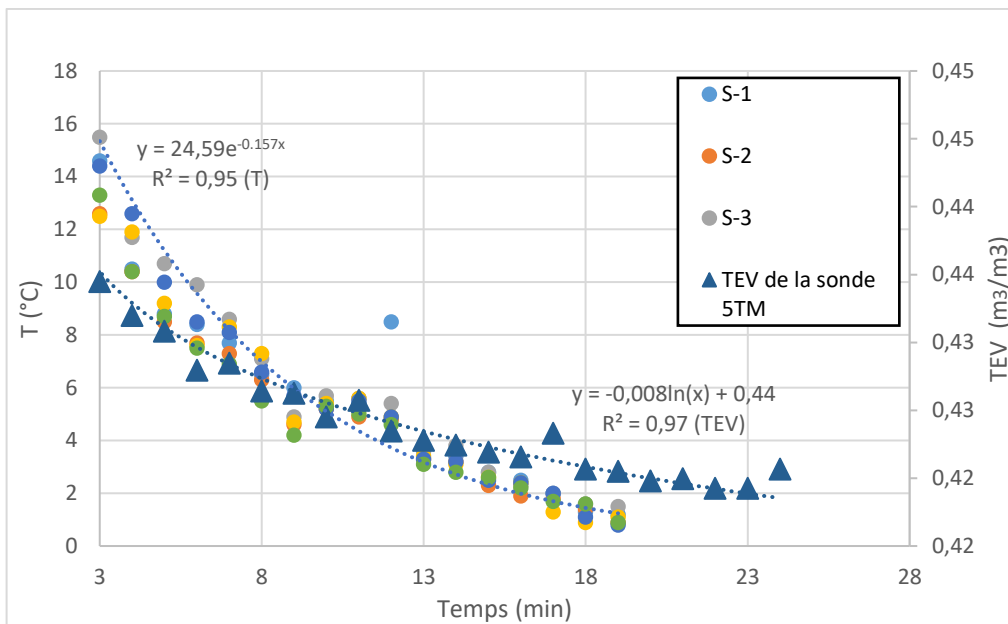


Figure 4.7 Évolution temporelle des températures de surface des résidus (axe de gauche) et des teneurs en eau (axe de droite) au cours d'une expérience d'infiltration menée sur le terrain

Les données de la figure 4.7 montrent une diminution exponentielle des températures de surface au fil du temps lors de la période de retour à l'équilibre du système. La figure 4.7 illustre également la teneur en eau volumétrique mesurée par la sonde *in situ* (Decagon 5TM) au cours de la même expérience. La température initiale de la surface des résidus miniers étant de 5 °C avec le début de l'expérience avec une teneur en eau initiale de 28 % également (à $t = 0$ minutes). Les données mesurées suggèrent que comme c'était le cas pour la température, la teneur en eau volumique diminue aussi de façon exponentielle au fil du temps au cours de l'expérience. Ces observations suggèrent une infiltration progressive de l'eau chaude après son déversement en surface. Les données permettent d'établir une calibration entre la teneur en eau volumique et la variation de température absolue enregistrée en degré Celsius sur les images thermiques (équation 4.1):

$$TEV = 0,4769 - 0,008 \times \ln(20,4 - 6,37 \times \ln(T)) \quad (4.1)$$

Cette relation empirique n'est valable que pour les conditions de température spécifiques dans lesquelles l'expérience a été menée. Pour un sol donné, la relation décrite à l'équation

4.1 dépendra de sa teneur en eau et de sa température initiale, de la température de l'air ainsi que de la température maximale imposée par l'arrosage. Des paramètres clés comme les propriétés physiques et hydrauliques du sol (ex. : conductivité électrique, granulométrie) ont une influence sur l'équation 4.1, bien que leurs effets spécifiques ne soient pas discutés ici.

La relation établie à l'équation 4.1 met en évidence le potentiel de l'utilisation d'images thermiques pour documenter les processus d'infiltration dans les résidus miniers sur une échelle spatiale plus vaste que l'échelle d'investigation des sondes *in situ*. Dans le cadre de la présente étude, la portion exploitable des images captées par la caméra thermique du drone couvre une superficie de 4 m², laquelle comporte une résolution spatiale de 3 cm × 3 cm pour le visible et 10 cm × 10 cm pour la thermique, avec une altitude de 50 m. L'équation 4.1 peut être appliquée pour chaque pixel des images, permettant ainsi de documenter l'hétérogénéité spatiale du phénomène d'infiltration. Les valeurs de pixels de température obtenues avec l'imagerie thermique par drone ont été converties à des valeurs de teneur en eau volumique à l'aide du logiciel ArcGIS. La figure 4.8 présente un exemple de résultats de cette conversion comparé à l'image optique pour la même zone.

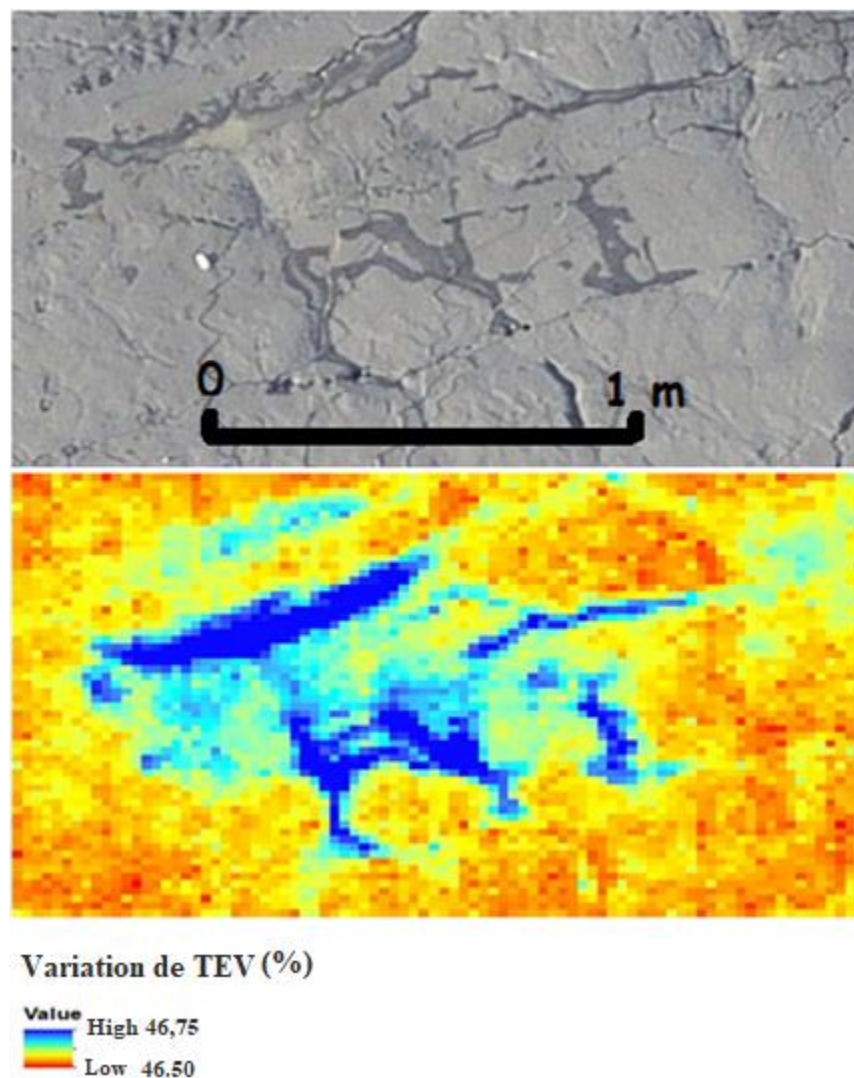


Figure 4.8 Variation spatiale de la teneur en eau, et donc de l'infiltration (figure du bas), avec l'image optique en haut (à 3 minutes après la fin de l'arrosage)

La figure 4.8 montre ainsi une cartographie de la variation spatiale des valeurs/indices de teneur en eau de surface selon l'approche suivie. Les faibles variations entre la plus grande valeur et la valeur la plus faible sont dues à la faible variation observée dans le graphique de la figure 4.7 où la diminution de la teneur en eau est très lente. En raison des contraintes liées à la durée d'utilisation des batteries du drone (15 minutes), il n'a pas été possible de suivre l'évolution des températures sur une plus longue période, jusqu'à l'atteinte de la valeur initiale de teneur en eau des résidus miniers de 28 %. Les observations peuvent mener à conclure que la figure 4.8 représente plus une indication de variation d'humidité,

qu'une variation de teneur en eau volumique avec les conditions actuelles de l'expérience, vu que ce sont des valeurs mesurées indirectement par l'intermédiaire de la variation de température. Toutefois, ces résultats montrent que la distribution de la température et de la teneur en eau à la surface des résidus miniers sont hétérogènes. Cette variabilité peut être à l'origine de zones d'infiltration et d'écoulement préférentielles de l'eau au sein des résidus. Cette variation spatiale du processus d'infiltration et de la teneur en eau peuvent générer des résultats non représentatifs lors de l'utilisation de sondes de TEV, dans le cas où les sondes ne sont pas installées dans les endroits permettant d'assurer une homogénéité et une représentativité des résultats.

4.1.4 Analyses des hétérogénéités souterraines au sein des résidus (R1 : figure 3.3)

Les figures 4.9 et 4.10 présentent les résultats du relevé de résistivité électrique réalisé sur les résidus miniers dans la zone 1 (figure 3.9). Deux configurations ont été utilisées, soit celle de Wenner-Schlumberger (figure 4.9) et celle de Wenner (figure 4.10).

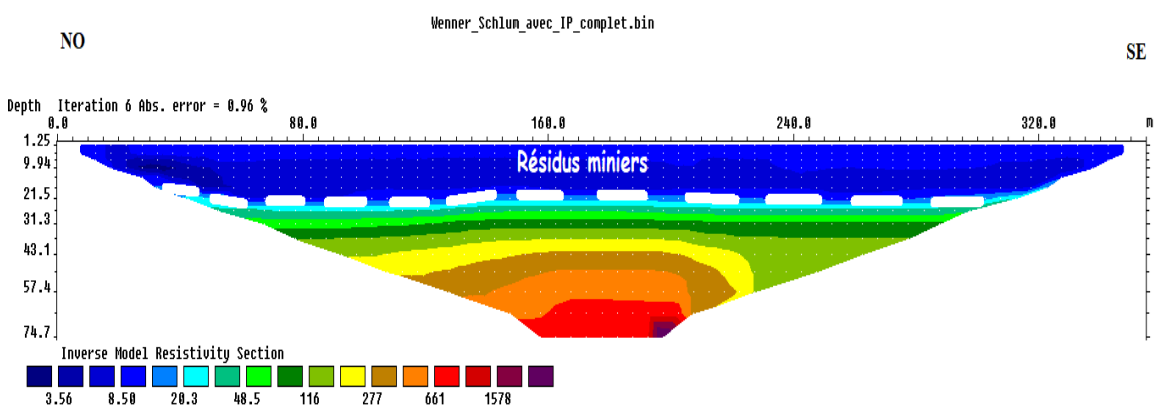


Figure 4.9 Profil de résistivité électrique sur les résidus dans la zone 1(R1) avec la configuration Wenner-Schlumberger

Le profil de la figure 4.9 montre une distinction entre les résidus miniers qui ont une valeur de résistivité électrique de moins de 8.5 Ohm.m, jusqu'à une profondeur d'environ 25 m, et les formations avec une résistivité électrique autour de 20 Ohm.m susceptibles de représenter de l'argile ou de la tourbe. La résistivité électrique supérieure à 116 Ohm.m

peut correspondre à un roc fissuré, puis à un roc sain pour les valeurs au-delà de 277 Ohm.m. Ces caractéristiques correspondent à la stratigraphie du forage associé au puits d'observation Q2-PO-R-05-18. Ce profil fournit également des informations sur le niveau piézométrique dans les résidus miniers. Cette information est plus visible pour la configuration de Wenner qui présente une plus faible profondeur d'investigation (figure 4.10).

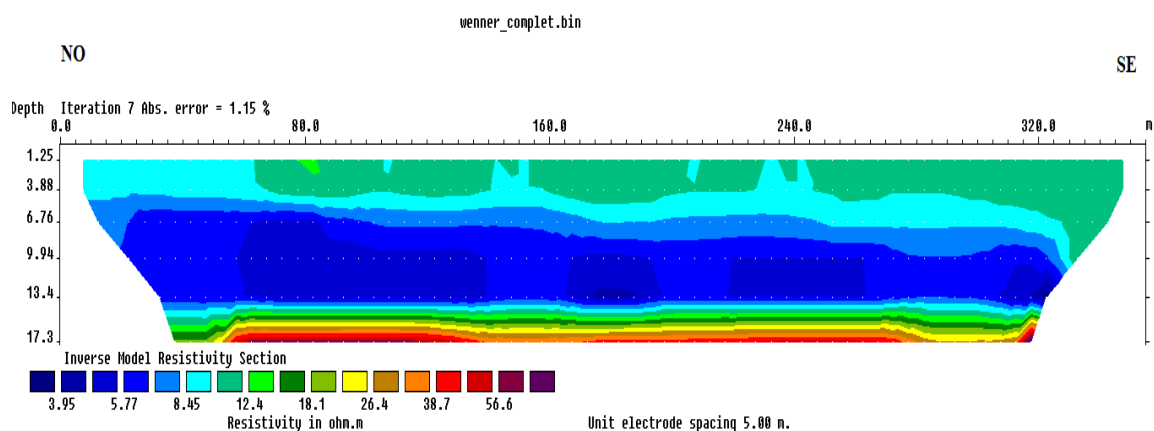


Figure 4.10 Profil de résistivité électrique sur les résidus dans la zone 1 (R1) avec la configuration Wenner

Le profil de figure 4.10 présente une résistivité plus élevée en surface avec des valeurs autour de 9 Ohm.m, et une résistivité plus faible en profondeur avec des valeurs inférieures à 6 Ohm.m. La limite entre ces plages de valeurs de résistivités correspond vraisemblablement au niveau piézométrique des résidus miniers. En effet, la saturation en eau dans les résidus augmente la conductivité électrique, et par conséquent la résistivité diminue. La profondeur de la nappe dans les puits les plus proches inspectés (Q2-RM-PO-09-18 et du puit sur le roc Q2-PO-R-03-18) a donné des valeurs de 4 à 3 mètres de profondeur respectivement, ce qui est cohérent avec le profil de la figure 4.10. L'hypothèse que la figure 5.10 montre le niveau piézométrique peut être appuyée par l'observation d'un gradient hydraulique qui tend vers une diminution de la gauche vers la droite, vers le bassin de polissage avec un niveau d'eau plus bas.

Les valeurs de résistivité électrique du profil réalisé sur le nouveau parc ont été converties à des valeurs de porosité sous forme d'une carte en profil 2D, en utilisant la loi d'Archie.

La partie extraite du profil de résistivité électrique correspond uniquement à l'épaisseur des résidus miniers. La figure 4.11 présente les résultats de cette conversion pour les configurations Wenner et Wenner-Schlumberger.

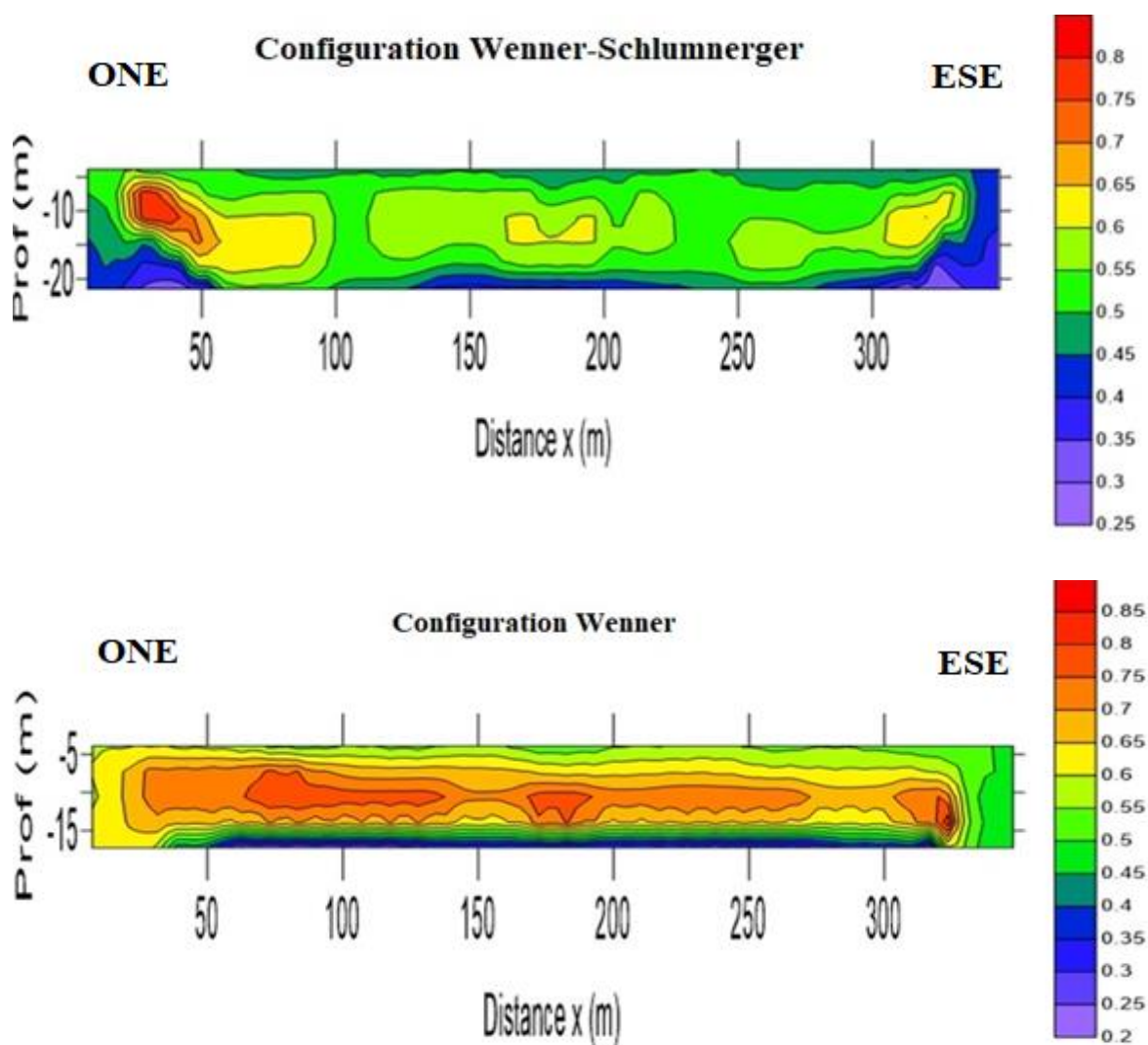


Figure 4.11 Variation de la porosité dans les résidus miniers avec les configurations Wenner et Wenner-Schlumberger

Les deux profils de la figure 4.11 montrent les résultats de carte de variation de la porosité dans les résidus miniers. Les deux configurations donnent une variation des valeurs de porosité différentes. La configuration Wenner est plus sensible aux variations latérales de la résistivité électrique, alors que la configuration Wenner-Schlumberger est sensible aux

variations latérales et verticales de la résistivité électrique. Puisque les résidus miniers sont déposés sous forme de couches horizontales, la configuration de Wenner-Schlumberger serait vraisemblablement plus représentative des variations de résistivité dans le parc.

Pour la configuration de Wenner-Schlumberger, les données suggèrent que la couche de résidus miniers présente une porosité allant de 0.45 à 0.55, ce qui est en accord avec les données expérimentales préexistantes (WSP, 2019a). Dans les deux configurations, des valeurs très élevées de porosité sont toutefois observées vers le centre du profil, avec des valeurs atteignant environ 80 %. Considérant que les résidus sont composés majoritairement de silt, la porosité maximale attendue est environ de 50 % (WSP, 2019a). Les paramètres de la loi d'Archie sont très liés à la résistivité électrique du matériel poreux et à la résistivité du fluide y circulant, sans oublier les paramètres m et α . Or, l'histoire de déposition des résidus implique qu'il est vraisemblable que ces derniers comportent plusieurs structures hétérogènes. Ainsi, il est possible que l'hétérogénéité dans la composition chimique et minéralogique des résidus engendre une variabilité spatiale de la résistivité. Une telle hétérogénéité compositionnelle aurait pour effet d'induire un biais dans le calcul des porosités. De façon similaire, pour des conditions d'écoulement relativement lentes, il est possible que la conductivité électrique de l'eau porale soit hétérogène dans l'espace. De telles limitations tendent à indiquer que l'approche de résistivité électrique est pertinente à l'évaluation de l'hétérogénéité des dépôts, mais que des mesures *in situ* additionnelles demeurent requises afin de documenter quels paramètres varient dans l'espace. Dans le cas du nouveau parc Quémont-2, les données de résistivité fournissent un guide pour la réalisation de forages additionnels et l'installation de puits d'observation. Pour optimiser la caractérisation hydrogéologique du parc, il sera pertinent d'analyser les caractéristiques des résidus (minéralogie et porosité) et du fluide dans les zones présentant les valeurs minimales et maximales de conductivité.

Dans un contexte où les variations spatiales de résistivité électrique seraient principalement expliquées par des variations spatiales de porosité, la conductivité hydraulique des résidus pourrait être estimée grâce à la formule de Kozeny-Carman. Les valeurs calculées selon

cette approche ont été représentées sous forme d'une carte de variation de la conductivité hydraulique ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en deux dimensions (x et z) à l'aide du logiciel *Surfer10* (figure 4.12).

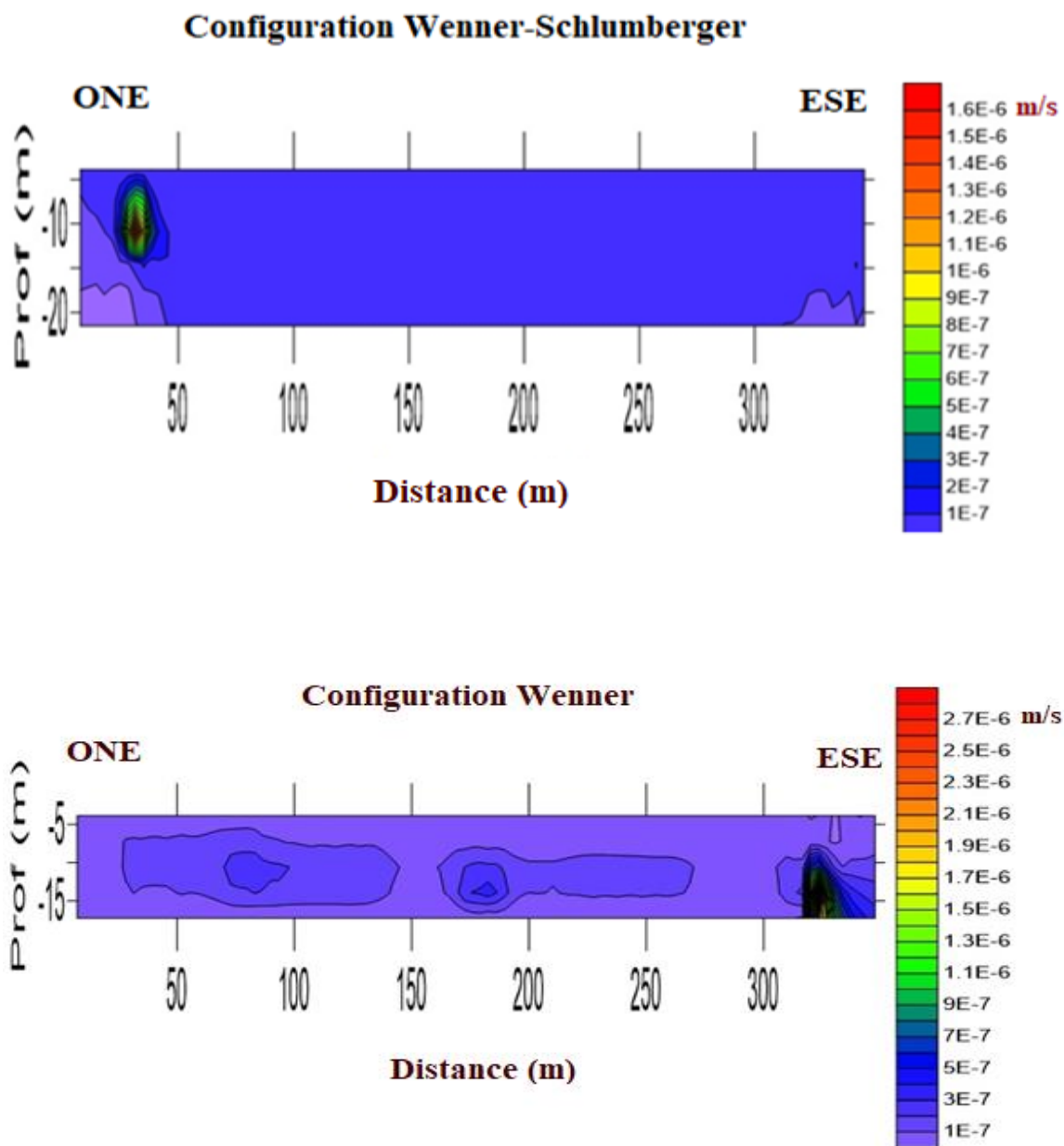


Figure 4.12 Variation en 2D de la conductivité hydraulique dans les résidus miniers

Les résultats de la figure 4.12 montrent une hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique. Les valeurs de conductivité hydrauliques moyennes ainsi calculées sont de l'ordre de 10^{-7} m/s, ce qui est cohérent avec les données préexistantes (WSP, 2019a). Cette

cohérence est une indication du potentiel d'utilisation de ces méthodes pour la détermination indirecte des propriétés hydrauliques à partir de méthodes géophysiques comme la résistivité électrique. Quelques anomalies sont observées sur la carte. Il est implicite que les sources d'anomalies identifiées plus haut concernant l'évaluation de l'hétérogénéité spatiale de la porosité s'appliquent aussi pour la question de la conductivité hydraulique. Ces résultats montrent l'efficacité de cette technique pour la caractérisation de l'hétérogénéité des paramètres hydrauliques comme la porosité et la conductivité hydraulique des résidus miniers du site Quémont-2. D'autres auteurs ont aussi utilisé avec succès cette technique pour évaluer des paramètres physiques et hydrauliques pour des résidus miniers (Canales et al., 2020), ou d'autres type de sol (Niwas et Celik, 2012; Zhu et al., 2016; Cordoso et al., 2016; Kazakis et al., 2016), en exploitant aussi la loi d'Archie ainsi que l'équation de Kozeny-Carman.

4.2 Analyse des résultats de la zone 2

Les résultats des analyses réalisées au sein de la zone 2 suivent le découpage retenu pour la présentation des approches méthodologiques. Les résultats obtenus par l'approche GPR sont d'abord présentés afin d'identifier des zones d'hétérogénéité au sein des digues. Les analyses des images thermiques acquises par drone sont ensuite discutées afin d'identifier si des gradients thermiques sont spatialement associés à des zones d'hétérogénéités au sein des digues. L'hypothèse de travail veut que la présence de gradients thermiques spatialement associés à des discontinuités au sein d'un profil GPR pourraient représenter des zones d'écoulement préférentiel et d'exfiltration diffuse d'eau au sein des digues.

4.2.1 Analyse des discontinuités structurales souterraines dans les digues

La digue G, construite directement sur les résidus miniers et sans noyau d'argile, sépare le nouveau parc à résidus miniers de l'ancien parc (figure 3.9). Suite à un traitement avec Reflex2Dinv et un ajustement hyperbolique pour le calcul de la vitesse avec le même logiciel, le profil GPR ainsi réalisé sur cette digue est présenté à la figure 4.13.

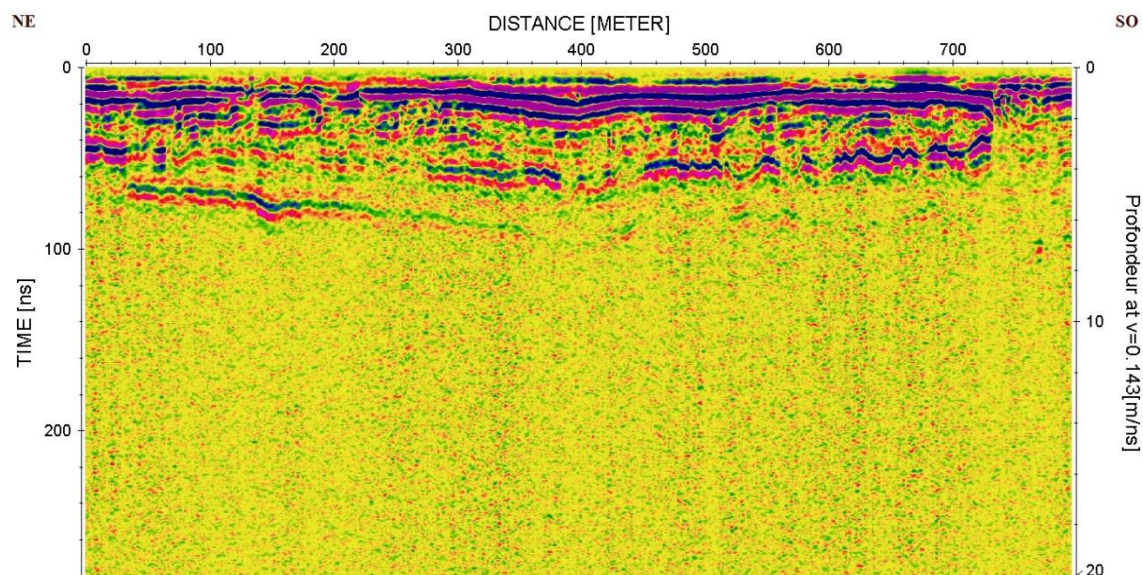


Figure 4.13 Profil GPR en mode réflexion réalisé sur la digue G (environ 796 m)

Sur le profil de la figure 4.13, le réflecteur visible entre 25 et 400 m à une profondeur de l'ordre de 7 m représente vraisemblablement la base de la zone remaniée par la construction de la digue. Le réflecteur n'est pas visible au-delà de 400 m selon la figure 4.13, ce qui suggère qu'il se trouve à une profondeur plus grande dans cette section de la digue, ou que le matériel de la digue engendre une plus forte atténuation de l'onde dans cette portion du profil. La couche superficielle observable sur le profil (profondeur < 2 m) présente plusieurs discontinuités entre 100 et 200 m, et après la distance de 700 m selon la figure 4.13 toujours. Ces discontinuités reflètent vraisemblablement des hétérogénéités physiques au sein des digues (p. ex. : contrastes dans la composition, la granulométrie, le niveau de compaction ou la teneur en eau des matériaux). Le profil montre aussi la présence de plusieurs couches détectées sous la couche principale, à des profondeurs > 2 m. Ces réflecteurs révèlent l'hétérogénéité de la digue. Une question clé dans le cadre de l'analyse des données GPR collectées sur la digue concerne l'identification de contrastes au niveau de la teneur en eau ou de zones susceptibles de constituer des chemins préférentiels d'écoulement de l'eau. Bien que les données GPR ne puissent permettre une distinction inéquivoque des paramètres qui engendrent des réflexions GPR, des observations terrain complémentaires permettent d'appuyer les interprétations. Les photos de la figure 4.14 montrent la présence de fractures en surface des résidus au sein d'une zone d'environ de

25 m par 300 m (en date de 3 octobre 2019) localisée à l'est de la digue G et des indications d'accumulation d'eau au niveau de cette zone. L'eau de fonte de la neige ou la pluie sont susceptibles de s'accumuler dans cette partie du nouveau parc en contact avec la digue G, de s'infiltrer dans les résidus et de s'écouler au sein ou sous la digue G. Dans le cas où un écoulement aurait lieu au sein de la digue, la présence d'eau aurait vraisemblablement pour effet de modifier les propriétés de la constante diélectrique au sein de la digue, créant ainsi des réflecteurs sur le profil radar.



Figure 4.14 Photos de la zone de nouveau parc à l'est de la digue G où l'anomalie physique a été observée (3 octobre 2019)

Les digues D, E et F, qui ceinturent l'ancien parc à résidus, ont été construites avec un noyau d'argile. Ces digues constituent la dernière barrière entre le parc à résidus miniers Quémont-2 et le milieu naturel (figure 3.9). Les profils GPR réalisés sur ces digues sont présentés aux figures 4.15 à 4.17.

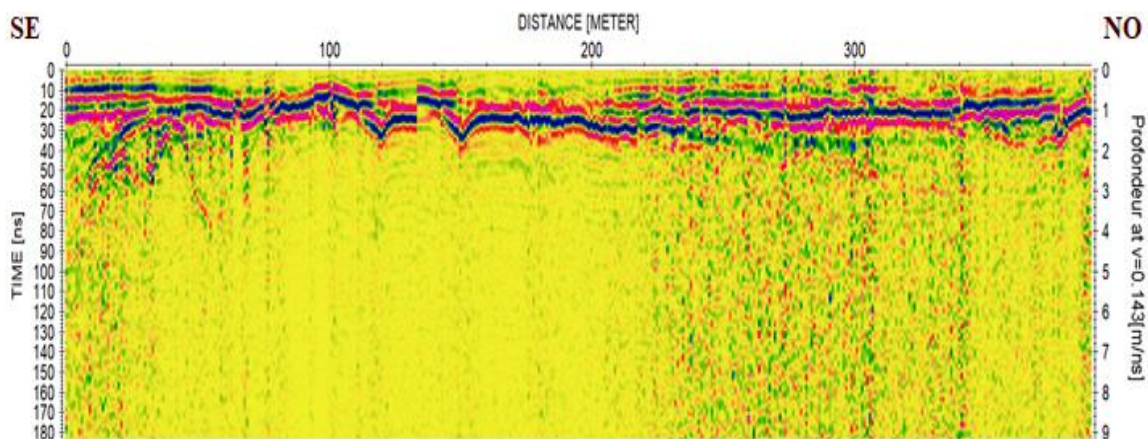


Figure 4.15 Ligne de GPR pour la digue D (fréquence de 100 MHz)

Le profil GPR pour la digue D montre des discontinuités 0-100 m, 200-300 m et à 380 m (figure 4.15). Dans ces zones, des réflecteurs sont observés jusqu'à des profondeurs atteignant 4 m (soit sur une profondeur plus importante que dans les autres secteurs). Des discontinuités sont observées sur les profils des digues E et F (figures 4.16 et 4.17). Dans l'ensemble, les données suggèrent que les digues présentent des hétérogénéités marquées. L'évaluation de la position d'éventuels chemins d'écoulement au sein de ces digues pourrait s'appuyer sur les données radar. Un patron de distribution des mesures terrain orienté de façon à acquérir de l'information dans les différentes zones d'hétérogénéité serait souhaitable.

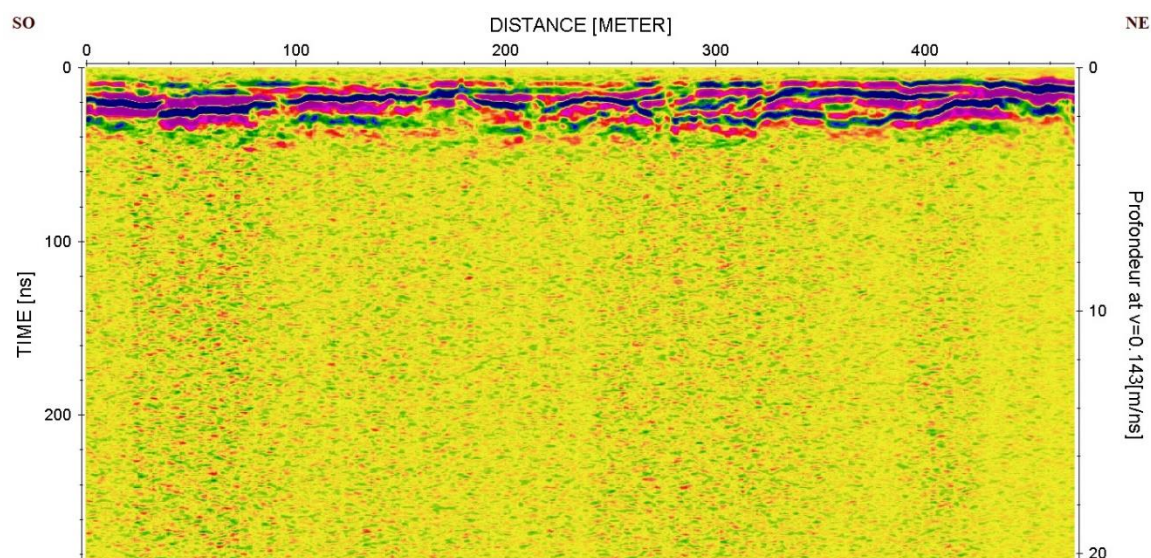


Figure 4.16 Profil GPR pour la digue E en mode réflexion (fréquence de 100 MHz)

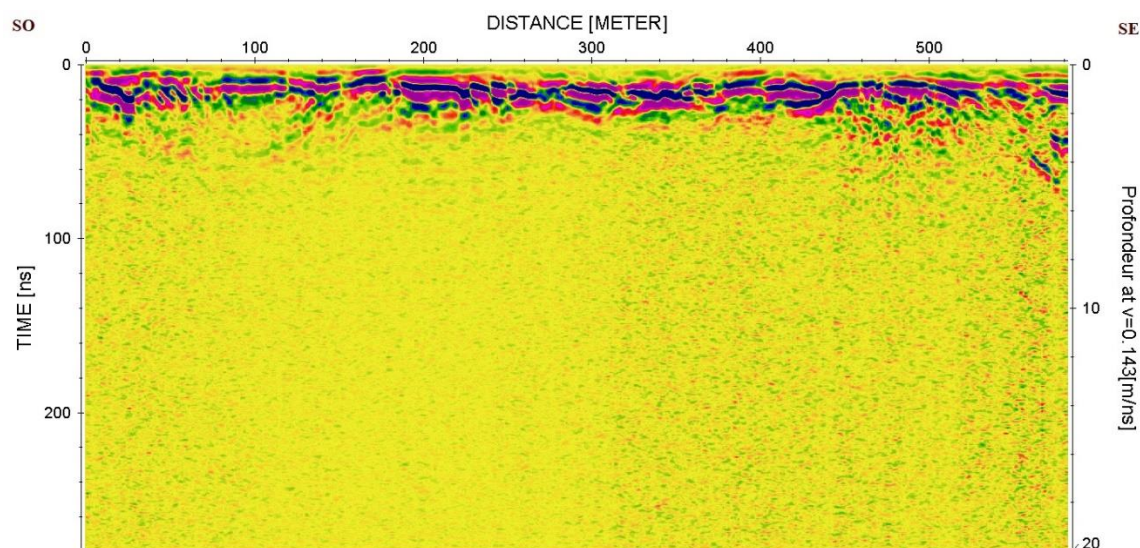


Figure 4.17 Profils GPR pour la digue F en mode réflexion (fréquence de 100 MHz)

4.2.2 Analyse des gradients thermiques sur les digues

L'acquisition d'images thermiques par drone a été réalisée afin d'étudier la digue G. Deux vols ont été effectués le 02 octobre 2019, à 10h19 et à 10h35. La démarche visait à identifier d'éventuels gradients thermiques associés à l'exfiltration diffuse d'eau de la digue. L'image thermique du vol de 10h19 (figure 4.18) montre une discontinuité au niveau de la

température (absolue) de la couleur rouge/orange, c'est à dire la présence d'une zone plus froide (couleur bleu) dans la partie sud du relevé, qui pourrait vraisemblablement représenter une zone plus saturée en eau que la partie nord de la digue G. Un second vol thermique a été effectué pour couvrir la partie sud de la digue G et confirmer la présence de l'anomalie observée (figure 4.19).

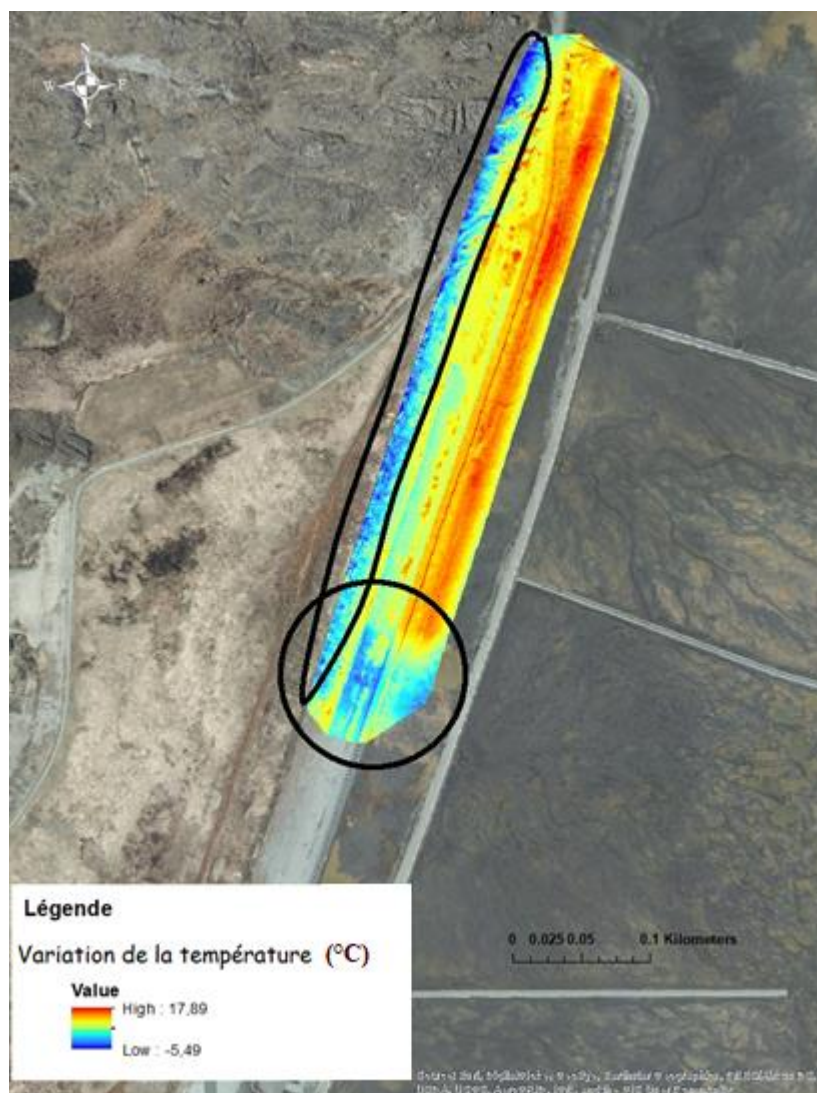


Figure 4.18 Image thermique par drone, partie nord de la digue G (vol à 10h19 : 02 octobre 2019)

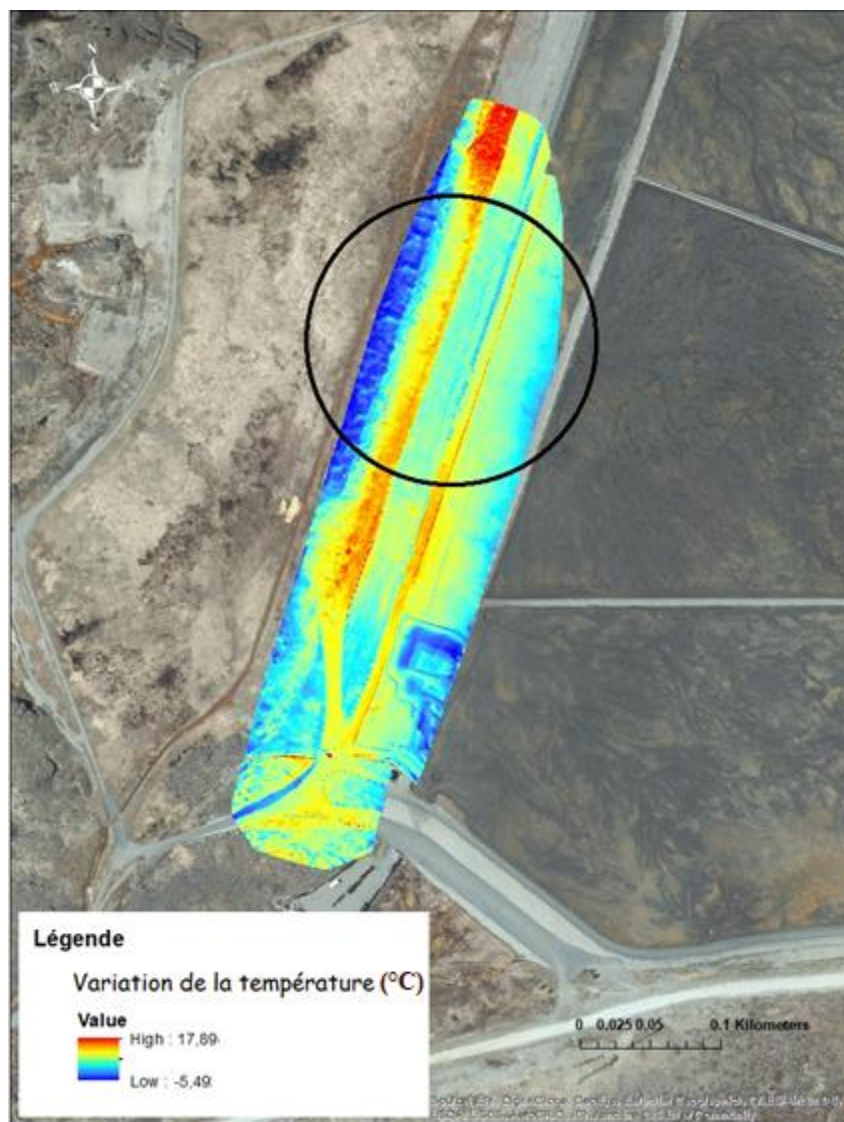


Figure 4.19 Imagerie thermique par drone pour un vol sur la partie sud de la digue G (vol à 10h35 : 02 octobre 2019)

L'image thermique de la figure 4.19, prise le matin à 10h35, couvre la zone avec une anomalie thermique potentielle. Cette image montre une zone plus froide avec discontinuité de température (ovale noire) susceptible d'avoir une saturation en eau supérieure aux zones adjacentes.

Les résultats d'imagerie thermique, lorsqu'interprétés en parallèle aux données GPR et aux observations visuelles réalisées en amont de la digue (section 4.2.1), suggèrent qu'une quantité d'eau s'accumule à l'extrémité ouest du nouveau parc à résidus miniers et que

cette eau s'infiltrer de façon diffuse sous la digue G pour rejoindre l'ancien parc à résidus. Ces observations sont cohérentes avec la structure de la digue G, laquelle est constituée uniquement de matériaux poreux, sans noyau d'argile, et déposés directement sur les résidus miniers. Un tel écoulement préférentiel est susceptible de créer des chemins d'écoulements préférentiels d'eau sous la digue.

Les résultats d'imagerie thermique obtenus pour les digues D, E et F sont présentés à la figure 4.20, réalisées en matinée à 10h05, le 30 juin 2020. Ces températures représentent les températures absolues, sans correction des effets des réflectances des objets, humidité ainsi d'autres corrections, ce qui explique la grande différence de température entre le maximum et le minimum. Nous nous intéressons plus au gradient thermique. Les zones plus froides, représentées par la couleur bleue sur la carte (ovales noires), constituent des anomalies thermiques pouvant correspondre à des milieux plus saturés en eau par rapport aux autres zones. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer l'anomalie thermique pour la zone au nord (ovale noir). La première hypothèse est que l'anomalie thermique est causée par l'accumulation d'eau de pluie. Ce secteur est situé immédiatement à la base d'affleurements rocheux susceptibles de favoriser le ruissellement et l'accumulation de l'eau de pluie dans les points bas. La deuxième hypothèse concerne l'écoulement de l'eau souterraine des résidus vers la zone naturelle en aval de la digue F. Une analyse de la composition chimique et isotopique de l'eau dans la zone d'anomalie permettrait de trancher entre les deux hypothèses puisque l'eau souterraine des résidus devrait être substantiellement plus chargée en ions dissous que l'eau de pluie, laquelle devrait être diluée et présenter une composition isotopique ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$) reflétant des précipitations récentes. D'autres zones plus froides sont aussi observées au sud, vers les digues D et E. Ces zones correspondent à de petits ruisseaux visibles sur le terrain (deux cercles noirs au sud). Le ruisseau principal (cercle le plus au sud), qui est alimenté par l'eau de pluie et traverse l'ancien parc, a été aménagé par la Fonderie Horne pour acheminer et évacuer les eaux de pluie et contaminées vers le bassin nord du lac Osisko. La figure 4.21 présente l'image visible pour la même zone, les anomalies thermiques les plus froides identifiées sur l'image thermique correspondent aux secteurs avec la présence de tourbières.

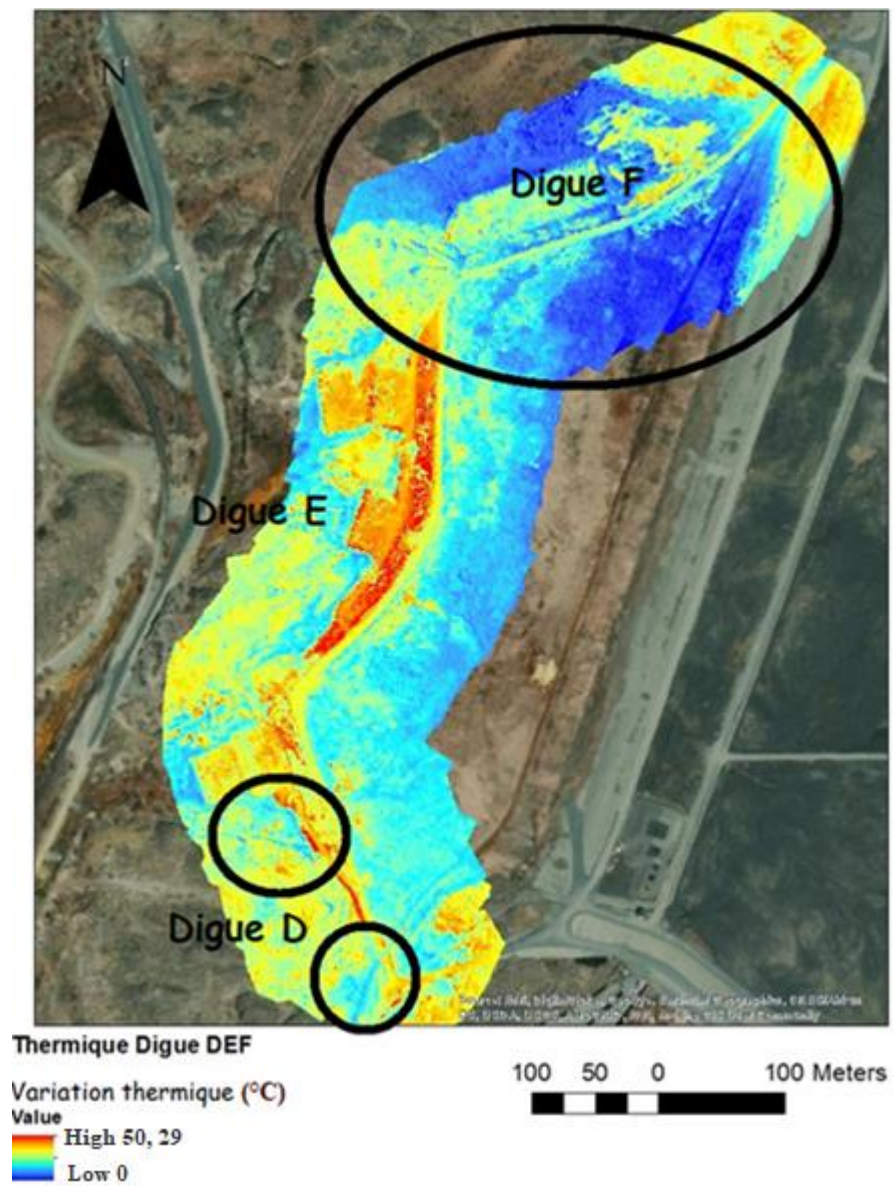


Figure 4.20 Imagerie thermique avec drone des digues D, E et F (10h05, 30 juin 2020)



Figure 4.21 Image visible du drone correspondante à la figure 5.20 (digues D, E et F)

4.3 Analyse des résultats de la zone 3

4.3.1 Milieu naturel à proximité de l'ancien parc

Un profil de résistivité électrique a été réalisé en aval de l'ancien parc (R2 : figure 3.9). La figure 4.22 illustre les résultats obtenus pour configuration de Schlumberger. Nous avons intégré au profil des valeurs d'altitudes au lieu de profondeurs à travers une correction des variations topographiques, contrairement aux autres profils précédents où la surface est horizontale (Ligne R1 et R3)

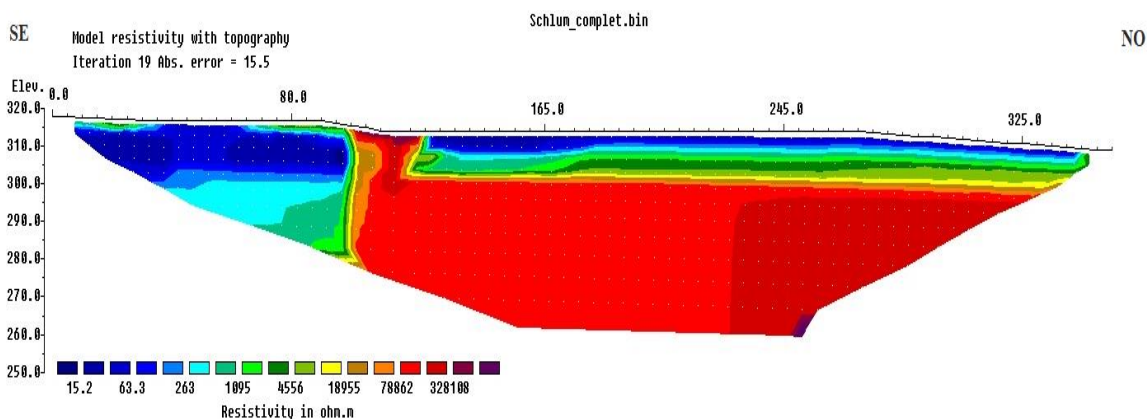


Figure 4.22 Profil de résistivité avec la configuration Schlumberger au voisinage de l'ancien parc à résidus (R2 : figure 3.9)

La structure superficielle (< 5 m) observée sur le profil entre 0 et 100 m selon la distance x présente des résistivités < 263 Ohm.m. Cette structure correspond à un talus artificiel composé d'un mélange de sable et de gravier avec galets. Ce talus a été construit pour assurer la stabilité des digues et son rôle principal est de limiter l'érosion de la digue F. Le talus a été construit à la suite de trois effondrements de la digue E s'étant produits en 1988. Ces effondrements auraient été causés par une surcharge en résidus (Géocon, 1988). Le matériel du talus a été déposé sur le milieu naturel composé d'un mélange de tourbe et de sable (Géocon, 1988). Sous ce talus, le profil montre un matériel présentant des résistivités de l'ordre de 5-60 Ohm.m sur une profondeur de 5 m à 15 m environ. Ce matériel correspond vraisemblablement à une couche composée d'argile, de tourbière et de sable. Cette interprétation s'avère cohérente avec la littérature technique préexistante, laquelle suggère la présence d'une couche naturelle composée de tourbe surmontant une unité de limon argileux, et un till qui repose en discordance sur le roc (Géocon, 1988).

De faibles valeurs de résistivité électrique (15-60 Ohm.m) sont observées de 120 m à 355 m, sur une profondeur de 7 à 10 m environ. Ces valeurs correspondent à une couche mixte de tourbière/sable, silt argileux, argile grise et till successivement avec une base du socle rocheux tel que décrit dans les forages numéro PO-4-1, PO-4-2 et PO-4-3 et Geocon (1988). Cette unité est en continuité avec l'unité sous le talus. Les valeurs plus élevées de résistivité électrique (> 130 Ohm.m) représentent le roc altéré et le roc sain. Il est difficile

de distinguer entre les deux unités de roc, puisqu'il n'existe pas de forage jusqu'au roc dans cette partie, le puits le plus profond (PO-4-1) du secteur a été foré jusqu'au till. La zone située entre 100 m et 120 m, avec des valeurs élevées de résistivité (4000-5000 Ohm.m), représente des débris de roches qui se sont accumulés en bas du talus lors de sa construction.

La configuration de Wenner a été utilisée pour compléter les résultats obtenus avec la configuration Schlumberger (figure 4.23).

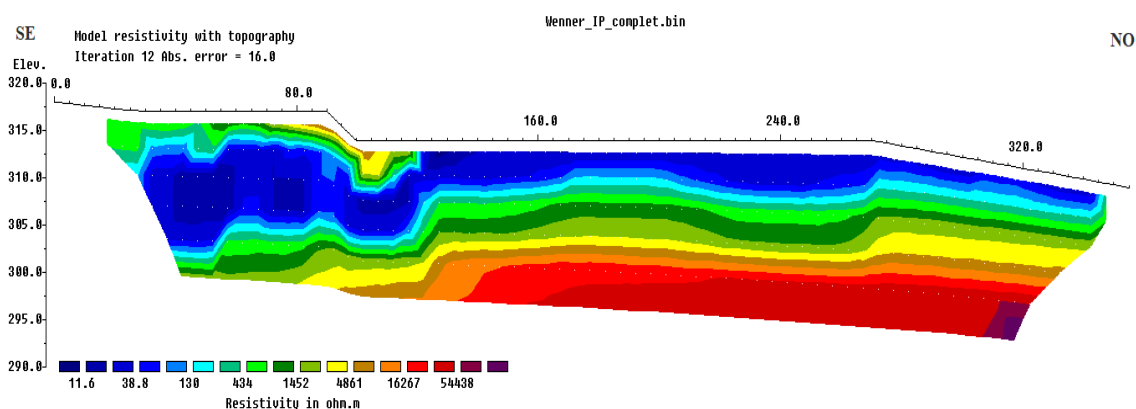


Figure 4.23 Configuration Wenner au voisinage de l'ancien parc à résidus (R2 : figure 3.9)

Les résultats obtenus avec la configuration Wenner montrent une continuité pour l'unité mixte de tourbière/sable, silt argileux, argile grise et Till successivement avec base du socle rocheux (Geocon, 1988), indiquant une possible erreur de mesure pour la configuration Schlumberger au droit de la rupture de pente du talus (90-100 m selon la figure 4.22).

La configuration dipôle-dipôle semble apporter des informations supplémentaires par rapport à Schlumberger et Wenner (figure 4.24).

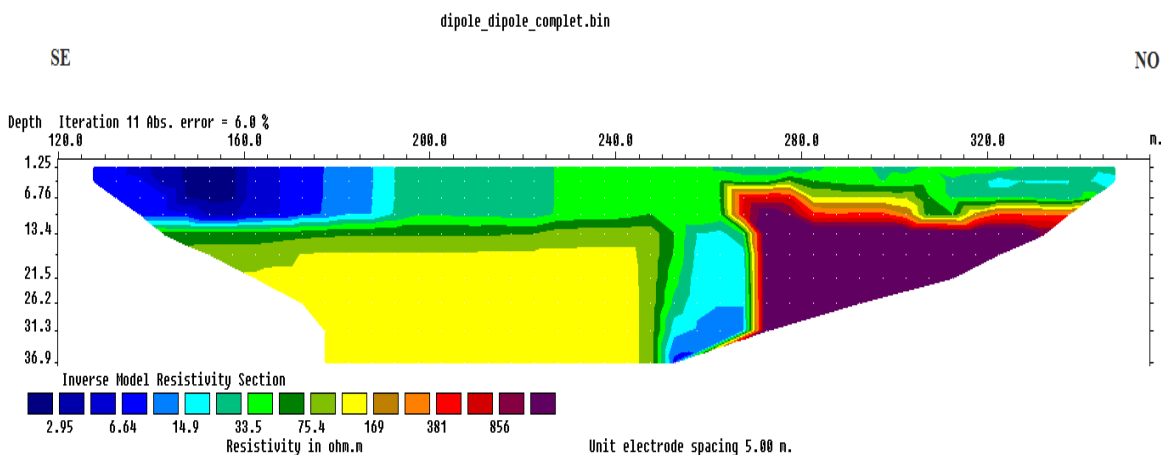


Figure 4.24 Configuration dipôle-dipôle au voisinage de l'ancien parc à résidus (R2 : figure 3.9)

De 120 m à 200 m, sur une profondeur d'environ 10 m, le profil montre de très faibles valeurs de résistivité électrique (< 15 Ohm.m). Ces valeurs peuvent refléter une couche de tourbière mélangée avec de l'argile et du sable enrichie par des apports d'eaux de résidus miniers. De 200 m à 355 m, toujours sur une profondeur de 10 m environ, la résistivité varie de 30 à 80 Ohm.m environ. Ces valeurs sont associées à la présence des mélanges de tourbières/argile/sable humide, conformément aux résultats précédents et aux observations de terrain en surface. À plus de 10 m de profondeur, des valeurs de résistivité de plus de 400 Ohm.m sont observées, pouvant représenter le roc altéré et le roc sain. Entre 255 m et 270 m en distance x sur la figure 4.24, une chute des valeurs de résistivité est observée. Celle-ci correspond sur le terrain à la présence d'un ruisseau n'ayant pas été identifié avec configurations de Wenner et Schlumberger, d'où l'importance d'utiliser des configurations différentes pour la complémentarité des résultats.

4.3.2 Milieu naturel à proximité du lac Dufault

La résistivité électrique a été utilisée pour combler le manque de données et l'absence de forages dans ce secteur près du lac Dufault (R3 : figure 3.9). Plusieurs configurations ont été utilisées afin d'obtenir de l'information sur les structures verticales et horizontales de la zone (figures 4.25, 4.26, 4.27 et 4.28). Les trois premières configurations (Schlumberger, Wenner, et Wenner-Schlumberger) présentent des résultats similaires (figures 4.25, 4.26 et

4.27). Deux couches distinguées sont observées. La couche superficielle (0-5 m) présente des valeurs de résistivité de l'ordre de 34-81 Ohm.m et correspond à des couches de matériel organique (tourbe) et d'argile saturées en eau. La couche sous-jacente présente une résistivité électrique > 446 Ohm.m et représente selon toute vraisemblance le roc. Pour ce secteur, les résultats obtenus avec les configurations Schlumberger, Wenner et Wenner-Schlumberger sont presque similaires.

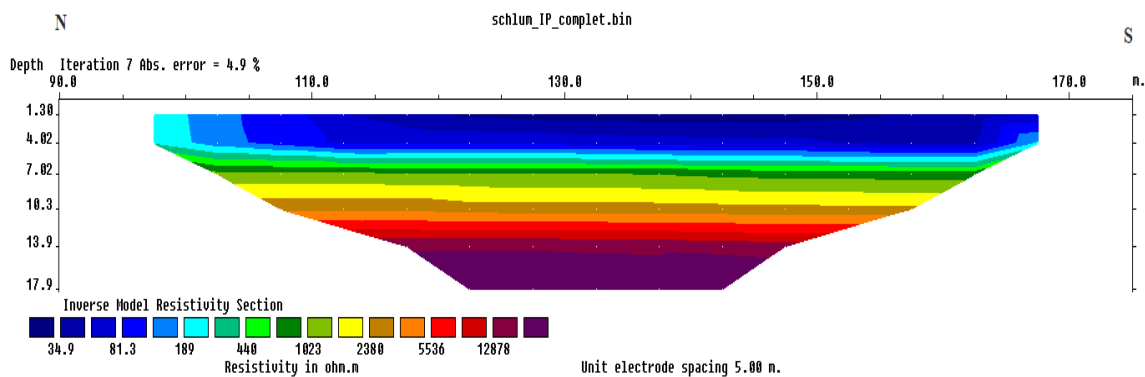


Figure 4.25 Configuration Schlumberger au voisinage du lac default (R3 : figure 3.3)

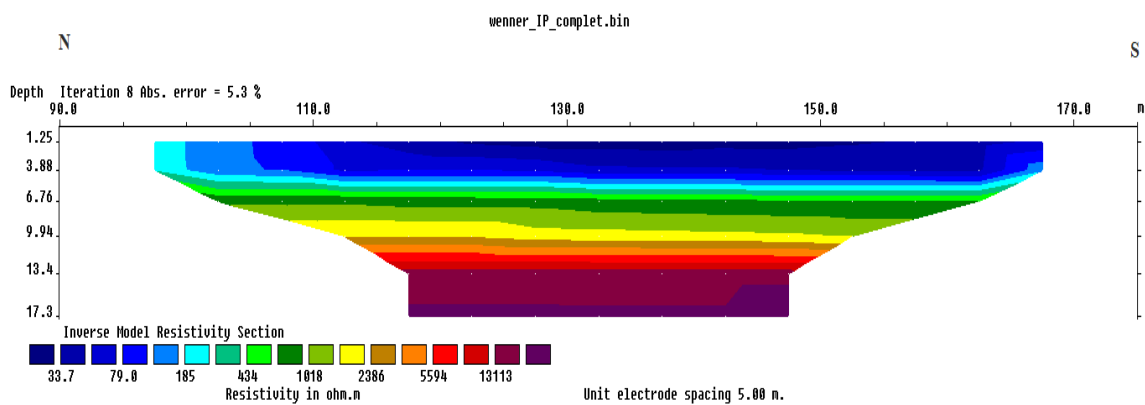


Figure 4.26 Configuration de Wenner au voisinage du Lac Dufault (R3 : figure 3.3)

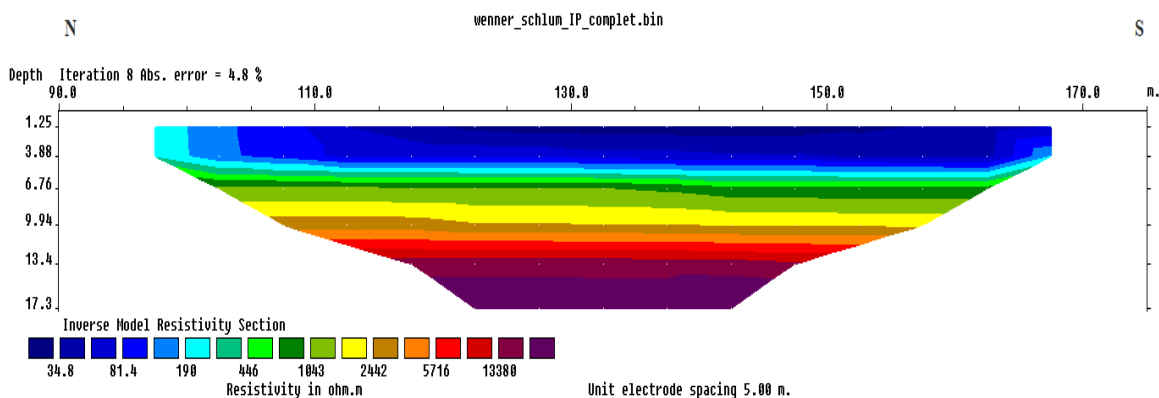


Figure 4.27 Configuration Wenner-Schlumberger au voisinage du Lac Dufault (R3 : figure 3.9)

La configuration dipôle-dipôle présente des résultats en partie similaire pour la stratigraphie. Néanmoins, cette configuration suggère la présence d'une structure à une profondeur d'environ 14 m, 5 mètres d'épaisseur, et de 15 mètres de largeur environ, à mi-distance sur le profil (figure 4.28).

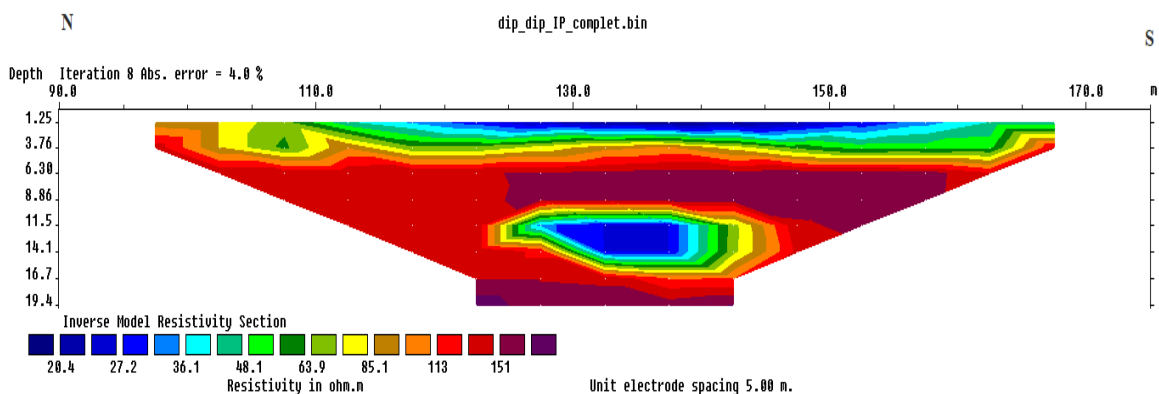


Figure 4.28 Configuration dipôle-dipôle au voisinage du lac Dufault (R3 : figure 3.3)

Cette structure, qui représente de faibles valeurs de résistivité, pourrait vraisemblablement être associée à la présence d'un élément structural, comme une faille ou une zone de minéralisation. Advenant la présence d'une faille, la zone associée pourrait correspondre à un chemin préférentiel pour l'écoulement de l'eau souterraine du roc fracturé vers le milieu récepteur à la surface. Des observations complémentaires ont donc été réalisées sur le terrain, combinées à des vols de drone en mode visible et thermique, afin de préciser le rôle

hydrogéologique de la présence d'une faille dans ce secteur. Les observations terrain montrent que la zone de faible résistivité correspond à un bas topographique ceinturé d'affleurements rocheux (figures 4.29 et 4.30), la zone étant aussi associée à la position de la faille South Bay (SOQUEM, 1980).



Figure 4.29 Déformation en surface des affleurements rocheux (mai 2021)

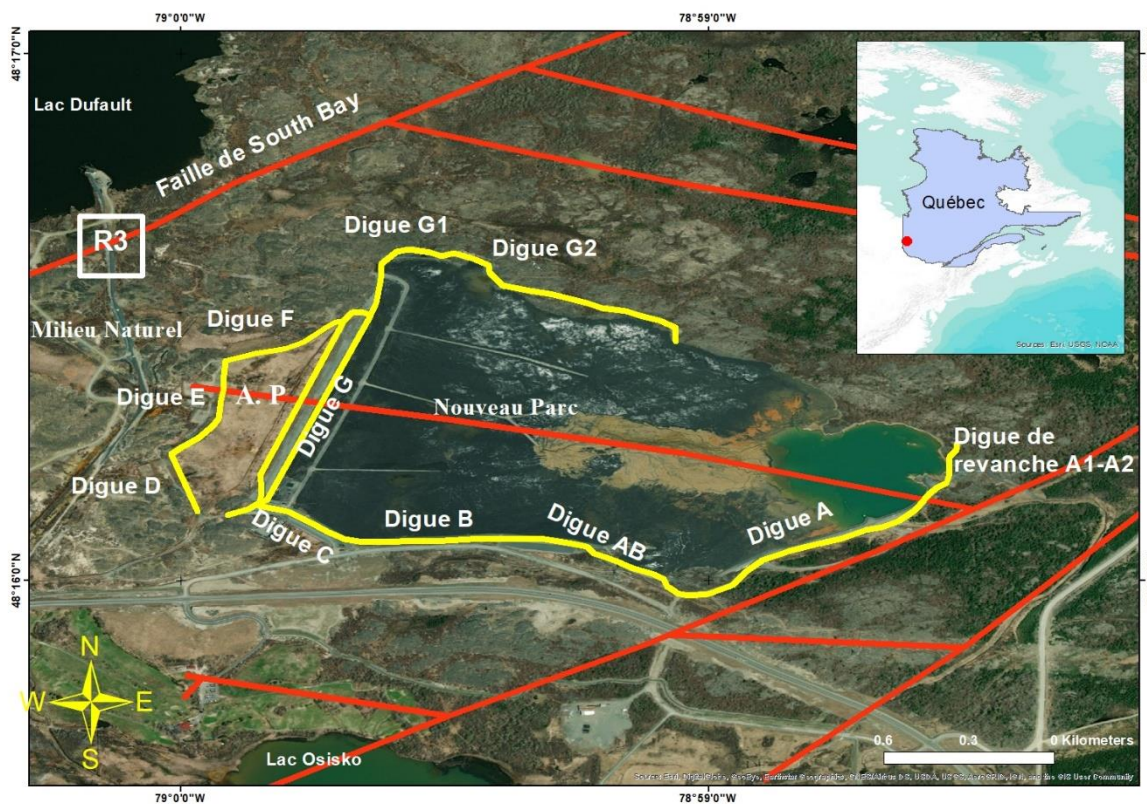


Figure 4.30 Carte de localisation des failles (adapté WSP, 2019a)

La faille South Bay traverse la position de la ligne de résistivité (R3), au voisinage du lac Dufault (figure 4.30), en cohérence avec les résultats de la configuration dipôle-dipôle. L'étude de ce secteur a été complétée par la réalisation de vols de drone à caméra thermique et en visuel. En complément à ces observations, des images optiques et thermiques ont été ainsi acquises afin de déceler la présence d'éventuelles anomalies thermiques dans le secteur de la faille South Bay (figures 4.31 et 4.32).

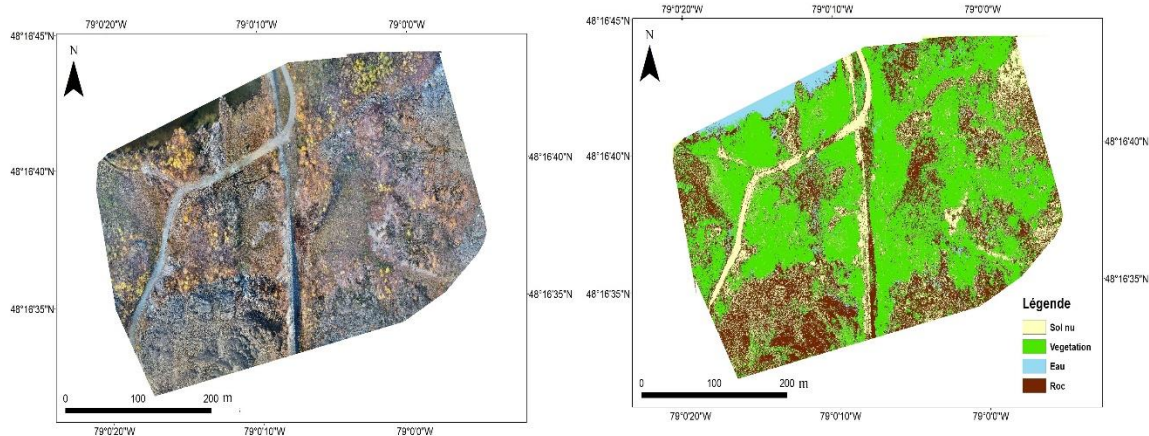


Figure 4.31 Imagerie par drone du secteur de la faille South Bay: visible (image de gauche) et classification en fonction de type de couverture (image de droite)

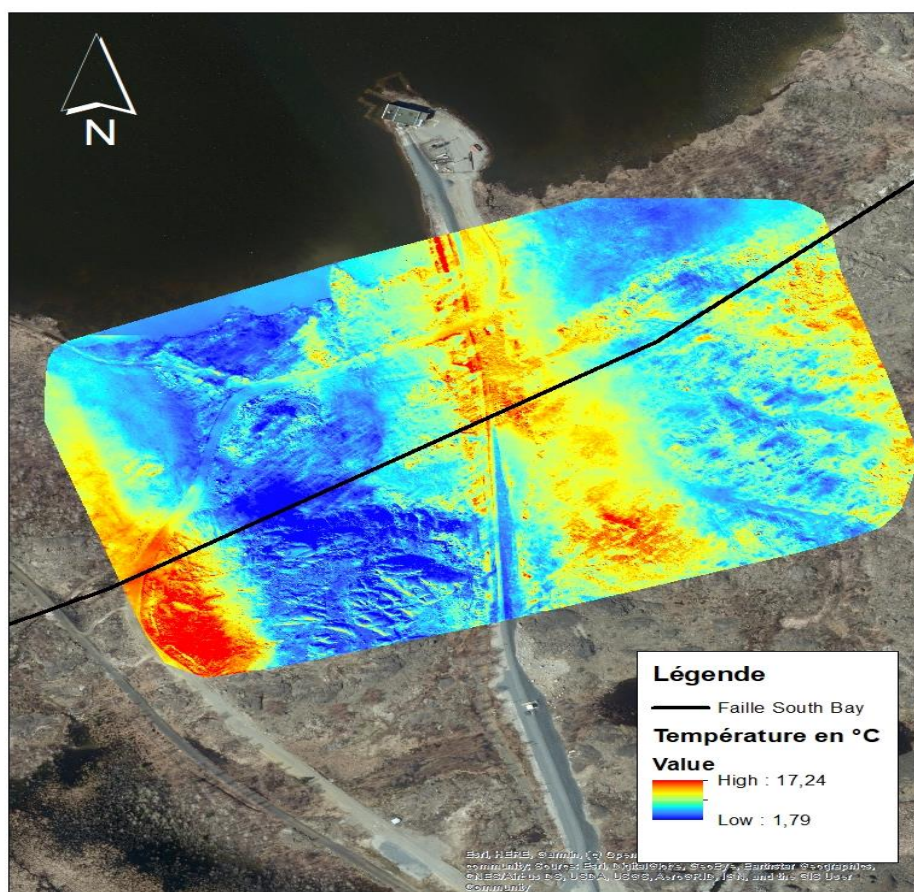


Figure 4.32 Imagerie thermique dans le secteur de la faille South Bay

La figure 4.31 montre deux images acquises lors du vol de drone. L'image de gauche présente le visible, et celle de droite une classification du type de sol. Les images montrent la présence des affleurements rocheux dans le secteur, mais aucun indice sur la présence de la zone de faille. Pour l'image thermique (figure 4.32), les zones plus froides (couleur bleue) correspondent à des zones de tourbière saturée en eau et à des affleurements rocheux (voir l'image de droite de la figure 4.31). La ligne noire représente le tracé de la faille, et la ligne rouge la ligne de résistivité électrique (R3). L'image thermique ne permet pas de détecter des anomalies ou gradients spatialement associés à la faille South Bay.

4.4 Modélisation

Les résultats des travaux de modélisation réalisés sur le site du parc à résidus miniers Quémont-2 sont présentés selon deux volets. Le premier modèle local vise à simuler l'infiltration de l'eau dans les résidus miniers du nouveau parc. Ce modèle en régime transitoire est développé de manière à représenter les observations réalisées lors de l'essai d'arrosage (section 3.2.1.3), en couplant l'écoulement de l'eau et le transport de chaleur ($SEEP/W + TEMP/W$). Le deuxième modèle consiste en une coupe et vise à simuler l'écoulement de l'eau depuis le parc Quémont-2 jusqu'au lac Dufault, en régime permanent et transitoire. Ce modèle consiste en une démarche préliminaire visant à représenter le système d'écoulement de l'eau souterraine du site d'étude. Le modèle est subséquentement discuté afin d'émettre des recommandations sur les façons dont les connaissances relatives à l'hétérogénéité des matériaux et des processus d'écoulement issues des méthodes non invasives déployées dans le cadre du projet pourront être employées dans le futur.

4.4.1 Simulations du processus d'infiltration

La modélisation du processus d'infiltration est réalisée ici par l'entremise d'une simulation visant à représenter les processus d'écoulement en zone non saturée ayant eu lieu lors de l'essai d'arrosage contrôlé (section 3.2.1.3). L'emphase est mise sur la modélisation des teneurs en eau volumique de surface des résidus miniers et de la température en régime transitoire. Les données utilisées pour la calibration du modèle incluent les teneurs en eau mesurées par des sondes *in situ* et par imagerie thermique qui ont permis d'obtenir les

variations de la teneur en eau en surface des résidus miniers. Les données issues de la sonde 5TM sont utilisées comme référence pour les teneurs en eau *in situ* puisqu'elle est mieux adaptée que les autres sondes pour une utilisation dans un milieu de haute conductivité électrique comme des résidus miniers. La figure 4.33 présente les résultats de la simulation calibrée pour la période d'essai d'environ 35 minutes.

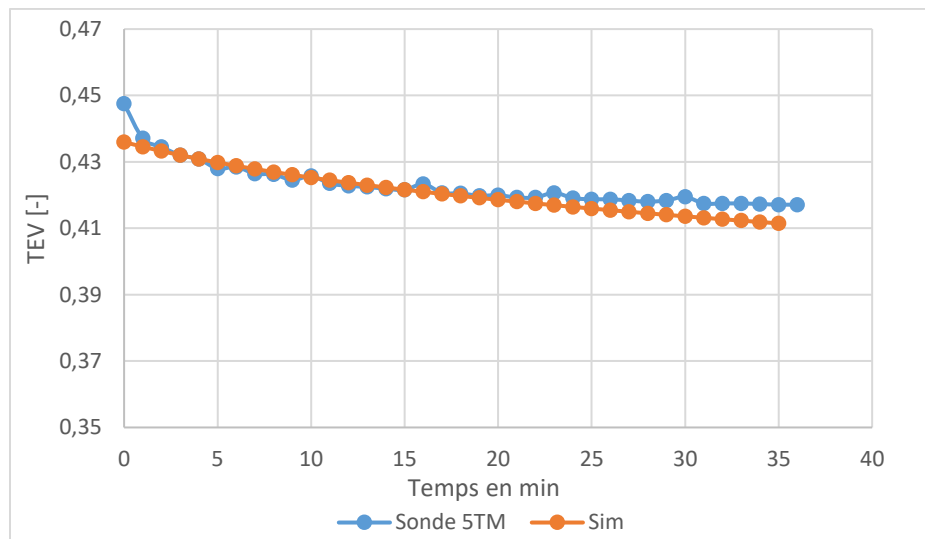


Figure 4.33 Comparaison des données simulées (*SEEP/W*) avec les données observées (sonde 5TM) pour la teneur en eau de surface

Les données observées et simulées montrent des teneurs en eau d'environ 44% immédiatement après la phase d'arrosage et un retour graduel à une teneur en eau de l'ordre de 41% après 35 minutes. Les données simulées montrent une teneur en eau légèrement inférieure aux teneurs en eau observées au temps zéro. Cela s'explique par la condition initiale du modèle transitoire, qui diffère d'environ 1% par rapport aux conditions réelles. Cette différence ne semble toutefois pas invalider la simulation du processus d'infiltration. La simulation permet de mettre en lumière l'hétérogénéité du processus d'infiltration en périphérie d'une fissure. Les simulations suggèrent que les fissures favoriseraient une infiltration accrue au début de l'essai (chute rapide de la teneur en eau), suivie d'une période de stabilisation.

Une étude de la sensibilité du modèle a été réalisée pour évaluer l'influence de la conductivité hydraulique, de la teneur en eau résiduelle, du niveau de la nappe et de la recharge sur les simulations (figure 4.34). Les paramètres ont été modifiés comme suit :

- I. Influence de la conductivité hydraulique K_{orig} (multipliée par 10 (K^+) ou divisée par 10 (K^-));
- II. Influence de la teneur en eau résiduelle TER (multipliée par 10 (TER^+) ou divisée par 10 (TER^-));
- III. Influence du niveau de la nappe N (ajout de 1 m (N^+) ou soustraction de 1m (N^-));
- IV. Influence de la recharge R (multipliée par 10 (R^+) ou divisée par 10 (R^-)).

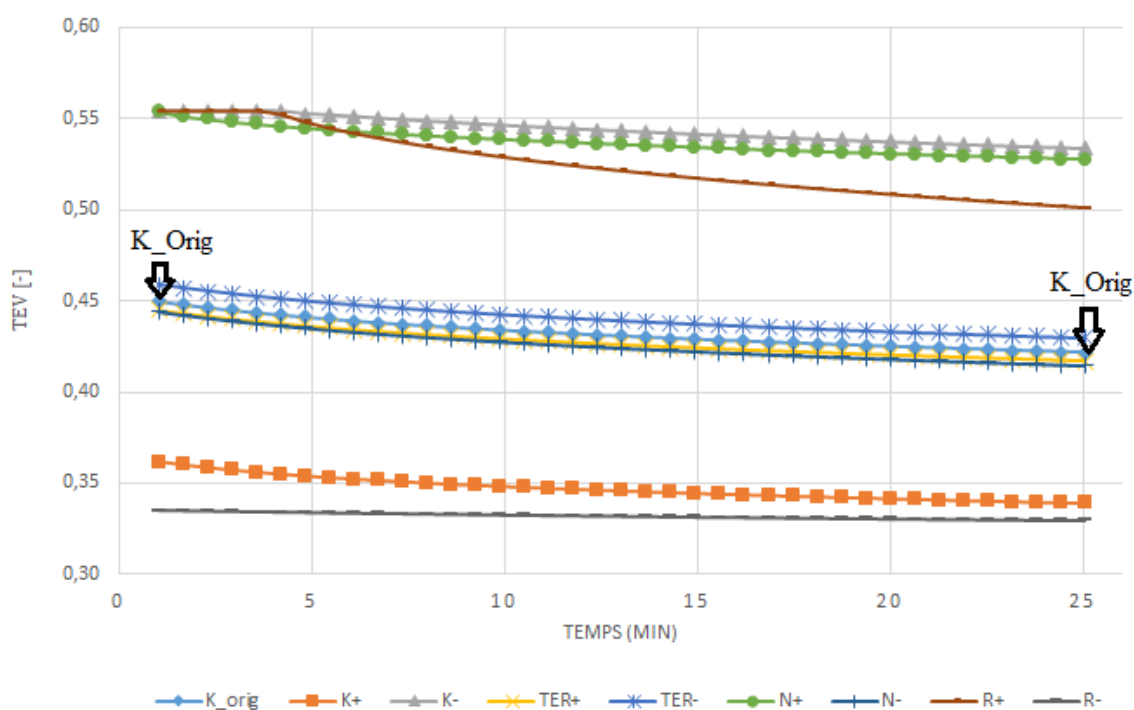


Figure 4.34 Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle

Les résultats de la figure 4.34 montrent l'impact des scénarios testés sur la réponse des TEV des résidus miniers en surface :

- Une augmentation du niveau de la nappe d'un mètre contribue à une augmentation significative de la teneur en eau en surface, par effet de capillarité de la nappe à environ 10 % pour les résidus miniers du nouveau parc de Quémont-2;
- Une modification de la recharge par un facteur de 10 contribue à une augmentation (ou une baisse) significative de la teneur en eau en surface par effet de saturation à environ 10 % pour les résidus miniers du nouveau parc de Quémont-2;
- Une modification de la conductivité hydraulique par un facteur de 10 contribue à une augmentation (ou une baisse) significative de la teneur en eau en surface par effet de saturation à environ 10 % pour les résidus miniers du nouveau parc de Quémont-2.

La variation de la teneur en eau résiduelle et de la diminution du niveau piézométrique n'ont pas d'influence significative sur la teneur en eau de surface. Une tendance de baisse de la teneur en eau de surface est aussi observée dans tous les scénarios vers la fin de l'expérience, avec une baisse moyenne variant de 3 à 5 % environ.

Les simulations réalisées dans *SEEP/W* ont été utilisées de façon couplée avec le module *TEMP/W* afin de simuler l'évolution de la température de surface des résidus. Ce couplage est réalisé car les données thermiques couvrent une surface plus vaste que les mesures *in situ* de teneur en eau et offrent ainsi des informations complémentaires et pertinentes pour la calibration du modèle. La calibration du modèle *TEMP/W* a été réalisée par rapport aux images thermiques acquises lors de l'essai d'arrosage avec de l'eau chaude. Ces données observées représentent la variation de température directement en surface (l'imagerie thermique permet seulement de mesurer la température à l'interface air-résidus, sans informations sur la sous-surface). La période d'essai est de 35 minutes environ, et correspond à deux séquences d'enregistrement des images thermiques par drone, la durée des séquences d'enregistrement étant imposée par l'autonomie des batteries en conditions de vol stationnaire. Les résultats de la comparaison des données simulées et observées sont présentés à la figure 4.35.

La figure 4.35 montre les températures de surface mesurées et simulées pour deux pixels différents, soit un pixel représentant une zone fissurée (ZF) et un pixel une zone non fissurée (ZN) (figure 4.36).

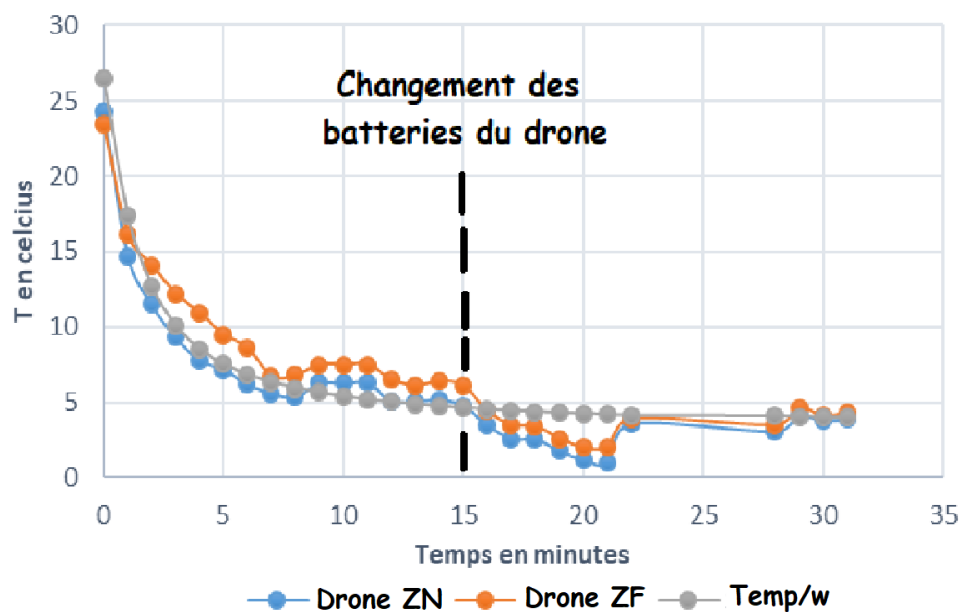


Figure 4.35 Comparaison des données simulées (*TEMP/W*) avec les données observées (drone à caméra thermique) pour la teneur en eau de surface

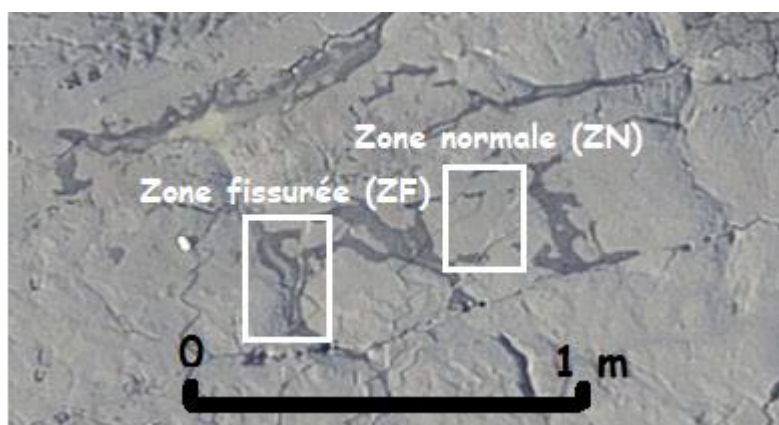


Figure 4.36 Position de la zone normale (ZN) et la zone fissurée (ZF) pour le modèle

Deux phases distinctes sont observées sur le graphique de la figure 4.35. La première phase montre une chute rapide de la température de surface qui passe de 24 °C à 7 °C environ, sur la période de 0 à 5 minutes. La deuxième phase montre des variations de température plus stables avec l'atteinte de l'équilibre à une température légèrement sous 5 °C. La chute de la température est cohérente avec le refroidissement de l'eau chaude versée sur les résidus, pour une expérience réalisée avec une température ambiante de l'air de 2.7 °C. Pour la deuxième phase, le modèle tend à simuler une température stable d'environ 4 °C à 30 minutes. La courbe de la température pour la zone fissurée est légèrement plus élevée que celle de la zone non fissurée. Il est possible d'expliquer cette observation par le fait que le processus d'infiltration s'effectue suivant une brève phase de ruissellement de surface canalisant l'eau vers les fissures. Dans le cadre de l'expérience, l'eau chaude ($T = 24\text{ °C}$) accumulée préférentiellement dans les zones de fissures impliquent la création d'un gradient thermique près de ces dernières.

Les images thermiques acquises par drone illustrent l'importance de considérer l'hétérogénéité des processus d'écoulement en zone non saturée. Les images de la figure 4.8 (section 4.1.3) suggèrent que les sondes *in situ* destinées à la mesure de la teneur en eau devraient être disposées de façon à mesurer les teneurs en eau et les températures dans les zones de fissures et dans les zones exemptes de fissures. Autrement, les modèles visant à simuler les processus d'infiltration dans les résidus risquent de s'appuyer sur des données qui ne sont pas représentatives des conditions terrain. La question revêt une importance singulière, notamment dans le contexte des changements climatiques, alors qu'il est attendu que les épisodes extrêmes de sécheresse et de précipitation augmenteront en fréquence et en intensité (Trenberth, 2011). Une étude de sensibilité du modèle a été réalisée pour évaluer l'acuité des paramètres d'entrées. La synthèse de ces simulations est donnée au tableau 4.7.

Tableau 4.7 Synthèse des scénarios des simulations

Paramètres simulés	Description
Orig	Données de simulation du modèle calé
Ccgfois10	Multiplication de capacité calorifique volumique gelée par 10
Ccgsur10	Division de capacité calorifique volumique gelée par 10
Cengfois10	Multiplication de capacité calorifique volumique non gelée par 10
Ccnsgsur10	Division de capacité calorifique volumique non gelée sur 10
Kfois10	Multiplication de la conductivité hydraulique par 10
Ksur10	Division de la conductivité hydraulique par 10
Ktdegfois10	Multiplication de la conductivité thermique de dégel par 10
Ktdegsur10	Division de la conductivité thermique de dégel par 10
Ktgfois10	Multiplication de la conductivité thermique de gel par 10
Ktfsur10	Division de la conductivité thermique de dégel par 10
TERfois10	Multiplication de la teneur en eau résiduelle par 10
TERsur10	Division de la teneur en eau résiduelle par 10
TEVt + 0.2	Ajout de 0.2 à la teneur en eau volumique <i>in situ</i>
TEVt - 0.2	Soustraction de 0.2 de la teneur en eau volumique <i>in situ</i>

Le résultat des simulations de l'étude de sensibilité sont présentés à la figure 4.37.

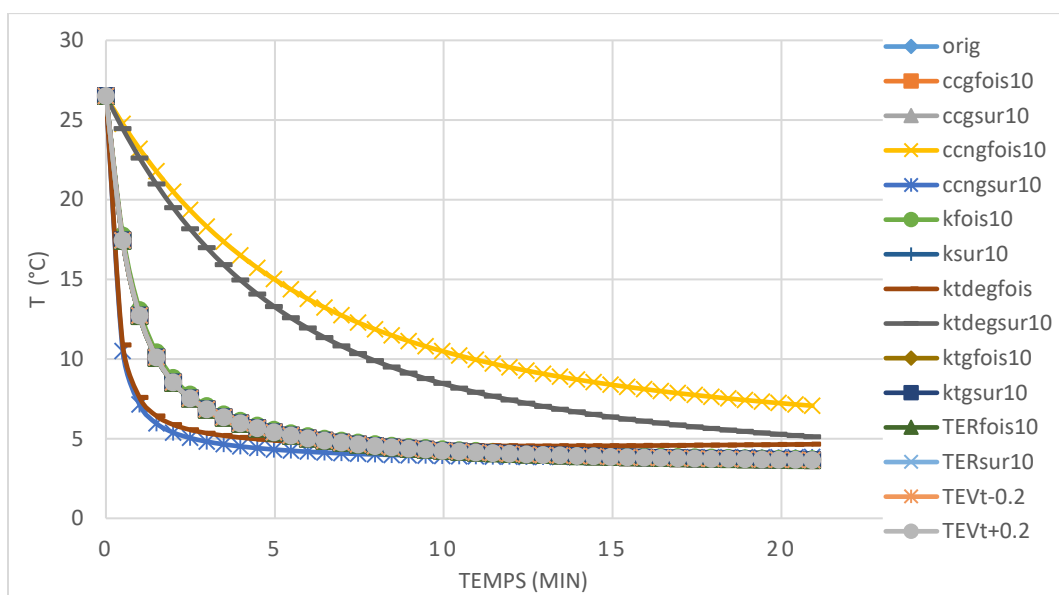


Figure 4.37 Étude de sensibilité des paramètres d'entrées du modèle

Les résultats de la figure 4.37 montrent que certains paramètres ont plus d'influence que d'autres :

- L'augmentation de la capacité calorifique volumique non gelée (ccngfois10), qui représente la capacité à emmagasiner la chaleur rapportée à son volume, et la baisse de la conductivité thermique du dégel (ktdegsur10), qui représente la capacité à diffuser la chaleur dans les milieux sans déplacement macroscopique de matière, contribuent fortement à garder une température en surface plus élevée pour presque toute la période, par rapport à la courbe originale calée, et qui se stabilise à 3-4 °C, après une période de 5 minutes environ.
- La division de la capacité calorifique volumique non gelée par 10 (Ccngsur10), ainsi que l'augmentation de la conductivité thermique de dégel (Ktdegfois10), contribuent à une chute légère et plus rapide de la température en surface des résidus minier.
- Pour les autres résultats, les paramètres semblent ne pas avoir d'influence significative sur la variation thermique en surface des résidus miniers.

Ces résultats impliquent que les simulations associées aux processus d'infiltration en contexte de fonte des neiges risquent de s'avérer spécialement sensibles aux conditions d'entrée imposées aux modèles. Il s'agit de surcroît d'une période où la collecte de données s'avère spécialement complexe alors que le couvert nival résiduel empêche la réalisation d'observations à la surface des résidus lors du processus de fonte. L'observation souligne l'importance critique de développer des approches novatrices de monitoring des conditions d'écoulement et des flux de chaleur en zone non saturée en conditions de fonte.

4.4.2 Simulation du système d'écoulement en coupe

Le modèle 2D en coupe, dont le développement a été présenté à la figure 3.21 (section 3.3), vise à représenter les processus hydrogéologiques ayant lieu dans le système d'écoulement de l'eau souterraine situé entre le parc Quémont-2 et le lac Dufault. La figure 4.38 illustre la configuration des charges hydrauliques simulées à la suite de la calibration du modèle en régime permanent. Les charges hydrauliques, plus élevées au centre des résidus, décroissent selon un patron qui semble imposé par la topographie. Les charges hydrauliques diminuent progressivement vers le lac Dufault, les deux digues constituant des zones où le gradient hydraulique s'accroît significativement, comme en témoigne la configuration des équipotentielles, plus rapprochées dans ces zones.

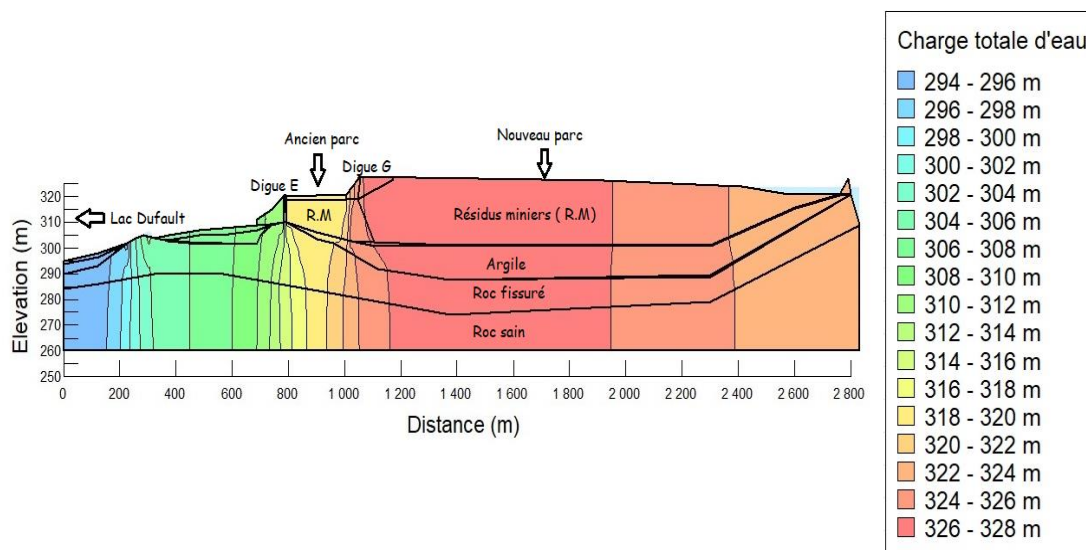


Figure 4.38 Lignes équipotentielles pour la simulation en régime permanent

Le modèle d'écoulement en régime permanent a été calibré grâce à des comparaisons avec les données de niveaux d'eau de deux puits d'observation au roc (Q2-PO-R-01-18, Q2-PO-R-03-18, et le puit PO-4-1 au till (figure 3.21 de la section 3.3, figure 4.39). La calibration d'un modèle numérique sur la base de données ponctuelles limitées implique nécessairement des approximations. Néanmoins, pour le contexte spécifique du site d'étude, il s'agit des seules données disponibles et le développement d'un premier modèle numérique s'avérait essentiel. Ici, les observations réalisées au pied des digues sont aussi employées comme critère de calibration, avec l'objectif de simuler des charges hydrauliques affleurantes à ces endroits.

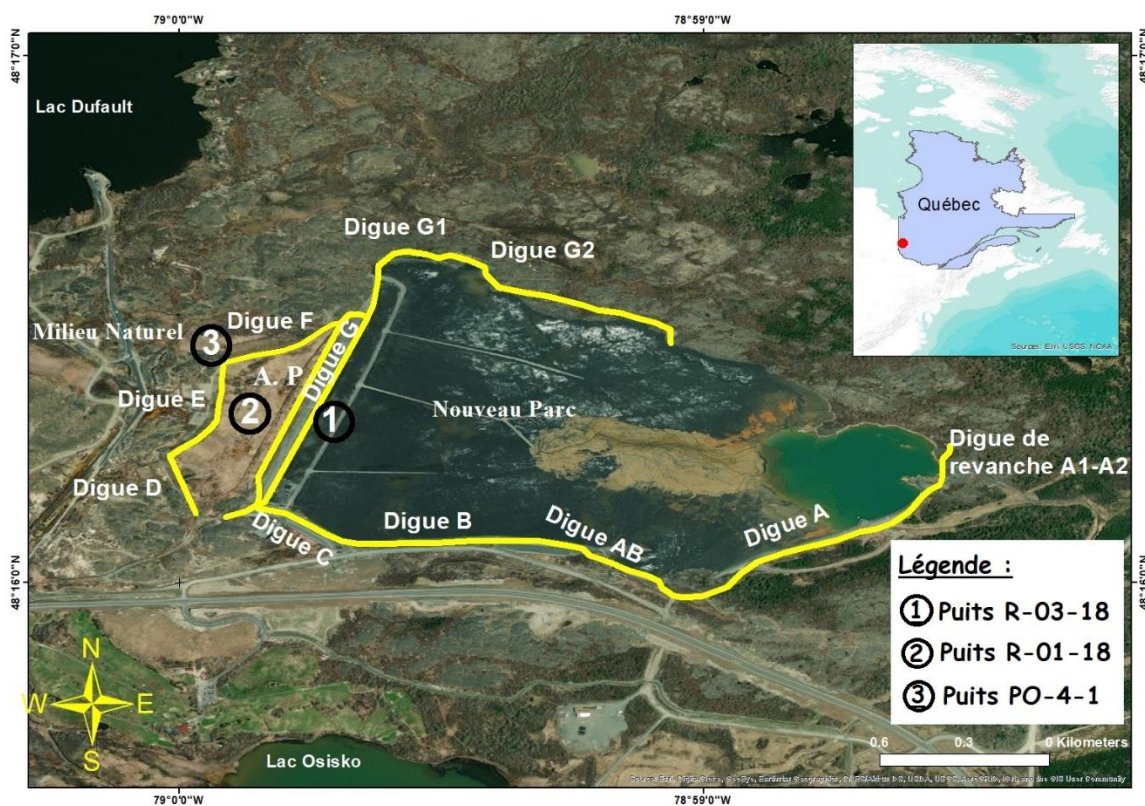


Figure 4.39 Carte de localisation des puits d'observation utilisés pour calibrer le modèle

La figure 4.40 présente la comparaison des données observées et simulées. Bien que ces données soient très limitées, elles suggèrent que le modèle en régime permanent permet la simulation de charges hydrauliques cohérentes aux endroits où des données mesurées sont disponibles.

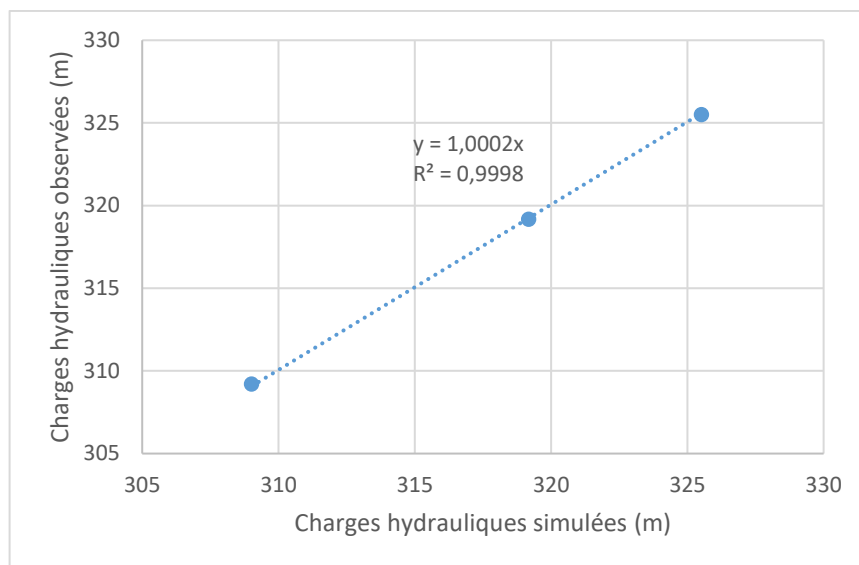


Figure 4.40 Calage du modèle en régime permanent pour les trois puits (Q2-PO-R-03-18, Q2-PO-R-01-18, PO-4-1)

Le modèle en régime permanent a été utilisé comme point de départ pour une simulation en régime transitoire. Les suivis des charges hydrauliques dans les puits d'observation au roc Q2-PO-R-03-18 et Q2-PO-R-01-18 ont été utilisés pour la calibration. Le puits d'observation PO-4-1, localisé dans le milieu naturel en aval de l'ancien parc, n'a pas été considéré puisque la colonne d'eau dans le puits était gelée. La période de calibration s'avère courte, du 05 Novembre 2020 au 02 Février 2021, mais présente l'avantage de permettre la simulation de la décroissance des charges hydrauliques lors du début de la période de gel. Cette condition est avantageuse car la condition limite de recharge imposée au sommet du modèle peut être considérée nulle, ce qui simplifie la démarche et permet de mieux isoler l'effet des autres paramètres sur la dynamique d'écoulement (ici, l'emphase est mise sur la conductivité hydraulique). Les figures 4.41 et 4.42 illustrent les charges hydrauliques simulées et observées pour les puits Q2-R-PO-03-18 et Q2-R-PO-01-18, respectivement, suite à la calibration du modèle en régime transitoire.

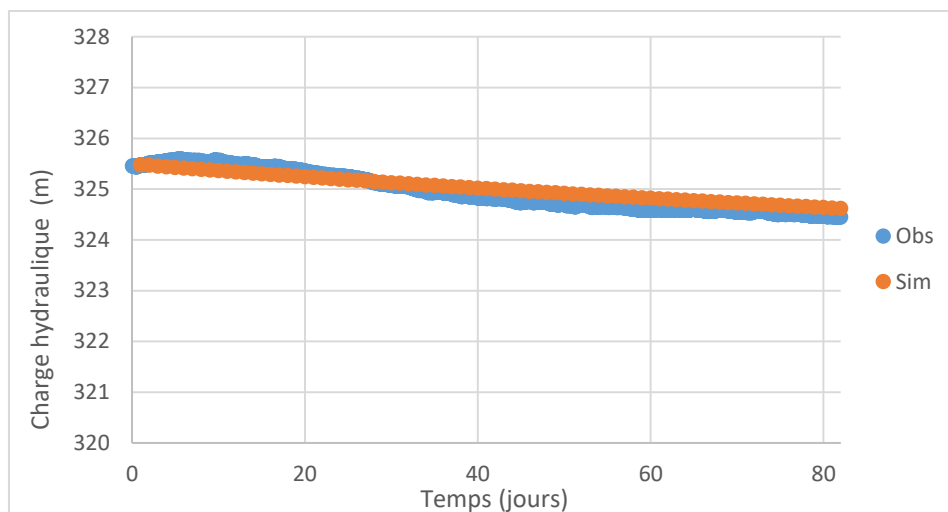


Figure 4.41 Calage du modèle en régime transitoire pour le puits Q2-R-PO-03-18

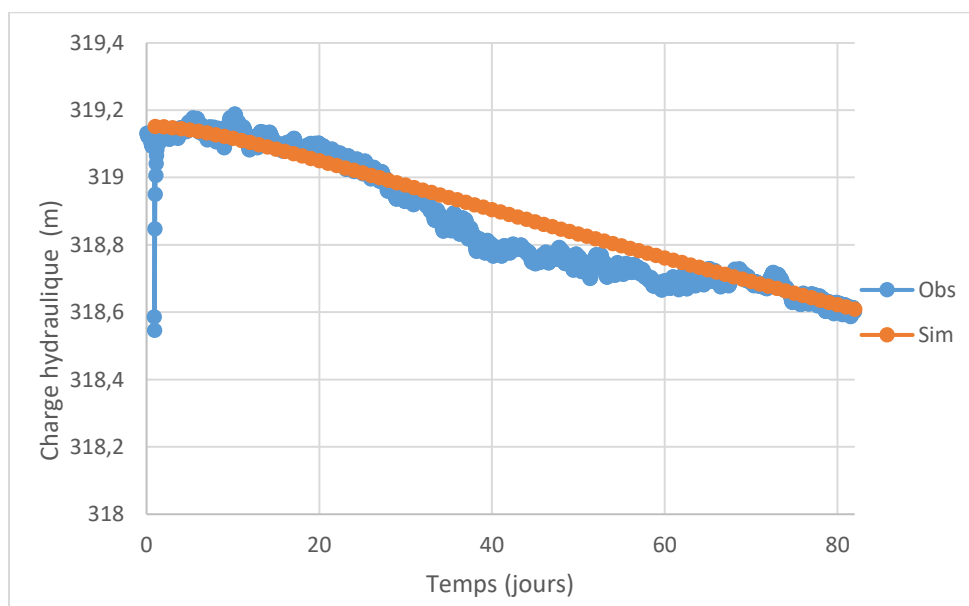


Figure 4.42 Calage du modèle transitoire pour le puits Q2-R-PO-01-18. La baisse du niveau piézométrique au début de la période correspond à l'échantillonnage du puits dans le cadre des suivis environnementaux de la Fonderie Horne.

Les figures 4.41 et 4.42 suggèrent que les simulations transitoires réalisées dans *SEEP/W* permettent de représenter la diminution des charges hydrauliques pour la période du 05 Novembre 2020 au 02 février 2021. Les données simulées sont comparées quantitativement

aux données observées par le calcul de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et de l'erreur maximale absolue:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n (x - y)^2)} \quad (4.2)$$

$$MAE = \text{Max} (|x - y|) \quad (4.3)$$

Où x représente les données observées et y représente les données simulées. Le tableau 4.8 présente les résultats calculés à partir des équations précitées.

Tableau 4.8 Résultats de l'évaluation statistique du modèle transitoire

Puits d'observation	Q2-R-PO-03-18	Q2-R-PO-01-18
Méthode des moindres carrés (RMSE)	15 cm	5,6 cm
Méthode de l'erreur maximum absolue (MAE)	14 cm	4,2 cm

L'écart observé le plus important est lié au puits Q2-R-PO-03-18, avec 15 cm, alors que l'écart est plus faible au puits Q2-R-PO-01-18, avec une valeur de 5 cm. Les écarts entre les charges hydrauliques observées et simulées sont vraisemblablement en partie explicables par le fait que le modèle suppose qu'il n'y a pas d'interactions entre le sol et le climat, en raison de la couverture de neige dans la période modélisée (05 Novembre 2020 au 02 Février 2021). En réalité, l'infiltration de l'eau est possible au début de la période si le sol n'est pas complètement gelé. La décroissance des charges hydrauliques simulées sur la période transitoire tend à indiquer que les conductivités hydrauliques retenues pour le modèle sont réalistes. La période simulée permet de représenter un système où les charges hydrauliques sont initialement élevées (à la fin de l'automne) et une décroissance progressive des charges hydrauliques menant à la période d'étiage hivernale. Un tel système qui se « vide » graduellement sous l'effet de l'écoulement gravitaire présentera une réponse largement dictée par la conductivité hydraulique des formations au sein

desquelles l'eau s'écoule. En termes simples, des conductivités hydrauliques plus faibles auront pour effet d'engendrer des charges hydrauliques simulées plus élevées, alors que des conductivités hydrauliques plus élevées favoriseront l'écoulement de l'eau et la simulation de charges hydrauliques plus faibles.

Une analyse de sensibilité a été effectuée pour étudier l'incertitude liée à la variation de certains paramètres du modèle. Pour cela, 26 simulations de scénarios différents ont été réalisées, tel que résumé au tableau 4.9.

Tableau 4.9 Synthèse des différents scénarios appliqués pour le modèle transitoire
SEEP/W

N. de simulation	Description
Sim-1	Résidus miniers, nouveau parc : $K \times 10$
Sim-2	Résidus miniers, nouveau parc : $K \div 10$
Sim-3	Résidus miniers, zone modifiée : $K \times 10$
Sim-4	Résidus miniers, zone modifiée : $K \div 10$
Sim-5	Digue G : $K \times 10$
Sim-6	Digue G : $K \div 10$
Sim-7	Tourbière ancien parc : $K \times 10$
Sim-8	Tourbière ancien parc : $K \div 10$
Sim-9	Noyau d'argile : $K \times 10$
Sim-10	Noyau d'argile : $K \div 10$
Sim-11	Till : $K \times 10$
Sim-12	Till : $K \div 10$
Sim-13	Argile naturelle : $K \times 10$
Sim-14	Argile naturelle : $K \div 10$

N. de simulation	Description
Sim-15	Roc fissuré : $K \times 10$
Sim-16	Roc fissuré : $K \div 10$
Sim-17	Roc sain : $K \times 10$
Sim-18	Roc sain : $K \div 10$
Sim-19	Tourbière milieu naturel : $K \times 10$
Sim-20	Tourbière milieu naturel : $K \div 10$
Sim-21	Bassin de polissage : + 5 mètres
Sim-22	Bassin de polissage : - 5 mètres
Sim-23	Condition limite de droite : + 5 mètres
Sim-24	Condition limite de droite : - 5 mètres
Sim-25	Condition limite de gauche (lac Dufault) : + 5 mètres
Sim-26	Condition limite de gauche (lac Dufault) : - 5 mètres

Les tableaux 4.10 et 4.11 résument les résultats obtenus lors de l'analyse de sensibilité.

Tableau 4.10 Synthèse des résultats de l'étude de sensibilité pour le puit au roc Q2-R-PO-03-18 (nouveau parc à résidus miniers)

Effet sur le niveau piézométrique	Origine
Augmentation significative du niveau piézométrique	Conductivité hydraulique de l'ancien parc $\div 10$
	Conductivité hydraulique des résidus miniers $\div 10$
Baisse significative du niveau piézométrique	Niveau du bassin de polissage $- 5$ m
	Conductivité hydraulique du roc fissuré $\times 10$
	Conductivité hydraulique des tourbières de l'ancien parc $\times 10$
	Conductivité hydraulique de la digue G $\times 10$

Les résultats du tableau 4.10 montrent que le modèle est sensible à une augmentation de la conductivité hydraulique dans les résidus miniers. Il est possible d'observer le rôle des structures géologiques comme le roc fissuré et les tourbières/argile de l'ancien parc, ainsi que la digue G, dans la baisse du niveau piézométrique à la suite d'une multiplication de la conductivité hydraulique par 10. Finalement, une baisse du niveau de l'eau au bassin de polissage de 5 m contribue à une baisse du niveau piézométrique dans le parc.

Tableau 4.11 Synthèse de l'étude de sensibilité pour le puit au roc Q2-R-PO-01-18
(ancien parc à résidus)

Effet sur le niveau piézométrique	Origine
Augmentation significative du niveau piézométrique	Conductivité hydraulique des résidus miniers $\times 10$
Baisse significative du niveau piézométrique	Niveau piézométrique du bassin de polissage $- 5$
	Conductivité hydraulique des tourbières au milieu naturel $\times 10$
	Conductivité hydraulique du roc fissuré $\times 10$
	Conductivité hydraulique aux tourbières de l'ancien parc $\times 10$
	Conductivité hydraulique des résidus miniers $\div 10$

Pour le puits sur le roc Q2-R-PO-01-18 situé dans l'ancien parc à résidus miniers, des résultats similaires au puits Q2-R-PO-03-18 sont observés pour les paramètres qui favorisent l'augmentation du niveau piézométrique. La diminution de la conductivité hydraulique représente les facteurs les plus importants.

Le modèle d'écoulement sous *SEEP/W* en 2D ainsi développé, fournira des données de bases nécessaires évaluer les flux hydriques pour atteignant le lac Défaut, et permettra de simuler le transport de masse par *CTRAN/W* dans les prochaines phases du projet. Cette dernière simulation va permettre d'évaluer le rôle des différentes couches géologiques ainsi que des digues d'étanchéité dans l'atténuation de la diffusion de la contamination, provenant des résidus miniers (nouveau et ancien parc) jusqu'au milieu naturel et donc le lac Dufault.

L'identification des structures géologiques telle que les failles, et plus particulièrement la faille South Bay, semble nécessaire pour identifier le rôle de ces dernières dans

l'écoulement et donc la diffusion potentielle de la contamination. De ce fait, un forage est recommandé sur la position de la faille South Bay (figure 4.28, section 4.3.2). L'effet de la fissuration des résidus miniers n'a pas été intégré pour tout le parc à résidus miniers au modèle globale d'écoulement 2D. L'étape de calage du modèle a suggéré une zone qui peut avoir des propriétés physiques un peu différente du reste du parc (zone modifiée), cette zone coïncide avec un champ de fissuration important (figure 4.8, section 4.1.3; figure 4.14, section 4.2.1). Une étude plus approfondie sur le terrain pour identifier le rôle réel de cette fissuration dans l'écoulement peut représenter une bonne piste pour améliorer le modèle et intégrer cet aspect souvent négligé dans la modélisation des écoulements.

Les mesures non invasives telle que la résistivité électrique ont permis d'établir le modèle géologique de base pour l'écoulement, de fournir le champ de variation de la porosité et de la conductivité hydraulique des résidus miniers. Ces résultats ont permis de montrer une hétérogénéité au niveau de ces résidus et des anomalies physiques (figures 4.11, 4.12), qui ont été intégrées partiellement au modèle à travers la zone modifiée des résidus miniers, et peuvent présenter aussi une piste d'amélioration du modèle d'écoulement. Les mesures GPR combinées avec de l'imagerie thermique par drone montrent une hétérogénéité au niveau de la distribution de la teneur en eau volumique de surface à cause de certaines fissures. Une autre piste d'amélioration du modèle consiste à intégrer une cartographie de distribution de la teneur en eau de surface dans les résidus miniers, en utilisant l'imagerie thermique par drone et en se basant sur les équations empiriques développées dans le cadre de ce projet (équation 4.1).

CHAPITRE 5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

5.1 Synthèse des résultats et amélioration du modèle conceptuel

Les démarches réalisées dans le cadre de la présente étude permettent d'améliorer le modèle conceptuel utilisé pour représenter le site d'étude (figure 4.14; figure 5.1). L'essai d'arrosage contrôlé a permis d'illustrer l'hétérogénéité du processus d'infiltration et l'influence des fissures sur l'écoulement dans la tranche supérieure de la zone non saturée. L'imagerie thermique par drone s'est avérée spécialement pertinente à l'évaluation des processus d'infiltration car cette approche permet de documenter la teneur en eau à la surface des résidus, notamment en raison du lien pouvant être établi avec la température des résidus (figure 4.8 de la section 4.1.3) (figure 5.1-A). Ultimement, les démarches de caractérisation du parc Quémont-2 devraient considérer l'hétérogénéité imposée par les fissures dans l'évaluation quantitative du processus d'infiltration. La question revêt une importance singulière, notamment dans un contexte d'évolution climatique qui pourrait impliquer des sécheresses (période de formation de fissures) et des précipitations (infiltration accrue) plus intenses.

Les travaux de laboratoire ont permis d'établir des relations empiriques locales entre la teneur en eau et la constante diélectrique des résidus (figure 4.3 de la section 4.1.1) (Figure 5.1-B). Cela implique qu'une approche comme le GPR, qui permet l'estimation de la constante diélectrique des matériaux par un calcul appuyé sur la vitesse de propagation des ondes, pourrait permettre de cartographier la teneur en eau à la surface des résidus. Or, la conductivité électrique et la granulométrie fine des résidus fait en sorte que l'applicabilité de la méthode radar y est limitée en raison de l'atténuation des ondes. Bien que pertinente, l'approche GPR montre donc un potentiel limité sur les résidus Quémont-2. Les résultats issus de la présente étude suggèrent que l'approche de résistivité électrique est efficace pour l'évaluation des hétérogénéités des résidus (figures 4.9 à 4.12 de la section 4.1.4) (figure 5.1-B). L'approche de résistivité ne permet toutefois pas de discriminer les causes potentielles d'hétérogénéité, lesquelles peuvent inclure des différences de porosité, de conductivité du fluide et de composition des résidus. Ainsi, les données de résistivité

devraient être utilisées afin de guider des interventions futures visant à évaluer les causes de l'hétérogénéité via des échantillonnages ponctuels au sein des zones de différentes conductivités.

Les démarches réalisées au niveau des digues incluaient l'acquisition de données GPR et d'images thermiques par drone (figure 4.13, figures 4.15 à 5.20 de la section 4.2) (figure 5.1-C). Les résultats de l'étude suggèrent que les deux approches montrent un fort potentiel. D'une part, les profils radar permettent la détection des discontinuités souterraines au sein des digues. En couplant ces observations avec des images thermiques susceptibles de révéler des gradients de températures contrôlés par la présence d'eau au pied des digues, il devient possible d'orienter les démarches d'auscultation des digues en vue d'assurer leur étanchéité. Ici, il est recommandé de concentrer les interventions au niveau des zones hétérogènes sur les profils radar et étant associées à des températures plus froides dans les images thermiques.

Les données de résistivité collectées au sein du milieu naturel entre le parc Quémont-2 et le lac Dufault ont pour leur part permis de caractériser l'architecture des formations géologiques (figures 4.22 à 5.24 de la section 4.3.1; figures 4.25 à 4.27 de la section 4.3.2) (figure 5.1-D-E). D'une part, les données collectées en aval des digues permettent de documenter la continuité des couches en sous-surface, un aspect essentiel à l'établissement de l'architecture du modèle numérique visant à simuler les écoulements (figure 5.1-D). D'autre part, les profils collectés près du lac Dufault suggèrent la présence d'une discontinuité structurale au sein du roc. De telles discontinuités structurales peuvent avoir un impact significatif sur les processus d'écoulement au sein du roc et dans le cas présent, sur la rétention ou l'écoulement préférentiel de l'eau vers le lac Dufault. Les images thermiques acquises par drone au droit de la zone de discontinuité n'ont pas permis de déceler de gradients thermiques y révélant l'exfiltration d'eau souterraine (figures 4.31 et 4.32 de la section 4.3.2) (figure 5.1-F). Dans le futur, il sera essentiel de réaliser une caractérisation souterraine plus poussée de cette discontinuité structurale. La réalisation d'un forage et l'installation d'un puits d'observation de l'eau souterraine est recommandé.

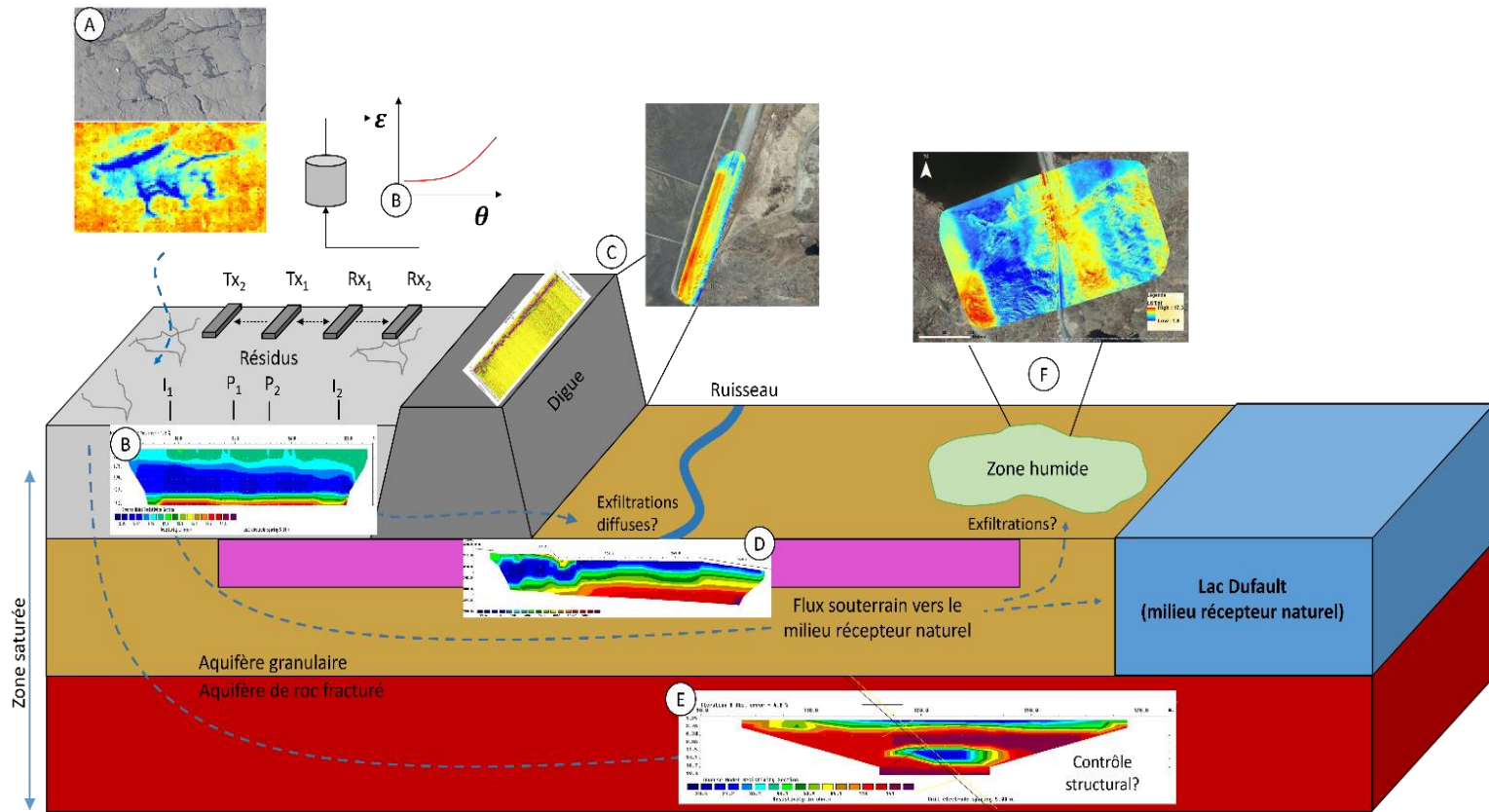


Figure 5.1 Synthèse des résultats de l'approche multi-méthodes dans la présente étude

5.2 Recommandations et pistes d'amélioration du modèle numérique

Le modèle numérique proposé dans le cadre de la présente étude a été développé en parallèle à l'acquisition de données géophysiques et d'imagerie thermique. Ce contexte implique qu'il s'est avéré impossible d'inclure l'ensemble des connaissances acquises sur le terrain au modèle. Néanmoins, le modèle numérique proposé ici représente une première étape visant à documenter les processus d'écoulement de l'eau souterraine au site étudié. Prises ensemble, les données terrain et de modélisation permettent d'émettre des recommandations sur les pistes à privilégier pour améliorer les simulations numériques. Les résultats de simulations sur le modèle en coupe représentant le système d'écoulement entre le parc Quémont-2 et le lac Dufault (section 4.4.2) montrent que le niveau piézométrique est très sensible (1) aux variations de la conductivité hydraulique dans les résidus miniers et (2) à l'effet des digues (qui représentent aussi des ruptures de pentes). Les approches non invasives développées ici permettent de contribuer à améliorer les connaissances relatives à ces trois thèmes.

Premièrement, les informations issues de l'essai d'arrosage contrôlé et du modèle associé (sections 4.4.1) devraient être employées afin de mieux simuler l'hétérogénéité du processus d'infiltration. L'emphase devrait être mise sur l'évaluation des processus d'infiltration lors des événements extrêmes (p. ex. : pluies torrentielles et fonte des neiges) car il pourrait s'agir de périodes où le ruissellement est accru et lors desquels l'effet des fissures se manifeste par la canalisation des eaux de ruissellement pour engendrer des zones d'infiltration ponctuelles.

Deuxièmement, les données de résistivité électrique suggèrent que les résidus sont hétérogènes. Il sera critique dans le futur d'évaluer si les hétérogénéités observées résultent de contrastes chimiques (composition des résidus et du fluide) ou de contrastes physiques dans les résidus. Dans le cas de contrastes physiques susceptibles de modifier les propriétés hydrauliques des résidus, une analyse de sensibilité détaillée visant à illustrer l'effet de l'hétérogénéité des résidus sur les simulations numériques sera prioritaire.

Troisièmement, les données GPR et les images thermiques acquises au niveau des digues fournissent des informations importantes pour la modélisation des écoulements dans la zone critique « résidus-digue-milieu naturel ». Or, la modélisation 2D n'est vraisemblablement pas un outil robuste pour évaluer les écoulements dans cette zone au parc Quémont-2 car les données suggèrent que les digues sont hétérogènes dans le plan horizontal x-y. Ainsi, dans le futur, il sera essentiel de réaliser des simulations 3D visant à évaluer la configuration des écoulements en périphérie de zones d'écoulement au sein des digues et de documenter l'influence de ce processus sur les charges hydrauliques en amont et en aval des digues.

Les approches géophysiques et de télédétection développées dans le cadre de ce projet sont non invasives et donc facilement transposables à d'autres sites miniers. Ces approches pourraient aussi s'avérer particulièrement utiles en contexte nordique, où les coûts relatifs à l'installation d'infrastructures de suivi peuvent devenir prohibitifs. Enfin, les approches développées sont aussi largement applicables aux sites miniers abandonnés et pourraient constituer des outils essentiels à l'optimisation des approches de restauration de ces passifs environnementaux.

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Acosta J. A., Faz A., Martínez P., Martínez-Martínez S., Muñoz M. A, Zornoza R., Bech J. (2017). Environmental Risk Assessment of Tailings Ponds Using Geophysical and Geochemical Techniques. Assessment, Restoration and Reclamation of Mining Influenced Soils. Chap 5, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-809588-1.00005-0>.
- Afshar A., Abedi M., Norouzi, G. H., Riahi, M. A. (2015). Geophysical investigation of underground water content zones using electrical resistivity tomography and ground penetrating radar: A case study in Hesarak-Karaj, Iran. *Engineering Geology*, Volume 196, 28 September 2015, p. 183-193.
- Ammar A. I., Kamal K. A. (2018). Resistivity method contribution in determining of fault zone and hydro-geophysical characteristics of carbonate aquifer, eastern desert, Egypt. *Applied Water Science*, 8:1.
- Annan A. P., Davis J. L. (1997). Ground Penetrating Radar—Coming of Age at Last. In “Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration” edited by A.G. Gubins, p. 515–522.
- Archie G. E. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. Issued as T.P. 1422 in petroleum technology, Shell Oil Co., Houston, Texas.
- Barker G. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29: 211-226.
- Aubertin M., Bussiere B., Bernier L. (2003). *Environnement et gestion des rejets miniers*. Presses Internationales Polytechnique.
- Barron O., Niel T. G. V. (2009). Application of thermal remote sensing to delineate groundwater discharge zones. *International Journal of Water*, Vol. 5, No. 2.
- Bear J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications, New York, p. 569

- Bendiga J., Yua K., Aasena H., Boltena A., Bennertz S., Broscheit J., Gnypa M.L., Baretha G. (2015). Combining UAV-based plant height from crop surface models, visible, and near infrared vegetation indices for biomass monitoring in barley. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 39, pp. 79–87.
- Benson A. K. (1995). Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of groundwater contamination, faults, cavities. *J. Appl. Geophys.* 33, 177–193.
- Bibby H. M., Caldwell T.G., Davey F.J., Webb T.H. (1995). Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68, 29-58.
- Bhambhro R. (2014). Mechanical Properties of Tailings, Basic Description of a Tailings Material from Sweden. Licentiate thesis. Lule Å University of technology.
- Booterbaugh A. (2014). Geophysical Characterization of an Undrained Oil Sands Tailings Pond Dyke Alberta, Canada. A thesis submitted to the faculty of graduate studies in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science, Department of geoscience Calgary, Alberta, September.
- Briggs M. A., Campbell S., Nolan J., Walvoord M. A., Ntarlagiannis D., Day-Lewis F. D., Lane J. W. (2016). Surface Geophysical Methods for Characterising Frozen Ground in Transitional Permafrost Landscapes. *Permafrost and Periglac. Process.*
- Campbell R. B., Bower C. A., Richards, L. A. (1948). Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Science Society of America Proceedings*, 13, 66–69.
- Campbell D. L., Fitterman D. V. (2000). Geoelectrical methods for investigating mine dumps. In *Proceedings of the Fifth International Conference on Acid Rock Drainage*, SME.
- Canales R M, Kozlovskaya E, Lunkka J P, Guan H, Banks E., Moisio K. (2020). Geoelectric interpretation of petrophysical and hydrogeological parameters in reclaimed mine tailings areas. *Journal of Applied Geophysics*, 181,104139.

Cassidy N. J. (2009). *Ground Penetrating Radar Theory and Applications, Theory and Applications*.

Chen J., Li K., Chang K.J., Sofia G., Tarolli P. (2015). Open-pit mining geomorphic feature characterisation. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 42, pp. 76–86.

Chen Y., Wei Z., Irfan M., Xu J., Yang Y. (2018). Laboratory investigation of the relationship between electrical resistivity and geotechnical properties of phosphate tailings. *Measurement*, Volume 126, p. 289-298.

Cloutier V., Blanchette D., Dallaire P. L., Nadeau S., Rosa E., et Roy M. (2013). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1). Rapport final*, Amos: Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 151 pp.

Cloutier V., Blanchette D., Dallaire P. L., Nadeau S., Rosa E., et Roy M. (2015). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 2). Rapport final*, Amos: Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 313 pp.

Cloutier V., Rosa E., Roy M., Nadeau S., Blanchette D., Dallaire P.-L., Derrien G., Veillette J. J. (2016). *Atlas hydrogéologique de l'Abitibi-Témiscamingue*. 88, Québec: Presses de l'Université du Québec, D4507, ISBN 978-2-7605-4507-6.

Colomina I., Molina P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sensi.* 92, pp. 79–97.

Conyers L. B. (2004). *Ground-penetrating Radar for Archaeology*. AltaMira Press, Walnut Creek, California.

Cortada U., Martínezb J., Reya J.,Hidalgo M. C., Sandoval S. (2017). Assessment of tailings pond seals using geophysical and hydrochemical techniques. *Engineering Geology*, 223, 59–70.

CPÉ (2006). Code de pratiques écologiques. Fonderies et affineries des métaux en communs, première édition, SPE 1/MM/11 F, Métaux, Secteur des ressources naturelles, Prévention de la pollution, Direction générale de l'intendance environnementale, Environnement Canada.

Cunha F., Youcef-Toumi K. (2018). Ultra-Wideband Radar for Robust Inspection Drone in Underground Coal Mines. In Proceedings of the 2018 IEEE International Conference on Robotics and Automation (ICRA), Brisbane, Australia, pp. 86–92.

Curioni G., Chapman D. N., Metje N. (2017). Seasonal variations measured by TDR and GPR on an anthropogenic sandy soil and the implications for utility detection. *Journal of Applied Geophysics*, 141, 34–46.

Daponte P., De Vito L., Lamonaca F., Picariello F., Rapuano S., Riccio M. (2017). Measurement Science and Education in the Drone Time. 978-1-5090-3596-0/17/\$31.00 ©2017 IEEE.

Davis J. L., Annan A. P. (1992). Applications of ground penetrating radar to mining, groundwater, and geotechnical projects: selected case histories; in *Ground penetrating radar*. Ed. J. Pilon; Geological Survey of Canada, Paper 904, p. 49-55.

Delgado-Rodríguez O., Peinado-Guevara H. J., Green-Ruíz C. R., Herrera-Barrientos J., Shevnin V. (2011). Determination of hydraulic conductivity and fines content in soils near an unlined irrigation canal in Guasave, Sinaloa, Mexico. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*, 11 (3), 13-31.

DORS (2002). 222. Règlement sur les effluents des mines de métaux, 2002-222 (<https://laws-lois.justice.gc.ca/fra/reglements/DORS-2002-222/>).

Doyle H. A. (1990). Geophysical exploration for gold-A review. *Geophysics*, 55:2 P. 134-146.

DR019 (2012). Directive 019 sur l'industrie minière.

- Epov M. I., Yurkevich N.V., Bortnikova S.B., Karin Y.G., Saeva O.P. (2017). Analysis of mine waste by geochemical and geophysical methods (a case study of the mine-tailing dump of the Salair ore-processing plant). *Russian Geology and Geophysics* 58, 1543–1552.
- Evet S. R. (2007). Soil water and monitoring technology. In R. J. Lascano and R. E. Sojka (Eds.) *Irrigation of agricultural crops. Agronomy Monograph No. 30*. Madison, WI: ASA, CSSA, SSSA, 2nd Ed., pp. 25-84.
- Esposito G., Mastrorocco G., Salvini R., Oliveti M., Starita P. (2017). Application of UAV photogrammetry for the multi-temporal estimation of surface extent and volumetric excavation in the Sa Pigada Bianca open-pit mine, Sardinia, Italy. *Environ Earth Sci* 76, 103.
- Fallon G. N., Fullagar P. K., Sheard S. N. (1997). Application of geophysics in metalliferous mines, *Australian Journal of Earth Sciences*, 44:4, 391-409.
- Filion M. P., Ferguson K. D., Sirois L. L. (1990). Acid Mine Drainage Research in Canada. Colloque sur la reduction et le drainage des éffluents acides générés par les activités minières, Val d'or, Québec. 28 Novembre. pp. 7-34.
- Fontaine D., Martin V. (2015). Tailings mobilization estimates for dam breach studies. *Proceedings of tailing and mine waste conference*.
- Galdón, J. M., Rey J., Martinez J., Hidalgo M. C. (2017). Application of geophysical prospecting techniques to evaluate geological-mining heritage: The Sinapismo mine (La Carolina, Southern Spain). *Engineering Geology*, Volume 218, Pages 152-161.
- Garambois S., seneschal P., Perroud H. (2002). On the use of combined geophysical methods to asses water content and water conductivity of near surface formations. *Journal of hydrology*, 259, 32-48.
- Gerhard P. (2005). *Applied Geophysics (Geology 319 / 829)*. Canada.
- Giudici M. and Alfano L. (1998). Magnetotelluric and DC geoelectrical soundings in the Po plain (Vento region). *Annali di Geosica*. 41, 289-298.

Gomez-cardenas C., Balayssac J. P., Klysg Z., (2013). Proposition d'une méthodologie de calibration de la vitesse de propagation des ondes radar pour la mesure de la teneur en eau du béton. 21ème Congrès Français de Mécanique Bordeaux. 26 au 30 août.

Grellier S. (2005). Suivi hydrologique des centres de stockage de déchet-bioréacteurs par mesures Geophysiques. Thèse de doctorat, Université Pierre-et-Marie-Curie. Géophysique Appliquée, p. 236.

Gupta S. G., Ghonge M. M., Jawandhiya. P. M. (2013). Review of Unmanned Aircraft System (UAS). International Journal of Advanced Research in Computer Engineering & Technology (IJARCET) Volume 2, Issue 4.

Hagrey S. A., Muller C. (2000). GPR study of pore water content and salinity in sand. Geophysical Prospecting, 48, 63–85.

Herkelrath W. N., Hamburg S P., Murphy F. (1991). Automatic, real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. Water Resources Res., 27:857-864.

Hu L., Wu H., Zhang L., Zhang P., Wen Q. (2017). Geotechnical Properties of Mine Tailings. J. Mater. Civ. Eng, 29 (2).

Hubert M. K. (1940). The theory of groundwater motions. Journal of Geology 48, 785–944.

Huisman J. A., Hubbard S. S., Redman J. D., Annan A. P. (2003). Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. Vadose Zone Journal, 2:476–491

Jackisch R., Lorenz S., Zimmermann R., Möckel R., Gloaguen R. (2018). Drone-borne hyperspectral monitoring of acid mine drainage: An example from the Sokolov lignite district Remote Sens., 10(3), 385.

Jacob R. W., Urban T. M. (2015). Ground-penetrating radar velocity determination and precision estimates using common-midpoint (CMP) collection with hand-picking, semblance analysis, and cross-correlation analysis: A case study and tutorial for archaeologists. Archaeometry, University of Oxford, published by Wiley.

Jacobsen O. H., Schjønning P. (1993). Field evaluation of time domain reflectometry for soil water measurements. *Journal of Hydrology*, 151, 2-4, pages: 159-172.

Jhariya D. C., Khan R., Thakur G. S. (2016). Impact of mining activity on water resource: an overview study. National Seminar on Recent Practices and Innovations in Mining Industry (RPIMI), Raipur, India.

Johansen O. (1977). *Thermal Conductivity of Soils Broché* - 1 janvier, Livre.

Johnson D. G. (1992). Use of ground-penetrating radar for water-table mapping, Brewster and Harwich, Massachusetts, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 90-4086.

Johnson T. C., Slater L. D., Ntarlagiannis D., Day-Lewis F. D., Elwaseif M. (2012). Monitoring groundwater-surface water interaction using time-series and time-frequency analysis of transient three-dimensional electrical resistivity changes. *Water Resources Research*, vol. 48, w07506.

Jol H. (2009). *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*, Livre. 1st edition.

Jongmans D., Garambois S. (2007). *Bulletin de la Société géologique de France. Soc. géol. Fr.*, t. 178, no 2, pp. 101-112.

Kazakis N., Vargemezis G., Voudouris K. S. (2016). Estimation of hydraulic parameters in a complex porous aquifer system using geoelectrical methods. *Science of the Total Environment*, 550, 742–750.

Kelly W. E. (1993). *Applied Geophysics in Hydrogeological and Engineering Practice*, Volume 44, 1st Edition

Klysz G., Balayssac J. P., Laurens S. (2004). Spectral analysis of radar surface waves for non-destructive evaluation of cover concrete. *NDT&E International*, 37, 221–227.

Klotzsche A., Jonard F., Looms M. C., Kruk J. V. D., Huisman J. A. (2018). Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Decade of Progress. *Vadose Zone J.* 17:180052.

Kirsch M., Lorenz S., Zimmermann R., Tusa L., Möckel R., Hödl P., Booyesen R., Khodadadzadeh M., Gloaguen R. (2018). Integration of Terrestrial and Drone-Borne Hyperspectral and Photogrammetric Sensing Methods for Exploration Mapping and Mining Monitoring. *Remote Sens.*, 10, 1366.

Korneeva T., Yurkevich N., Kucher D., Saeva O. (2016). A geochemical and geophysical characterization of acid mine drainage and sulfide tailings at karabash mine site (south ural, russia). *International Journal of Advances in Science, Engineering and Technology*, Vol 4, Issue-1.

Kozeny J. (1953). *Das Wasser in Boden, Grundwasserbewegung*. In: Kozeny, J. *Hydraulik*. Springer, Vienna, pp. 380–445

Kowalsky M. B., Finsterle. S., Rubin Y. (2004). Estimating flow parameter distributions using ground-penetrating radar and hydrological measurements during transient flow in the vadose zone. *Advances in Water Resources*, 27, 583–599.

Krupnik D., Khan S., (2019). Close-range, ground-based hyperspectral imaging for mining applications at various scales: Review and case studies. *Earth-Science Reviews* 198, 102952.

Lai W. L., Dérobert W., Annan, A. 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 and E International*, 96, 58 – 78.

Lee S., Choi Y. (2015a). Topographic survey at small-scale open-pit mines using a popular rotary-wing unmanned aerial vehicle (drone). *Tunnel & Underground Space*, 25, 462–469.

Lee S., Choi Y. (2016). Reviews of unmanned aerial vehicle (drone) technology trends and its applications in the mining industry, *Geosystem Engineering*, 19:4, 197-204.

Liu T., Li R., Zhong X., Jiang M., Jin X., Zhou P., Liu S., Sun C., Guo W. (2018). Estimates of rice lodging using indices derived from UAV visible and thermal infrared images, *Agric. For. Meteorol*, 252, pp. 144–154.

Lghoul M., Teixido T., Pena J. A., Hakkou R., Kchikach A., Guerin R., Jaffal M., Zouhri L. (2012). Electrical and Seismic Tomography Used to Image the Structure of a Tailings Pond at the Abandoned Kettara Mine, Morocco. *Mine Water Environ*, Vol. 31, N° 1, p 53-61.

Loke M. H (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.

Loke M. H. (2013). Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95: 135–156.

Lunt I. A., Hubbard S. S., Rubin Y. (2005). Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data. *Journal of Hydrology*, Volume 307, Issues 1–4, Pages 254-269.

Mainali G., Nordlund E., Knutsson S., Thunehed H. (2015). Tailings Dams Monitoring in Swedish Mines using Self-Potential and Electrical Resistivity Methods, Vol. 20, Bund. 13.

Mainali G. (2006) Monitoring of tailings dams with geophysical methods, 07. Licentiate Thesis.

Mari J. L., Arens G., Chapellier D. et Gaudiani P. (1998). *Geophysique de gisement et de genie civil*. Editions Technip, Paris.

Martin F. D, Colpitts R. M. (1996). In *Standard Handbook of Petroleum and Natural Gas Engineering*, Volume 2.

Martín-Crespo T., Gómez-Ortiz D., Martín-Velázquez S., Martínez-Pagán P., Lilloa C. J., Faz A. (2018). Geoenvironmental characterization of unstable abandoned mine tailings combining geophysical and geochemical methods (Cartagena-La Union district, Spain). *Engineering Geology* 232, 135–146.

Martinez-Pagan P., Faz Cano A., Aracil E., Arocena J.M. (2009). Electrical resistivity imaging revealed the spatial chemical properties of mine tailing ponds in the Sierra Minera of southeast Spain, *J. Environ. Eng. Geophys*, 14 (2), pp. 63-76.

Marshall B. (2020). *Faits et chiffres. La situation de l'industrie minière au Canada*. Association Minière du Canada (AMC).

- Maylal B. (2020). Développement d'approches de télédétection thermique multi-échelles et de modélisation pour l'évaluation des systèmes d'écoulement d'eau souterraine au sein des eskers. Mémoire de maîtrise, UQAT.
- McCarter W. J. (1984). The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Geotechnique* 34, 263–267.
- McLachlan P. J., Chambers J. E., Uhlemann S. S., Binley A. (2017). Geophysical characterisation of the groundwater-surface water interface. *Advances in Water Resources*. Volume 109, Pages 302-319.
- Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D., Tabbagh A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.*, 39, 1138.
- MSPR (2019). Mining sector performance report 2008-2017. Energy and Mines Ministers' Conference Cranbrook, British Columbia.
- Muralidharan D., Andrade R., Anand K., Sathish R., Goud K. (2009). Tailings Pond Characterization and Designing through Geophysical Surveys in Dipping Sedimentary Formations. American Geophysical Union, Fall Meeting 2009.
- Nadler A., Dasberg S., Lapid I. (1991). Time Domain Reflectometry Measurements of Water Content and Electrical Conductivity of Layered Soil Columns. *Soil Science Society of America*, Vol 55(4), pages 938-943.
- Naudet V., Revil A., Rizzo E., Bottero J. Y., Bégassat P. (2004). Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations, *Hydrology and earth system sciences*, 8(1), 8-22
- Neal A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261–330.
- Nimmo J. R. (2004). Porosity and Pore Size Distribution. In Hillel, D., ed. *Encyclopedia of Soils in the Environment*: London, Elsevier, Vol 3, 295-303.

Niwas. S. and Singhal D. C. (1981). Estimation of Aquifer Transmissivity from Dar Zarrouk Parameters in Porous Media. *Hydrology*, 50, 393-399.

Niwas S. and Singhal D. C. (1985). Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Hydrology* 82:143–153

Niwas S., Celik M. (2012). Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtaal aquifer in Germany using near surface geophysics. *Journal of Applied Geophysics*, Vol: 84, 77–85

Nobes D. C. Warner B. G. (1992). Application of ground penetrating radar to a study of peat stratigraphy: preliminary results, in ground penetration radar. Ed.J.Pilon. Geological survey of Canada, pp 90-4, 133-138.

Park S., Choi Y. (2020). Applications of Unmanned Aerial Vehicles in Mining from Exploration to Reclamation: A Review, *Minerals*, 10, 663.

Paz C., Alcalá F. J., Carvalho J. M., Ribeiro L. (2017). Current uses of ground penetrating radar in groundwater-dependent ecosystems research. *Science of the Total Environment*, 595. 868–885.

Pozdnyakova L., Pozdnyakov A., Zhang R. (2001). Application of geophysical methods to evaluate hydrology and soil properties in urbains areas. *Urbain water*, 3, 205-2016.

Proulx I., Ponton D., Trudel G. (2015). Étude sur l'état du lac Osisko, Rouyn-Noranda, Québec. Rapport présenté aux membres du groupe de travail sur le lac Osisko : Ville de Rouyn-Noranda Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques, Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs Agence Régionale de Santé et de Services Sociaux Fonderie Horne, une compagnie de Glencore.

Cardoso R. (2016). Porosity and tortuosity influence on geophysical properties of an artificially cemented sand. *Engineering Geology*, 211, 198–207.

Ren H., Zhao Y., Xiao W., Hu Z. (2019). A review of UAV monitoring in mining areas: current status and future perspectives. *Int J Coal Sci Technol*, 6(3):320–333.

Reynolds J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Reynolds Geo-Sciences Ltd, UK.

Robinson J. L., Slater L. D., Schäfer K. V.R. (2012). Evidence for spatial variability in hydraulic redistribution within an oak–pine forest from resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 430–431, 69–79.

Romero-Ruiz A., Linde N., Keller T., Or, D. (2018). A review of geophysical methods for soil structure characterization. *Reviews of Geophysics*, Vol : 56.

Rossi M., Brunelli D., Adami A., Lorenzelli L., Menna F., Remondino F. (2014). Gas-drone: Portable gas sensing system on UAVs for gas leakage localization, *Proc IEEE Sens.*

Roth K. R., Schulin R., Fluhler H., Attinger W. (1990). Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour Res.*, 26: 2267– 73.

Rubin Y., Hubbard S. S. (2005). *Hydrogeophysics*. Water sciences and technology library, springer edition, Vol: 50.

Rylov A. A., Sudoplatov A. D. (1990). The calculation of specific electrical conductivity for sandy - clayed rocks and the usage of functional cross-plots for the decision of hydrogeological problems. In: *Scientific and technical achievements and advanced experience in the field of geology and mineral deposits research*, Moscow, pp. 27-41.

Said K. O., Onifade M., Githiria J. M., Abdulsalam J., Bodunrin M. O., Genc B., Johnson O., Akande M. J. (2020). On the application of drones: a progress report in mining operations, *International Journal of Mining, Reclamation and Environment*, Vol 35, 4

Sass O. (2006). Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, 80, 45–58.

Sattar G. H., Keramat M., Shahid S. (2014). Deciphering transmissivity and hydraulic conductivity of the aquifer by vertical electrical sounding (VES) experiments in Northwest Bangladesh. *Appl Water Sci.*, 6, 35–45.

- Serbina G. T., Orb D. (2005). Ground-penetrating radar measurement of crop and surface water content dynamics. *Remote Sensing of Environment*, 96, 119–134.
- Shahmoradi J., Talebi E., Roghanchi P., Hassanalian M. (2020). A Comprehensive Review of Applications of Drone Technology in the Mining Industry, *Drones*, 4, 34.
- Shevnin V., Delgado-Rodríguez O., Mousatov A., Ryjov A. (2006). Estimation of hydraulic conductivity on clay content in soil determined from resistivity data. *Geofísica Internacional*, Vol. 45, Num. 3, pp. 195-207.
- Siddiqui S. I., Drnevich V. P., and Deschamps, R. J. (2000). Time domain reflectometry development for use in geotechnical engineering, *Geotech. Test. J.*, 23(1), 9–20
- Sigéom (2020). Système d'information géominière à référence spatiale, https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=f
- Slater L. (2007). Near Surface Electrical Characterization of Hydraulic Conductivity: From Petrophysical Properties to Aquifer Geometries - A Review. *Surv Geophys*, 28:169–197.
- Smith W. L., R. O., Knuteson H. E., Revercomb W., Feltz H. B., Howell W. P., Menzel N. Nalli R., Brown O., Brown J., Minnett P., McKeown W. (1996). Observations of the infrared radiative properties of the ocean-Implications for the measurement of sea surface temperature via satellite remote sensing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, pp 41–51.
- SOQUEM (1980). Fonds Société québécoise d'exploration minière : SOQUEM 1965-1994
- Stevens C W., Moorman B. J., Solomon S. M. (2008). Detection of Frozen and Unfrozen Interfaces with Ground Penetrating Radar in the Nearshore Zone of the Mackenzie Delta, Canada. Ninth International Conference on Permafrost.
- Storz H., Storz W., Jacobs F. (2000). Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the Earth's upper crust. *Geophysical Prospecting*, 48 (3), 455–471.
- Tavakoli, S., Dehghannejad, M., de los Ángeles García Juanatey, M. et al. (2016). Deep massive sulphide exploration using 2D and 3D geoelectrical and induced polarization data in Skellefte mining district. Northern Sweden *Acta Geophys*, 64:2171.

- Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, vol. 16, no. 3, pp. 574–582
- Trenberth K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Clim Res* 47:123-138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>.
- Torgersena C. E., Faux R.N., McIntosh B.A., Poageb. N.J., Norton D.J. (2001). Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment*, 76, 386-398.
- Turpin K. M., Lapen D. R., Robin M. J. L., Topp E., Edwards M., Curnoe W.E., Topp G.C., McLaughlin N.B., Coelho B., Payne M. (2007b). Slurry-application implement tine modification of soil hydraulic properties under different soil water content conditions for silt -clay loam soils. *Soil & Tillage Research* 95: 120-132.
- Tycholiz C., Ferguson I. J., Sherriff B.L., Cordeiro M., Ranjan R. S., Pérez-Flores M.A. (2016). Geophysical delineation of acidity and salinity in the Central Manitoba gold mine tailings pile, Manitoba, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 131, 29–40.
- Wang Y. J., Tian F., Huang Y., Wang J., Wei C.J. (2015). Monitoring coal fires in Datong coalfield using multi-source remote sensing data, *Trans. Nonferrous Met. Soc. China* 14 : 25, pp. 3421–3428.
- Weihermüller L., Huisman J. A., Lambot S., Herbst M., Vereecken H. (2007). Mapping the spatial variation of soil water content at the field scale with different ground penetrating radar techniques. *Journal of Hydrology*, Vol 340, Issues 3–4, Pages 205-216
- WSP. (2019a). Modélisation hydrogéologique parc à résidus actif - Quémont 2, Rouyn-Noranda (Québec). Février, PROJET NO : 171-11153-00.
- WSP. (2019b). Plan de restauration - sites actifs. Glencore Canada Corporation - Fonderie Horne. Janvier, PROJET NO : 181-10537-00.

- Xiao W., Chen J., Da H., Ren H., Zhang J., Zhang L. (2018). Inversion and analysis of maize biomass in coal mining subsidence area based on UAV images, *Nongye Jixie Xuebao/Transactions Chinese Soc. Agric, Mach.* 8, pp. 169–180.
- Yasir S. F., Jani J., Mukri M. (2018). Geophysical measurement for estimation of Groundwater hydraulic properties. *Data in Brief*, 21, 907–910
- Yaya C., Tikou B., Zhen C. L., (2017). Numerical analysis and geophysical monitoring for stability assessment of the Northwest tailings dam at Westwood Mine. *International Journal of Mining Science and Technology*, Vol 27, Issue 4, Pages 701-710
- Yurkevic N. V. h, Abrosimova N. A., Bortnikova S. B., Karin Y. G., Saeva O. P. (2017). Geophysical investigations for evaluation of environmental pollution in a mine tailings area. *Toxicological & Environmental Chemistry*. 99:9-10, 1328-1345, DOI: 10.1080/02772248.2017.1371308
- Zarroca M., Linares R., Velásquez-López P. C., Roqué C., Rodriguez R. (2015). Application of electrical resistivity imaging (ERI) to a tailings dam project for artisanal and small-scale gold mining in Zaruma-Portovelo, Ecuador. *Journal of Applied Geophysics*, Vol113, Pages 103-113
- Zhdanov M. S. (2010). Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead. Chapter 3 *Geophysics*, 75:5.
- Zhou L., Yu D., Wang Z., Wang X. (2019). Soil water content Estimation using high-frequency ground penetrating radar. *Water*, 11, 1036;
- Zhu L., Gong H., Chen Y., Li X., Chang X., Cui Y. (2016). Improved estimation of hydraulic conductivity by combining stochastically simulated hydrofacies with geophysical data. *Scientific Reports*, 6 : 22224 | DOI: 10.1038/srep22224
- Zhou B. (2018). *Electrical Resistivity Tomography: A Subsurface-Imaging Technique Applied Geophysics with Case Studies on Environmental. Exploration and Engineering Geophysics*, Chapt 3, DOI: 10.5772/intechopen.81511

ANNEXES

**ANNEXE A RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS
APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)**

Méthodes géophysiques	Paramètre mesuré (unité)	Exemples d'applications	
		Hydrogéologie	Ingénierie
Gravimétrie			
Gravimétrie (Profils, nets régulier ou non régulier)	Accélération de gravité g (m.s ⁻²)	<ul style="list-style-type: none"> -Epaisseur des sédiments -Changement dans la surface du substrat rocheux -Dislocations majeures -Couches fissurées dans les roches carbonatées 	<ul style="list-style-type: none"> - Délimitation de blocs quasi homogènes - Localisation des principaux changements tectoniques - Densité apparente in situ (entre le point d'investigation), - Cavités souterraines
Micro-gravimétrie	(1 μgal = 10 ⁻⁹ g)	<ul style="list-style-type: none"> - Recherche de cavités, karst, - Localisation de structures enterrées - Prospections de minéralisations massives ou de minerais denses. 	

**ANNEXE B (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS
APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)**

Méthodes géophysiques	Paramètre mesuré (unité)	Exemples d'applications	
		Hydrogéologie	Ingénierie
Magnétiques			
Levé magnétique aéroporté, mesures magnétiques au sol et micromagnétiques	Composantes du champ magnétique T, Z, H (nT) et leur gradient vertical $\partial T / z, Z / \partial z$ (nT.m ⁻¹)	<ul style="list-style-type: none"> -Caractéristiques du substrat rocheux dans les bassins de grandes structures -Présence de corps/objets dans le socle cristallin -Discontinuités structurelles 	<ul style="list-style-type: none"> - Délimitation de blocs quasi homogènes - Anisotropie des blocs de roche - Éléments structuraux
Mesure avec des kappamètres (exploitation minière, expositions)	Susceptibilité magnétique κ (unité SI)		<ul style="list-style-type: none"> -Changes de lithologie dans les expositions -Tranches - Galeries - profil du forage
Enregistrement de susceptibilité magnétique	Susceptibilité magnétique κ (unité SI)		

**ANNEXE C (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS
APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)**

Méthodes géophysiques	Paramètre mesuré (unité)	Exemples d'applications	
		Hydrogéologie	Ingénierie
Géophysique nucléaire et radiométrique			
Radiométrie aéroportée, levé des rayons gamma, spectrométrie gamma (sol, forage, mine)	Taux d'exposition $\dot{\chi}$ (pA. kg ⁻¹), teneur en éléments K (%), eU (ppm), eTh (ppm)	-Éléments géologiques structurels - Sédiments composés d'argile et silt	- Délimitation de blocs quasi homogènes, -Modifications de la lithologie des roches (galeries et forages)
Emanométrie	Concentration de l'émanation du Ra, Q(Bq m ⁻³)	Zone de failles	
Mesure de l'intensité du rayonnement cosmique	Taux d'exposition $\dot{\chi}$ (pA. kg ⁻¹)	Discontinuités structurales dans un massif rocheux	
Méthode gamma-gamma (travaux miniers, forages)	Masse volumique σ (kg. m ⁻³)	-Densité de masse <i>in situ</i> -Porosité totale	
Méthode neutron-neutron (fosses, travaux miniers, forages)	-Teneur en humidité θ (%) -Porosité des neutrons PN (%)	-Teneur en eau <i>in situ</i> -Porosité totale	

**ANNEXE D (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS
APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)**

Méthodes géophysiques	Paramètre mesuré (unité)	Exemples d'applications	
		Hydrogéologie	Ingénierie
Géothermique			
Levé aéroporté et terrestre utilisant la méthode infrarouge (sans contact)	Temperature T (°C)	Failles	Discontinuités dans le massif rocheux
		Sites d'infiltration d'eau de surface et d'exfiltration d'eau souterraine	
Mesure avec Thermomètres (sol, mines travaux, forages)	Temperature T (°C)	Gradients géothermiques	
		Dynamique de l'eau dans les forages	

**ANNEXE E (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS
APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)**

Méthodes géophysiques	Paramètre mesuré (unité)	Exemples d'applications	
		Hydrogéologie	Ingénierie
Méthodes géoélectriques			
Sondages électriques verticaux	Resistivité apparente ρ_a ($\Omega.m$)	-Profondeur du substrat rocheux -Épaisseur de l'aquifère	-Délimitation de blocs quasi homogènes - Degré de déformation tectonique - Stratigraphie
Profils de résistivité (sol, travaux miniers)	Resistivité apparente ρ_a ($\Omega.m$)	-Épaisseur de la zone érodée -Failles, -Fissures	
Résistivité de forage	Resistivité apparente ρ_a ($\Omega.m$)	Changements de lithologie dans le profil du forage	
		-Aquifères granulaires -Porosité ouverte -Fractures dans les aquifères	Degré de dégradation des formations tectoniques
Méthode de polarisation spontanée (sol)	Potentiel naturel (de filtration, électrochimique, et Redox ΔV (mV))	-Sites d'infiltration, -Voies d'écoulement des eaux souterraines	
		Forme de cône de dépression	Sites de corrosion par l'eau et d'autres pipelines
Méthode de polarisation spontanée (forages)	Potentiel naturel (de filtration, électrochimique, et Redox ΔV (mV))	-Différenciation lithologique du profil du forage, -Aquifères interstitiels,	-Propriétés de percolation du milieu, -Solides dissous dans les eaux souterraines

		- Composition des clastiques (roches composées de minéraux préexistants), -Teneur en solides dissous dans les eaux souterraines	
Méthode de polarisation induite (sol, forages)	Potentiel induit ΔV_{IP} (mV) Potentiel primaire ΔV_{Ra} (mV) Polarisabilité apparente Dans le temps t_i : $\eta_a(t_i) = \frac{\Delta V_{IP}(t_i)}{\Delta V_{Ra}}$	Épaisseur et surface d'aquifère sableux dans les sédiments argileux	Évaluation des conditions géologiques et hydrogéologiques dans un massif rocheux
	Courbe de Taux de décharge : $\alpha_{IP} = \frac{\Delta V_{IP}(t_1)}{\Delta V_{IP}(t_2)}$	Évaluation de la distribution de la granulométrie de l'aquifère (perméabilité)	
	Parametre Complexe spécifique : $A^* = \frac{\eta_a(t_1) - \eta_a(t_2)}{\rho}$	Différenciation dans la lithologie des sédiments argileux-sableux	
Méthode de la mise-à-la-masse	Différence de potentiel ΔV (mV)	-Direction et vitesses des écoulements d'eau souterraine.	
			Caractéristiques des discontinuités dans les massifs rocheux

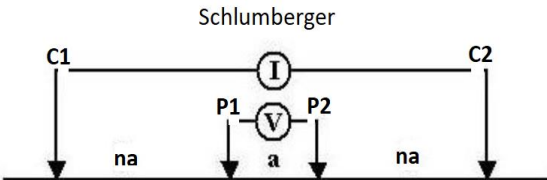
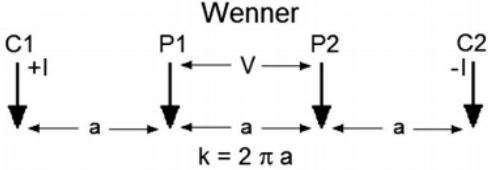
Méthode de très basse Fréquence	Composantes magnétiques Re Hz (%) et Im Hz (%) domaine électromagnétique des radios	Lignes tectoniques conductrices et zones de fracture	
Méthodes électromagnétiques	Rapport de composants vertical de champs magnétique H_{z1}/H_{z2} , (%) Et déphasage Φ (deg)	Lignes tectoniques importantes	-Câbles, canalisations métalliques souterraines, -Direction des forages horizontaux
Profils de Dipôles électromagnétiques (DEMP)	Conductivité (σ m-1)		
Profils ondes radio	Nombre d'ondes k_p (m^{-1})	-Division lithologique des lits proches de la surface, -Teneur en humidité, salinité	
Mesures électromagnétiques entre des forages et des galeries	Temps de transit de signal radio t (s), coefficient d'atténuation α (%)		Délimitation de blocs et de discontinuités dans les massifs rocheux
Radar Aéroporté	Temps de transit t (s), Vitesse de la propagation de l'onde radar v ($m\ s^{-1}$)	Position de la nappe phréatique	-Cavités peu profondes, -Lithologie de lits proches de la surface, -Failles, joints et plis dans les systèmes, -Changements dans la lithologie et les propriétés physiques des roches

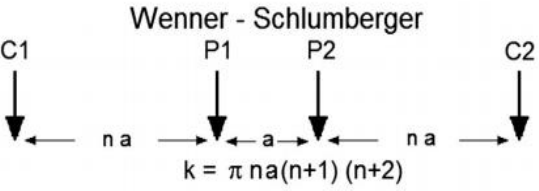
**ANNEXE F (suite) RÉSUMÉ DE MÉTHODES GÉOPHYSIQUES ET LEURS
APPLICATIONS (SELON KELLY, 1993)**

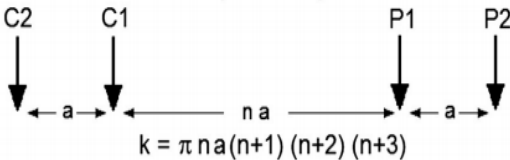
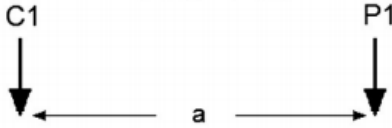
Méthodes géophysiques	Paramètre mesuré (unité)	Exemples d'applications	
		Hydrogéologie	Ingénierie
Méthodes sismiques			
Réfraction sismique (sol, travaux miniers)	Temps de transit t (s), vitesse de propagation des ondes de compression v_p et des ondes de cisaillement v_s ($m\ s^{-1}$), facteur d'atténuation α (m^{-1}), amplitude A (mv), fréquence f (Hz)	Épaisseur des dépôts quaternaires et des couches altérées, profondeur du substrat rocheux	
		Profondeur de la nappe phréatique	-Délimitation de blocs homogènes, -Déformation des roches, -Module d'Young, -Coefficient de Poisson
Levé de Réflexion sismique (sol, travaux miniers)		Profondeur du substrat rocheux de principales structures des bassins	
Enregistrement Acoustique et sismique		Porosité, fracturation, modules élastiques	
Mesures sismiques Cross-hole (travaux miniers)			-Éléments structuraux, et zones fragiles, -Déformation du socle rocheux,
Méthodes de vibration (sol, travaux miniers)			-Déformation de la surface du sol, -Effets des explosifs sur les structures,

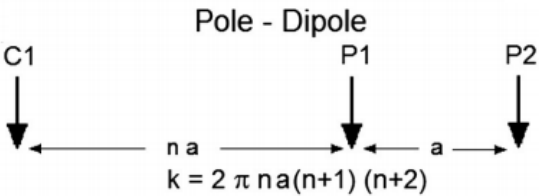
			-Identification de cavités souterraines
Méthodes microsismologiques (sol, travaux miniers)	Amplitude A (mV), Activité N (s ⁻¹), fréquence f (Hz), Vitesse de propagation du son v (m ⁻¹)		-Zones détériorées dans un massif, effet et modifications des processus de la déformation sous contrainte dans un massif, -Bilan de la sismicité de la région
Methods Géoacoustique (forages spéciaux)	Activité N (s ⁻¹), relative amplitude A _p (μV s ⁻¹), frequence f (Hz)		-Zones détériorées dans un massif, effet et modifications des processus de la déformation sous contrainte dans un massif, -Bilan de la sismicité de la région

**ANNEXE G RÉSUMÉ DES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS POUR LES
MÉTHODES ÉLECTRIQUES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES (ADAPTÉ DE
LOKE et al, 2013)**

Configuration	Caractéristiques
<p align="center">Schlumberger</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Le réseau Schlumberger est couramment utilisé pour le sondage électrique vertical (VES) pour les eaux souterraines et les minéraux en agrégat. Il offre une meilleure résolution et prend moins de temps à déployer, par rapport au Wenner. - La configuration de Schlumberger est la meilleure méthode pour le VES pour des raisons pratiques: il nécessite beaucoup moins de main-d'œuvre, par rapport à d'autres configurations. - Seules les électrodes extérieures C1 et C2 doivent être déplacées. - Procure une grande pénétration. - La configuration de Schlumberger est également réputée meilleur pour distinguer les variations de résistivité horizontales des verticales.
<p align="center">Wenner</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Configuration robuste popularisée par les travaux pionniers menés par le groupe de recherche de l'Université de Birmingham (Barker, 1990). - Sensible aux changements verticaux de la résistivité sous la surface sous le centre de la matrice, et moins sensible aux changements horizontaux de la résistivité sous la surface. - Profondeur d'investigation moyenne d'environ 1/2 fois l'espacement entre les deux électrodes utilisées C1 et C2. - Présente une profondeur d'investigation modérée par rapport aux autres configurations. - L'intensité du courant est plus grande que pour les autres configurations. Cela peut être un facteur important si l'étude est effectuée dans des zones où le bruit de fond est élevé. - Couverture horizontale relativement faible lorsque l'espacement des électrodes est

	<p>augmenté. Cela pourrait poser problème en cas d'utilisation d'un nombre relativement petit d'électrodes.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Constitue un choix attrayant pour une étude réalisée dans une zone où le bruit de fond est élevé (en raison de la force de son signal) et également si une résolution verticale accrue est requise.
<p style="text-align: center;">Wenner - Schlumberger</p>  <p style="text-align: center;">$k = \pi na(n+1)(n+2)$</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Il s'agit d'un nouvel hybride entre les configurations de Wenner et de Schlumberger résultant de travaux relativement récents sur les études par imagerie électrique. - La configuration classique de Schlumberger est l'une des géométries les plus couramment utilisés pour les sondages de résistivité. - Cela signifie que ce système est modérément sensible aux structures horizontales (pour les "n" faibles valeurs) et aux structures verticales (pour les valeurs "n" élevées). Dans les zones où les deux types de structures géologiques sont attendues, ce réseau pourrait constituer un bon compromis entre le réseau Wenner et le réseau dipôle-dipôle. - La profondeur d'investigation médiane de cette configuration est environ 10% supérieure à celle de la configuration Wenner pour la même distance entre les électrodes de courant (C1 et C2) pour des valeurs de "n" supérieures à trois. - L'intensité du courant électrique pour ce réseau est approximativement inversement proportionnelle au carré de la valeur "n". - L'intensité du courant électrique est plus faible que celle du réseau Wenner, mais il est deux fois supérieur à celle de la configuration pôle-dipôle. - La configuration Wenner-Schlumberger permet une couverture horizontale légèrement améliorée par rapport à la configuration Wenner. - La couverture de données horizontales est légèrement plus large que pour la configuration Wenner, mais plus restreinte que celle obtenue avec le dipôle-dipôle.

	<ul style="list-style-type: none"> - Le système Wenner-Schlumberger (avec des niveaux de données qui se chevauchent) est une alternative adéquate pour obtenir une bonne résolution verticale.
<p style="text-align: center;">Dipole - Dipole</p>  <p style="text-align: center;">$k = \pi n a (n+1) (n+2) (n+3)$</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Largement utilisée dans les études de résistivité et de polarisation induite en raison du faible couplage électromagnétique entre les circuits de courant et de potentiel. - Très sensible aux variations horizontales de la résistivité, mais relativement insensible aux variations verticales de la résistivité. Cela signifie qu'il est bon pour la cartographie de structures verticales, telles que les dykes et les cavités, mais moins efficace pour la cartographie de structures horizontales, telles que les seuils ou les couches sédimentaires. - Profondeur d'investigation moindre que celle de la configuration de Wenner. - Meilleure couverture horizontale des données par rapport à la configuration de Wenner. Cela peut constituer un avantage important lorsque le nombre de nœuds disponibles avec le système multi-électrodes est faible. - Un inconvénient possible de cette configuration est la très petite force du courant électrique pour les grandes valeurs du facteur «n». - Pour utiliser efficacement ce réseau, le résistivimètre doit avoir une valeur de sensibilité relativement élevée et il devrait y avoir un bon contact entre les électrodes et le sol. - Le réseau dipôle-dipôle pourrait constituer un choix plus approprié si une bonne résolution horizontale et une bonne couverture des données sont importantes.
<p style="text-align: center;">Pole - Pole</p>  <p style="text-align: center;">$k = 2 \pi a$</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Cette configuration n'est pas aussi utilisée que le Wenner, le dipôle-dipôle et le Schlumberger. En pratique, le réseau idéal entre pôles, avec une seule électrode de courant et une seule électrode de potentiel n'existe pas.

	<ul style="list-style-type: none"> - Un autre inconvénient de ce réseau est qu'en raison de la grande distance qui sépare les électrodes, il est possible de capter une grande quantité de bruit tellurique susceptible de dégrader considérablement la qualité des mesures. - Ce réseau est principalement utilisé dans les études où des espacements d'électrodes relativement faibles (moins de quelques mètres) sont utilisés. - Il est utilisé dans certaines applications telles que les études archéologiques où de petits espacements d'électrodes sont utilisés. Il a également été utilisé pour des études 3D. - Cette configuration permet la couverture horizontale la plus large et la profondeur d'investigation la plus grande. Cependant, sa résolution est la plus faible. - Pour les études avec de petits espacements d'électrodes et nécessitant une bonne couverture horizontale, le réseau de pôles peut être un choix approprié.
<p style="text-align: center;">Pole - Dipole</p>  <p style="text-align: center;">$k = 2 \pi n a (n+1) (n+2)$</p>	<ul style="list-style-type: none"> - La configuration de pôle-dipôle offre une couverture horizontale relativement bonne. La configuration implique une intensité de courant nettement supérieure à celle de la configuration dipôle-dipôle et il n'est pas aussi sensible au bruit tellurique que le réseau de pôle-pôle. - Contrairement aux autres réseaux courants, le réseau dipolaire est un réseau asymétrique. Dans certaines situations, l'asymétrie des valeurs de résistivité apparente mesurées pourrait influencer le modèle obtenu après inversion. Une méthode pour éliminer l'effet de cette asymétrie consiste à répéter les mesures avec les électrodes disposées en sens inverse. - En raison de sa bonne couverture horizontale, il s'agit d'un réseau intéressant pour les systèmes de mesure de la résistivité à électrodes multiples avec un nombre de nœuds relativement petit. - L'intensité du courant est inférieure par rapport aux configurations de Wenner et de

	<p>Wenner-Schlumberger, mais supérieure à celle de la configuration dipôle-dipôle.</p> <ul style="list-style-type: none">- Pour les études en polarisation induite, l'intensité du courant plus élevée (comparée au réseau dipôle-dipôle), associée au couplage électromagnétique plus faible (par rapport au couplage Wenner et Wenner-Schlumberger) en raison de la séparation des circuits du courant et des électrodes de potentiel font de cette matrice une alternative attrayante.- En présence d'un système avec un nombre limité d'électrodes, le choix multipolaire avec mesures dans les deux sens peut être un choix viable.
--	---