PolyPublie
Polytechnique Montréal

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL
UNIVERSITÉ D'INGÉNIERIE

Titre: Title:	Suivi électrique en forage d'un essai de réponse thermique
Auteur: Author:	Clarissa Szabo Som
Date:	2026
Type:	Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis
Référence: Citation:	Szabo Som, C. (2026). Suivi électrique en forage d'un essai de réponse thermique [Master's thesis, Polytechnique Montréal]. PolyPublie. https://publications.polymtl.ca/73388/

Document en libre accès dans PolyPublie
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: PolyPublie URL:	https://publications.polymtl.ca/73388/
Directeurs de recherche: Advisors:	Gabriel Fabien-Ouellet, Philippe Pasquier, & Adrien Dimech
Programme: Program:	Génie minéral

Ce fichier a été téléchargé à partir de PolyPublie, le dépôt institutionnel de Polytechnique Montréal
This file has been downloaded from PolyPublie, the institutional repository of Polytechnique Montréal

https://publications.polymtl.ca

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL
affiliée à l'Université de Montréal

Suivi électrique en forage d'un essai de réponse thermique

CLARISSA SZABO SOM
Département des génies civil, géologique et des mines

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

Janvier 2026

© Clarissa Szabo Som, 2026.

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL
affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

Suivi électrique en forage d'un essai de réponse thermique

présenté par **Clarissa SZABO SOM**
en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*
a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

Charles BÉRUBÉ, président
Gabriel FABIEN-OUELLET, membre et directeur de recherche
Philippe PASQUIER, membre et codirecteur de recherche
Adrien DIMECH, membre et codirecteur de recherche
Dany LAUZON, membre

DÉDICACE

Je ne vois qu'un moyen de savoir jusqu'où l'on peut aller :
c'est de se mettre en route et de marcher.
- Henri Bergson

REMERCIEMENTS

J'aimerais tout d'abord offrir mes sincères remerciements à mon directeur, Gabriel Fabien-Ouellet, pour son accompagnement, ses précieux conseils et ses encouragements tout au long de ces deux années et demie. Grâce à lui, j'ai appris à adopter une démarche scientifique rigoureuse permettant de mener à terme un projet d'envergure en constante évolution. Je lui suis également reconnaissante de m'avoir accordé la liberté de poursuivre une multitude d'intérêts connexes, allant du microscope à la cartographie du désert du Nevada, en passant par une reconnexion avec mes racines à Budapest.

J'ai également eu la chance d'être encadrée non pas par un, mais bien par deux codirecteurs. Je souhaite remercier Philippe Pasquier pour son implication, sa sagesse et sa franchise. Ses nombreux conseils en matière d'écriture ont grandement contribué à la maturation de ce manuscrit. Je suis reconnaissante d'avoir pu participer aux conférences de GELMON2025 et de l'EGU25 à Vienne. Enfin, je remercie Adrien Dimech pour son approche humaine et son regard critique sur la démarche expérimentale, ainsi que pour m'avoir permis de participer à plusieurs sorties de terrain enrichissantes de ses étudiants.

Je remercie les membres du jury, Charles Bérubé et Dany Lauzon, pour leur temps consacré à la révision de mon travail.

Les travaux de terrain n'auraient pu être réalisés sans l'aide précieuse de Maxime St-Jean, Levy Nougoua, Gabriel Dion et Gabrielle Beaudry. Je remercie aussi Jérémy, Lahiru, Ali et Jean-Luc qui m'ont accompagné lors de missions connexes de plus petites envergures.

Je remercie mes collègues des groupes de géothermie et de géophysique, ainsi que les étudiants d'Adrien de l'ÉTS, pour leur conseil et pour l'énergie qu'ils m'ont transmise. Je garderai de très bons souvenirs des matinées croissants, des cafés et des bières partagées, des discussions au bureau ainsi que des rencontres de groupe à saveurs culinaires.

Je remercie également les partenaires de la *Chaire de recherche en géothermie* ainsi que le *Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada* d'avoir financé cette maîtrise.

Finalement, je remercie mes merveilleux colocataires et amis qui ont su m'encourager et me donner de la force au quotidien, ainsi que ma famille pour leur support inconditionnel.

RÉSUMÉ

En permettant le transfert de chaleur entre un bâtiment et un échangeur de chaleur souterrain (ECS), les pompes à chaleur géothermiques constituent une solution efficace pour réduire la consommation énergétique du parc immobilier. Un ECS est constitué d'un ou de plusieurs puits verticaux dans lesquels circule un fluide caloporteur qui assure le transfert thermique avec l'environnement géologique. La conception d'un système géothermique repose sur la connaissance des propriétés thermiques locales du sous-sol, généralement estimées à partir d'un essai de réponse thermique (TRT). Les TRT consistent à appliquer une puissance de chauffage constante à un puits de dimension représentative du système final et à mesurer les variations de température du fluide caloporteur. Si le TRT permet une estimation fiable de la conductivité thermique k, les températures mesurées, représentatives de la paroi du forage, demeurent peu sensibles à la capacité thermique volumique C_s. Le présent travail examine si le couplage de mesures de résistivité électrique en forage et de température permet d'améliorer l'estimation des paramètres thermiques.

L'objectif principal de ce travail est de compléter un TRT par un suivi électrique en forage (E-TRT). Ce mémoire présente la mise en œuvre expérimentale de l'E-TRT et la méthodologie d'estimation des paramètres thermiques appliquée sur un puits à colonne permanente (PCP), un type d'ECS ouvert dans lequel l'eau souterraine est utilisée comme fluide caloporteur. L'E-TRT repose sur l'acquisition de mesures électriques temporelles durant le chauffage par un câble multi-électrode installé en forage et de deux électrodes de surface. Cette configuration permet de mesurer la réponse électrique du massif rocheux à différentes profondeurs radiales. En effet, la perturbation thermique pendant un TRT se propage dans le massif rocheux, induisant des variations de résistivité électrique, une propriété intrinsèquement sensible à la température. Sa variation est linéaire à basse température et, pour de faibles variations de température, est déterminée par un facteur de couplage thermoélectrique m. Dans cette preuve de concept, la zone étudiée est restreinte à 7,75 m le long du PCP et correspond à la section instrumentée du câble multi-électrode. Des mesures complémentaires de température et de conductivité électrique de l'eau sont également nécessaires au niveau de cette section. Un modèle thermoélectrique simulant la réponse électrique à la perturbation thermique induite par le TRT a été développé, ainsi qu'une approche bayésienne qui combine les données directes de température et les données électriques, pour estimer conjointement les paramètres thermiques k, C_s et m et leur intervalle de confiance.

Afin de valider expérimentalement la sensibilité des données électriques en forage aux varia-

tions de température dans le massif rocheux pendant un TRT, deux E-TRT ont été menés, le premier à Saint-Anne-des-Plaines et le second à Varennes, situés au Québec, Canada. Le premier essai a mis en évidence des limitations techniques et physiques, se traduisant par une faible sensibilité des mesures électriques aux perturbations thermiques. Cette faible sensibilité est causée par un fort contraste de résistivité entre l'eau du puits et le massif rocheux, favorisant le passage préférentiel du courant dans le puits. Ces constats ont permis d'optimiser le second essai sur un site présentant un plus faible contraste de résistivité eau/roc. Des mesures de mitigation du bruit et de réduction de l'erreur expérimentale ont également été mises en place, permettant l'acquisition de données électriques sensibles à la température.

La méthodologie d'estimation des paramètres a été appliquée à l'E-TRT de 256 h réalisé à Varennes. Des tests sur des données synthétiques représentatives des conditions expérimentales ont permis de valider la sensibilité des données électriques à la température. L'E-TRT expérimental a permis l'estimation stable des trois paramètres, pour un essai de durée conventionnelle de 72 h, avec une incertitude de 3,8 % sur k, 12,4 % sur C_s et 4,7 % sur m. Pour le site d'étude, le gain de l'E-TRT comparativement à un TRT conventionnel mène à une réduction de l'incertitude associée à C_s de 50 à 70 %.

L'E-TRT présente une approche *in situ* permettant d'estimer C_s et une alternative aux mesures en laboratoire pour l'estimation de m. Son extension à l'ensemble du puits, par un E-TRT distribué ou par des diagraphies électriques, offrirait une caractérisation verticale des propriétés thermiques, susceptible d'optimiser la conception des ECS.

ABSTRACT

By enabling heat transfer between a building and a ground heat exchanger (GHE), geothermal heat pump systems provide an effective solution for reducing the energy consumption of buildings. GHE consists of one or many vertical wells in which a heat carrier fluid circulates to ensure heat transfer. The design of these systems requires knowledge of the local thermal properties of the ground, generally estimated from a thermal response test (TRT). TRTs involve applying constant heating power to a well representative of the dimensions of the intended final system, while measuring the temperature variations of the heat carrier fluid. While the TRT allows for the reliable estimation of the thermal conductivity k, the measured temperature sensitive to the borehole wall remains mostly insensitive to the volumetric capacity C_s. The present work examines whether combining the TRT with borehole electrical resistivity measurements can improve thermal parameter estimation.

The main objective of this work is to integrate borehole electrical resistivity measurements to a TRT (E-TRT). This study presents the experimental implementation of the E-TRT and the methodology for estimating the thermal parameter applied to a standing column well (SCW). The latter is an open-walled type of GHE in which groundwater is directly used as the heat carrier fluid. The E-TRT is based on the acquisition of temporal electrical resistivity measurements during heating using a multi-electrode cable located inside the borehole and two surface electrodes. This configuration allows measuring the electrical response of the bedrock at different radial depths. During the TRT, heat propagation in the bedrock induces variations in electrical resistivity, a property intrinsically sensitive to temperature. At low temperatures and for small temperature variations, its relationship to temperature is linear and defined by a coupling parameter m. In this proof-of-concept, the investigated zone is restricted to 7.75 m along the SCW and corresponds the the instrumented section of the multi-electrode cable. Additional temperature and electrical conductivity measurements of the water are needed at the depth of this section. Finally, a thermoelectric model simulating the electrical response during a TRT was developed, as well as a Bayesian approach combining both direct temperature and electrical resistivity datasets to jointly estimate the thermal parameters k, C_s and m and their confidence intervals.

To validate the sensitivity of borehole electrical measurements to temperature variations induced in the bedrock during the TRT, two experimental E-TRT were conducted: the first in Saint-Anne-des-Plaines and the second in Varennes, both located in Québec, Canada. The first experiment brought to light technical and physical limitations, resulting into low

sensitivity of the electrical measurement to thermal perturbations. This low sensitivity is mainly caused by strong borehole water and bedrock electrical resistivity contrast, promoting current channeling in the more conductive borehole water. These observations allowed to better plan and optimize the second experiment at a site with a lower contrast in water/rock resistivity. Mitigation measures were implemented to reduce noise and experimental error, allowing the acquisition of electrical data sensitive to temperature.

The thermal parameter estimation methodology was implemented to the 256 hour E-TRT experiment completed in Varennes. Analysis on synthetic data representative of site-specific conditions validated the sensitivity of electrical measurements to temperature. The experimental TRT allowed for stable estimation of all three thermal parameters, with an uncertainty of 3.8 % for k, 12.4 % for C_s and 4.7 % for m. This represents a 50 % to 70 % gain on the estimation of C_s when compared with solely inverting for temperature data.

The E-TRT represents an *in situ* approach that allows to estimate C_s and an alternative to the usual laboratory characterisation of m. Its extension to the whole borehole, either through a distributed E-TRT or by electrical diagraphies, could allow the caracterisation of vertical heterogeneities, susceptible to improve GHE design.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE iii

REMERCIEMENTS iv

RÉSUMÉ v

ABSTRACT vii

LISTE DES TABLEAUX xii

LISTE DES FIGURES xiv

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS xix

LISTE DES ANNEXES xx

CHAPITRE 1 INTRODUCTION 1
1.1 La géothermie de basse température 1
1.2 Problématique 3
1.3 Objectifs de recherche 4
1.4 Plan du mémoire 4

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE 6
2.1 La géothermie de basse température 6
2.1.1 Les puits à colonne permanente 6
2.1.2 Mécanisme de transfert de chaleur 7
2.1.3 Les essais de réponse thermique 9
2.1.4 Interprétation des essais de réponse thermique 10
2.2 Méthodes électriques en géophysique 13
2.2.1 Principe général 14
2.2.2 Pétrophysique 14
2.2.3 Tomographie de résistivité électrique 18
2.2.4 Diagraphie électrique 21
2.2.5 Suivi temporel de la résistivité électrique 26
2.2.6 Mise en œuvre sur le terrain et estimation d'erreur 26
2.2.7 Problème inverse 27

2.2.8 Application à la géothermie de basse température 30
2.3 Résumé 32

CHAPITRE 3 APPLICATION EXPÉRIMENTALE D'UN ESSAI DE RÉPONSE THERMIQUE ÉLECTRIQUE 34
3.1 Protocole de l'E-TRT 34
3.1.1 Essai de réponse thermique 34
3.1.2 Suivi électrique 35
3.2 Mise en œuvre expérimentale des essais E-TRT 38
3.3 Site I : Saint-Anne-des-Plaines 39
3.3.1 Essai de réponse thermique 39
3.3.2 Suivi électrique 41
3.3.3 Résultats 43
3.4 Site II : Varennes 46
3.4.1 Essai de réponse thermique 47
3.4.2 Suivi électrique 47
3.4.3 Résultats 49
3.5 Conclusion 51

CHAPITRE 4 ARTICLE 1: ELECTRICAL THERMAL RESPONSE TEST 52
4.1 Introduction 54
4.2 Methodology 56
4.2.1 Conventional thermal response test 57
4.2.2 Electrical thermal response test 57
4.2.3 Thermal-Electrical modelling and inversion 59
4.3 Synthetic experiment 65
4.3.1 Modeled thermal and electrical perturbations 66
4.3.2 Parameter estimation 68
4.3.3 Uncertainty estimation 68
4.4 Experimental application to Varennes Study Site 72
4.4.1 Site description 72
4.4.2 Thermal response test 72
4.4.3 Electrical measurements 73
4.4.4 Results and discussion 76
4.5 Conclusion 82
A Infinite line source 87
B Sensitivity of ER and temperature to thermal parameters 87

C Influence of E-TRT acquisition design on thermal parameter recovery 89
D Effect of heat injection rate error 91
E Effect of borehole water resistivity 92

CHAPITRE 5 DISCUSSION 94
5.1 Estimation expérimentale des paramètres thermiques 94
5.1.1 Représentativité de la solution 94
5.1.2 Sensibilité de la solution 94
5.2 Erreur des données expérimentales 97
5.3 Intervalles de confiance 99
5.4 Perspectives 102
5.4.1 Essai E-TRT distribué 102
5.4.2 Inversion spatiale des données électriques 104
5.4.3 Estimation in-situ de m 105

CHAPITRE 6 CONCLUSION 106
6.1 Synthèse des travaux 106
6.2 Limitations 107
6.3 Améliorations futures 108

RÉFÉRENCES 109

ANNEXES 119

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Propriétés thermiques typiques de différents matériaux géologiques. Adapté de Eppelbaum *el al* et Sundberg 9

Tableau 2.2 Intervalle typique de résistivité électrique pour différents types de roches et sédiments. La résistivité diminue avec la météorisation et la porosité. Adapté de Binley & Slater, 2020. 15

Tableau 3.1 Résumé des capteurs utilisés et de leurs caractéristiques de précision. 39

Tableau 3.2 Résumé des propriétés du puits d'essai, de l'essai de réponse thermique et du suivi électrique pour les deux E-TRT. 40

Tableau 4.1 Properties and survey parameters used in the synthetic and experimental E-TRT models. 67

Tableau 4.2 Measurement uncertainties and covariance model parameters obtained in the experimental E-TRT and used in the synthetic case. 67

Tableau 4.3 Absolute and relative 95% uncertainty widths for thermal parameters using MAP, misfit-based bounding box (Box) and Monte-Carlo (MC) approaches under TRT and E-TRT conditions on the synthetic case. . 70

Tableau 4.4 Measured groundwater conductivity at 25°C and m_f values for three samples taken at different stages of the thermal response test. 77

Tableau 4.5 Recovered thermal parameters for survey durations of 72 hours and 256 hours using three approaches : the first-order approximation of the ILS (ILS-1st), temperature-only TRT inversion, and joint E-TRT inversion. Values in bold are the recovered experimental parameters. MAP-estimated parameters are reported with their 95% confidence intervals. The associated RMSE values are provided for each dataset, with relative RMSE expressed with respect to the recovered parameters. 79

Tableau 4.6 Absolute and relative 95% uncertainty widths for thermo-electrical parameters using MAP and misfit bounding box (Box) approaches under TRT and E-TRT conditions. 80

Tableau 4.7 Effect of ρ_w/ρ_r on the MAP 95 % confidence intervals for $\rho_r = 10\ \Omega\,\mathrm{m}$. E-TRT values vary with ratio, while TRT values remain constant. . . 93

Tableau 5.1 Influence du nombre d'électrodes et de la charge unitaire sur les paramètres thermiques obtenus par l'E-TRT sur le site de Varennes. La référence présente les paramètres obtenus dans le chapitre 4. 96

Tableau 5.2 Incertitude MAP en excluant et en incluant l'erreur sur q pour les paramètres thermo-électriques sous TRT et E-TRT. 97
Tableau 5.3 Estimations MAP, moyennes a posteriori et intervalles de confiance à 95% pour k, C_s et m pour le TRT et l'E-TRT synthétique. 102
Tableau 5.4 Estimations MAP, moyennes a posteriori et intervalles de confiance à 95% pour k, C_s et m pour l'E-TRT et le TRT expérimental de 72 heures. 104

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 Échangeur de chaleur souterrain, exemple d'opération en climatisation. a) Puits en boucle fermée b) Puits à colonne permanente. 7

Figure 2.2 Essai de réponse thermique et modélisation de la conduction de chaleur pendant l'essai. 10

Figure 2.3 Contribution au signal des géométries a) Wenner b) Schlumberger c) Dipole-Dipole pour des électrodes d'injection A et B et de potentiel M et N. Les couleurs représentent la contribution relative à la différence de potentiel mesuré pour un milieu homogène et les lignes pointillées représentent des valeurs négatives. Adapté de Barker. 20

Figure 2.4 Exemple de diagraphie complète sur un PCP (Chaire de recherche en géothermie sur l'intégration des puits à colonne permanente dans les bâtiments institutionnels). 25

Figure 2.5 Exemple de maillage utilisé dans le cadre du projet. 28

Figure 2.6 Potentiel électrique généré par l'injection de courant dans une électrode centrale au maillage (z=0, r=0) pour une géométrie pole-pole dans un milieu homogène et infini. Le courant injecté est de 1 A et la résistivité électrique homogène du milieu est de 1 Ωm. 29

Figure 3.1 Schéma conceptuel du suivi électrique d'un essai de réponse thermique. 36

Figure 3.2 Unité d'essai de Polytechnique Montréal mobilisée pour le TRT à SADP. Gracieuseté de Dion & Pasquier 41

Figure 3.3 Photos de l'essai de terrain à Saint-Anne-des-Plaines. a) Les deux câbles électriques sont attachés ensemble à l'aide de ruban électrique et d'attaches autobloquantes. b) Le lest est construit avec un tuyau de PVC rempli de béton. Notez la cavité formée par le câble et le lest. c) Exemple d'une électrode corrodée à la fin de l'E-TRT. 42

Figure 3.4 Données de l'essai de réponse thermique à Saint-Anne-des-Plaines. Le temps 0 correspond au début de la phase de chauffage. a) Données de température, de débit et de puissance de l'essai de réponse thermique. b) Températures mesurées par la fibre optique le long du puits pendant l'essai. La position du câble électrique de mesure continue est indiquée, ainsi que celle du deuxième câble utilisé pour caractériser une fracture inférée. 43

Figure 3.5 Diagraphies électriques complétées avant et après la recirculation pour différents espacements. 44
Figure 3.6 Données expérimentales électriques et de température selon les différentes phases de l'essai de réponse thermique à Saint-Anne-des-Plaines. La déviation standard de la moyenne de chaque espacement est également présentée afin d'illustrer la dispersion des mesures. L'axe de température est inversé afin de mettre en évidence la relation entre la température et la résistivité électrique. 45
Figure 3.7 Photo du laboratoire de géothermie. a) Vue extérieure de l'unité de géothermie. b) Vue intérieure sur le circuit hydraulique contrôlant l'essai de réponse thermique. 47
Figure 3.8 Photos de terrain sur le site de Varennes. a) Emplacement du Terrameter LS dans le laboratoire. Il est connecté à un ordinateur afin de permettre les mesures continues. b) Tête du PCP duquel sort le câble électrique allant vers l'intérieur du laboratoire pour se connecter au Terrameter LS. À 40 m, une électrode de surface est installée. c) Câble de 32 électrodes aux 25 cm avec un lest composé d'une électrode isolée avec du ruban électrique. 48
Figure 3.9 Données de l'essai de réponse thermique à Varennes. Le temps 0 correspond au début de la phase de chauffage. a) Données ponctuelles de température, de débit et de puissance. SCW désigne le PCP et IW le puits d'injection. b) Températures mesurées par la fibre optique le long du puits pendant l'essai. L'emplacement de la pompe submersible, de la sonde LTC ainsi que du câble de mesure est indiqué. 49
Figure 3.10 Données expérimentales électriques et de température selon les différentes phases de l'essai de réponse thermique à Varennes. L'axe de température est inversé afin de mettre en évidence la relation entre la température et la résistivité électrique. 50
Figure 4.1 Conceptual presentation of the electrical survey of a thermal response test (E-TRT) on a standing column well (SCW). The red represents temperature conduction in the bedrock around the SCW. 55

Figure 4.2 Field photographs illustrating the experimental setup at the Varennes site : a) Exterior (top) and interior (bottom) views of the Mobile Geothermal Laboratory, which houses the control systems for the thermal response test and the geoelectrical instrumentation used for continuous monitoring, b) View of the SCW with the geoelectrical cable exiting the wellhead and routed into the laboratory, c) Close-up of the geoelectrical cable installed inside the SCW, featuring 32 electrodes spaced at 25 cm intervals. 57

Figure 4.3 Summarized description of the forward model of the electrical survey on a thermal response test. 59

Figure 4.4 Spatial axisymmetric model of the synthetic E-TRT after 72 hours of heating. a) Temperature distribution simulated by the ICS, with the model's vertical extent shown along the z-axis. a) Corresponding 2D variation in electrical resistivity. Active electrodes are positioned at the center of the grid, while surface electrodes are assumed to be located at an infinite distance at the top boundary. c) Temporal temperature variation in the bedrock at different radial distances. d) Resulting synthetic apparent resistivity and temperature temporal data. 66

Figure 4.5 Monte-Carlo (MC) analysis of the E-TRT. Results from 2000 simulations are shown, with the true model indicated by the red dot. The 95 % covariance ellipsoids are plotted for the MC and MAP estimates. . 69

Figure 4.6 Visualization of misfit Φ in the (k, C_s), (k, m) and (C_s, m) parameter plane. The true solution, C_s=2.5 MJ/m^3/K, k=2.75 W/m/K and m = 0.035 °C^{-1}, is marked with a red X. The top-right panel displays Φ_T, only. The corresponding MAP ellipsoids and misfit confidence regions are plotted. 71

Figure 4.7 Thermal response test data. Top : Inlet and outlet temperatures alongside the DTS temperature at the depth of the cable. Bottom : Measured flow rates and heating power. 73

Figure 4.8 Temperature residuals modelling. a) ICS model is fitted to the temperature data. b) Residuals between model and measurements. c) Exponential variogram model fitted to the residuals. 75

Figure 4.9 E-TRT data obtained from the experiment at the Varennes test site, along with the predicted data from the inverted E-TRT solution. a) Apparent resistivity variation with respect to time for electrode spacings between 0.25 m and 2.00 m. The shaded area shows the measurement error σ_ρ. b) Average temperature obtained from DTS at the depth of the cable (150.00 - 157.75 m). c) Water resistivity measurements obtained from an LTC probe located under the pump intake. The resistivity at 25 °C of the lab samples are shown, and the dashed line gives the specific resistivity interpolated from the samples. 77

Figure 4.10 Visualization of the misfit Φ for the 72-hour survey in the (k, C_s), (k, m) and (C_s, m) parameter planes. The top-right panel displays the Φ_T of temperature data only. The corresponding MAP ellipsoids (dashed white line) and misfit confidence regions (red) are plotted, together with the parameter estimates from the 72-hour and 256-hour TRT and E-TRT, as well the values from Beaudryl *et al.* 81

Figure 4.11 Jacobian of the electrical and temperature data concerning the estimated thermal parameters k, C_s and m. Electrical data is shown in terms of electrode spacing Δe. 88

Figure 4.12 Impact of E-TRT acquisition parameters. Top : Influence of acquisition settings on the shape of Φ'_ρ (Φ_ρ normalized by the number of ER data points) in the (k, C_s) parameter plane for m fixed at the solution. The white cross is the solution. The confidence region is plotted in red and the plotted white isocontour corresponds to $\Phi'_\rho = 1$. The first column displays Φ'_ρ (top) and Φ'_T (bottom) for the reference acquisition setup (see Table 4.1) Bottom : Effect of these acquisition parameters on the 95 % confidence intervals for TRT and E-TRT datasets. The grey line is the reference case. 90

Figure 4.13 Influence of rock electrical resistivity ρ_r and the resistivity ratio between water and rock resistivity ρ_w/ρ_r on the shape of Φ'_ρ for the k, C_s plane. The corresponding MAP ellipsoids are plotted for $\rho_r = 10\ \Omega\,\mathrm{m}$. 92

Figure 5.1 Plage de valeur initiale de l'analyse de Monte-Carlo. 95

Figure 5.2 Erreur réciproque des données électriques obtenues à Varennes. La ligne noire est l'erreur de 2 % retenue. a) Histogramme de l'erreur réciproque des mesures de résistivité électrique pour des espacements inférieurs à 2 m. b) Erreur réciproque en fonction de l'espacement entre les électrodes. 98

Figure 5.3 Variogramme temporel en fonction de l'espacement entre les électrodes (gauche) et combinant l'ensemble des espacements (droit) des données de résistivité électrique obtenues sur le site de Varennes. La ligne tiretée est l'ajustement au variogramme du modèle exponentiel (eq. 4.14). . . 99

Figure 5.4 Analyse Monte Carlo (MC) des données de température. Les résultats de 10 000 simulations sont présentés, le modèle réel est indiqué par le point rouge. Les ellipsoïdes de covariance à 95 % sont tracés pour les estimations MC et MAP. 100

Figure 5.5 Visualisation de la distribution a posteriori $p(m|d)$ pour les plans de paramètres (k, C_s), (k, m) et (C_s, m) pour le cas synthétique. Les boîtes noires délimitent l'intervalle de confiance à 95 % obtenu et les ellipses celui de la covariance MAP. La solution MAP obtenue par la grille, la moyenne de $p(m|d)$ ainsi que les vrais paramètres thermiques sont identifiés. 101

Figure 5.6 Visualisation de la distribution a posteriori $p(m|d)$ pour les plans de paramètres (k, C_s), (k, m) et (C_s, m) pour le cas expérimental. Les boîtes noires délimitent l'intervalle de confiance à 95 % obtenu et les ellipses celui de la covariance MAP. La solution MAP obtenue par la grille, ainsi que la moyenne de $p(m|d)$ sont identifiées, avec les solutions obtenues à 72 heures par inversion. 103

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

DTS	Détection de température distribuée
CPU	Unité Centrale de Traitement
ECS	Échangeur de chaleur souterrain
ERT	Tomographie de résistivité électrique
E-TRT	Essai de réponse thermique électrique
MAP	Maximum a posteriori
MC	Monte-Carlo
PACG	Pompe à chaleur géothermique
PCP	Puits à colonne permanente
PVC	Polychlorure de vinyle
SADP	Saint-Anne-des-Plaines
SCI	Source cylindrique infinie
SLI	Source linéique infinie
SSH	*Secure Shell*
TRT	Essai de réponse thermique

LISTE DES ANNEXES

Annexe A Protocole E-TRT 119

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 La géothermie de basse température

Le rapport 2023 du GIEC [1] sur les changements climatiques met en évidence la nécessité d'une réduction rapide des émissions de gaz à effet de serre afin de limiter le réchauffement climatique d'origine anthropique. En l'absence de mesures correctives, les émissions prévues entraîneraient en effet une hausse de la température mondiale de plus de 1,5 °C par rapport au niveau préindustriel [1]. Ainsi, des stratégies gouvernementales adaptées aux contextes nationaux sont essentielles pour assurer la mise en œuvre et l'efficacité des mesures de mitigation [1]. Dans cette optique, le Plan pour une économie verte 2030 du gouvernement du Québec [2] vise une réduction de 37,5 % des émissions globales de gaz à effet de serre d'ici 2030. Cette initiative consiste notamment à réduire de moitié les émissions liées au chauffage des bâtiments en électrifiant une part du chauffage actuellement au gaz naturel [2]. Toutefois, une transition complète vers le chauffage électrique augmenterait la demande en pointe et nécessiterait la mise à niveau d'infrastructures pouvant répondre à des besoins ponctuels en électricité [2]. Afin d'atténuer cette contrainte, un intérêt croissant est porté aux mesures d'efficacité énergétique dans les bâtiments afin de réduire la pression sur le réseau électrique en période de pointe [2]

La géothermie est une énergie renouvelable qui profite de la chaleur naturellement présente dans le sol. Si les ressources géothermiques dont la température est supérieure à 90 °C sont principalement utilisées pour la production d'électricité, 60 % de l'usage mondial de la chaleur géothermique est consacré au chauffage et à la climatisation des bâtiments résidentiels et commerciaux [3]. Dans ce contexte, la chaleur du sous-sol peut être mobilisée de deux façons : soit directement, soit au moyen de pompes à chaleur géothermiques (PACG). Ces dernières assurent le transfert d'énergie entre le milieu géologique et le bâtiment par l'intermédiaire d'un échangeur de chaleur souterrain (ECS), permettant ainsi de satisfaire les besoins de chauffage et de climatisation [3, 4]. À l'échelle mondiale, environ 50 % de la chaleur géothermique consommée provient de tels systèmes [3]. L'utilisation de PACG nécessite seulement que la température moyenne du sol soit supérieure de 3 à 5 °C de la température moyenne annuelle de l'air ambiant [5]. Cette condition, généralement satisfaite, en fait une solution particulièrement adaptée pour combler les besoins thermiques des bâtiments en milieu urbain [4]. Par ailleurs, les PAGC peuvent réduire considérablement les émissions de gaz à effet de serre, et entraîner une diminution pouvant atteindre 75 % de la consommation électrique liée au chauffage et à la climatisation [6]. Leur utilisation peut aussi contribuer à réduire l'appel

de puissance en pointe au réseau.

L'ECS constitue un élément important des systèmes de PACG, puisqu'il assure l'échange de chaleur entre le milieu géologique et la pompe à chaleur. Les ECS verticaux peuvent être installés dans les dépôts meubles ou directement dans le roc, et se déclinent en plusieurs configurations. Les systèmes les plus courants sont les puits à boucle fermée, d'une profondeur comprise généralement entre 100 et 200 m [7], dans lesquels la chaleur est échangée par un fluide caloporteur circulant dans des tubes en polyéthylène [8]. Les systèmes ouverts, dont la profondeur dépasse rarement 50 m [4], utilisent directement l'eau souterraine comme fluide caloporteur, extraite et injectée au moyen de deux puits distincts. Entre ces deux configurations se situent les puits à colonne permanente (PCP), d'une profondeur typiquement comprise entre 200 et 480 m [9]. Ces derniers utilisent également l'eau souterraine comme fluide caloporteur, mais en la pompant puis en la réinjectant au sein d'un même puits. Une caractéristique importante des PCP est la possibilité d'appliquer une saignée, qui consiste à dévier une partie de l'eau pompée afin de provoquer un rabattement de la nappe phréatique. Ce rabattement favorise le transfert de chaleur advectif, ce qui améliore considérablement les performances thermiques du système [9,10]. Grâce à leur rendement élevé, les PCP sont parfois utilisés en Amérique du Nord et dans des régions ayant de faibles températures moyennes du sol et de fortes demandes énergétiques [9]. Aussi, ils peuvent être installés en milieu urbain dense, où les contraintes d'espace sont importantes [10].

La conception d'ECS nécessite une connaissance précise des propriétés thermiques locales, en particulier de la conductivité thermique et de la capacité thermique volumique [8]. En effet, après les effets liés à l'advection due à l'écoulement souterrain, la conductivité thermique constitue le paramètre qui exerce l'influence la plus significative sur la performance d'un ECS [11]. Une conductivité thermique élevée permet de dissiper plus efficacement les charges thermiques, ce qui améliore le transfert thermique entre le sous-sol et le fluide caloporteur [12]. La capacité thermique volumique, pour sa part, caractérise l'inertie thermique du milieu : une valeur élevée implique que, pour une même charge thermique, la variation de la température du sol demeure plus faible. Cette propriété amortit ainsi les fluctuations dynamiques induites par les cycles de charge thermique, stabilisant la température du système à long terme [5, 12, 13]. Une estimation rigoureuse de ces propriétés est donc essentielle pour modéliser adéquatement le comportement des PACG, afin d'optimiser leur conception et de réduire les coûts d'installation [7].

Ces propriétés thermiques sont généralement obtenues à l'aide d'un essai de réponse thermique (TRT), réalisé *in situ* sur un puits de dimensions comparables à celles envisagées pour le système final. Cet essai consiste à faire circuler le fluide caloporteur dans le puits tout en

appliquant une puissance thermique constante, puis à mesurer l'évolution de sa température au cours du temps. L'analyse des variations de température du fluide permet d'obtenir la réponse thermique à la paroi du forage, qui dépend directement des propriétés thermiques du milieu environnant. Des méthodes inverses sont ensuite employées afin d'estimer la conductivité thermique, la température initiale du milieu géologique et, dans certains cas, la capacité thermique volumique [8, 14].

1.2 Problématique

L'interprétation des températures mesurées lors des TRT permet d'obtenir une estimation fiable de la conductivité thermique du milieu géologique. Pour des essais d'une durée de 50 heures, ce paramètre est contraint avec une erreur inférieure à 10 % [11, 15, 16], et elle peut même atteindre 4 % lorsque la durée excède 96 heures [17]. Toutefois, la majorité des méthodes d'interprétation ne permet pas d'estimer indépendamment la conductivité thermique et la capacité thermique volumique. En conséquence, cette dernière est fréquemment fixée et son estimation est négligée afin d'identifier la conductivité thermique, d'autant plus que les mesures de température recueillies lors des TRT présentent une sensibilité limitée à ce paramètre [11, 18]. Ainsi, l'estimation de la capacité thermique volumique demeure à ce jour difficile [19], et des mesures additionnelles sont nécessaires pour mieux la contraindre.

Dans ce contexte, nous proposons d'ajouter des mesures géophysiques aux données de température issues des TRT conventionnels. En effet, les méthodes géophysiques permettent de caractériser les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques de la sous-surface, à partir de la surface ou directement à partir d'un forage. Parmi ces propriétés, la résistivité électrique est une propriété physique sensible aux variations de température [20]. Dans la plage de température observée lors d'un TRT, la conductivité électrique (l'inverse de la résistivité électrique) présente une relation linéaire avec la température, selon un facteur de sensibilité m [21]. Les méthodes géophysiques électriques (géoélectriques) ont ainsi été utilisées pour imager les variations de résistivité induites par la perturbation thermique générée autour de divers systèmes d'ECS [22–24]. Étant donné que la propagation du panache thermique dépend directement des propriétés thermiques du milieu, l'ajout de mesures électriques sensibles aux variations de température permettrait d'obtenir des informations spatiales complémentaires aux données ponctuelles de température. Une telle approche pourrait contribuer à mieux contraindre l'estimation des paramètres thermiques, notamment de la capacité thermique volumique. Elle pourrait également permettre d'estimer le coefficient m, habituellement déterminé à partir d'analyses en laboratoire ou sur des carottes de forage [25–27].

1.3 Objectifs de recherche

L'objectif principal de ce mémoire est de concevoir un essai de réponse thermique couplé à un suivi électrique en forage (E-TRT) afin d'estimer les paramètres thermiques du massif rocheux. Pour ce faire, les quatre objectifs spécifiques (OS) suivants sont visés :

- OS 1 : Concevoir un protocole expérimental de mesures électriques en forage lors d'un essai de réponse thermique ;
- OS 2 : Développer une méthodologie d'estimation des propriétés thermo-électriques du massif rocheux ;
- OS 3 : Valider la méthode par des mesures expérimentales sur un PCP ;
- OS 4 : Quantifier la contribution des mesures électriques comparativement à un TRT conventionnel sur l'incertitude de l'estimation des propriétés thermiques.

1.4 Plan du mémoire

Afin de répondre à l'objectif général de cette recherche, la suite du mémoire est divisée en six chapitres.

Le premier chapitre, présenté ici, sert d'introduction et de présentation de la problématique.

Le deuxième chapitre est une revue de littérature qui se divise en deux sections distinctes. La première porte sur la géothermie de basse température. Elle présente les propriétés des PCP ainsi que les mécanismes de transfert de chaleur associés. La mise en œuvre des TRT sur le terrain ainsi que les principales méthodes d'interprétation y sont détaillées. La seconde section est consacrée aux méthodes électriques en géophysique. Elle explicite les relations pétrophysiques entre la résistivité électrique et la température, tout en introduisant le principe général des méthodes géoélectriques. Les applications en suivi temporel, et plus précisément en géothermie de basse température, y sont détaillées. La revue de littérature permet de cibler l'approche à entreprendre afin de répondre aux objectifs spécifiques.

Le troisième chapitre présente le principe général de l'E-TRT et décrit le protocole d'acquisition des mesures (OS 1). Deux essais de terrain y sont détaillés. Les défis rencontrés, les limites ainsi que les données obtenues y sont présentés.

Le quatrième chapitre est un article intitulé *Electrical Thermal Response Test* et permet de répondre aux quatre objectifs spécifiques. Une modélisation synthétique d'un E-TRT y est présentée pour laquelle est complétée une analyse de sensibilité permettant de valider le protocole expérimental (OS 1). Une approche bayésienne est utilisée pour estimer les

propriétés thermiques sur le cas synthétique (OS 2), afin de quantifier le gain théorique apporté à leur estimation par les mesures électriques (OS 4), puis appliquée à des données issues d'un essai de terrain (OS 3).

Le cinquième chapitre est une discussion approfondie des résultats expérimentaux présentés dans le chapitre précédent, en abordant la sensibilité des paramètres estimés, l'analyse détaillée de l'erreur électrique expérimentale, une approche complémentaire pour valider le gain de l'E-TRT (OS 4), ainsi que diverses perspectives pour le développement de la méthode.

Le sixième et dernier chapitre présente la conclusion du présent travail ainsi que des perspectives de recherche futures.

Une annexe détaille le protocole expérimental (OS 1) d'un E-TRT afin de faciliter sa reproductibilité.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 La géothermie de basse température

2.1.1 Les puits à colonne permanente

Le présent travail portera sur les PCP, qui constituent des ECS ouverts installés directement dans le socle rocheux. La figure 2.1 présente une coupe type d'un PCP. Contrairement aux systèmes à boucle fermée, où le fluide caloporteur circule dans un circuit fermé, et aux systèmes à boucle ouverte, qui utilisent deux puits distincts pour le pompage et la réinjection, les PCP exploitent directement l'eau souterraine comme fluide caloporteur via un système de pompage et de réinjection dans un même puits. L'approche la plus courante consiste à pomper l'eau souterraine à la base du puits avec une pompe submersible via un tuyau de polychlorure de vinyle (PVC), puis à la réinjecter en surface. Cette configuration permet de réduire la friction entre l'eau et le tuyau de PVC ainsi que l'énergie demandée par la pompe, tout en facilitant les opérations d'entretien. L'eau pompée est reliée à une pompe à chaleur qui permet d'échanger la chaleur de l'eau afin de chauffer ou climatiser un bâtiment [10].

Un aspect clé du fonctionnement des PCP est l'opération de la saignée, qui consiste à dévier une partie de l'eau pompée afin de créer un rabattement dans le PCP. Ce rabattement stimule la matrice et le réseau de fractures de l'aquifère, favorisant un transfert de chaleur advectif plus efficace [28]. Le taux de saignée est généralement entre 5 et 30 % du débit de pompage [9,10]. L'eau peut être dirigée vers les égouts, vers des bassins d'infiltration ou dans l'aquifère d'origine avec un puits de réinjection, selon la réglementation locale [10].

Par ailleurs, le volume d'eau contenu dans les PCP génère une inertie thermique importante, ce qui atténue l'impact des pointes thermiques des bâtiments sur le réseau. En effet, le transfert de chaleur advectif actionné par la saignée est avantageux dans tous les modes de fonctionnement, car il permet de stabiliser la température de l'ECS. Ainsi, en conditions de refroidissement, l'eau chaude du PCP est remplacée par de l'eau plus froide provenant de l'aquifère. Inversement, en conditions de chauffage, l'eau froide du PCP est remplacée par de l'eau plus chaude [28]. Grâce à l'effet combiné de la saignée et de l'inertie thermique, l'efficacité des PCP permet de réduire la taille du champ géothermique comparativement à un système en boucle fermée de 49 à 78%. Cela permet de les intégrer plus facilement aux bâtiments situés dans des milieux urbains denses [10].

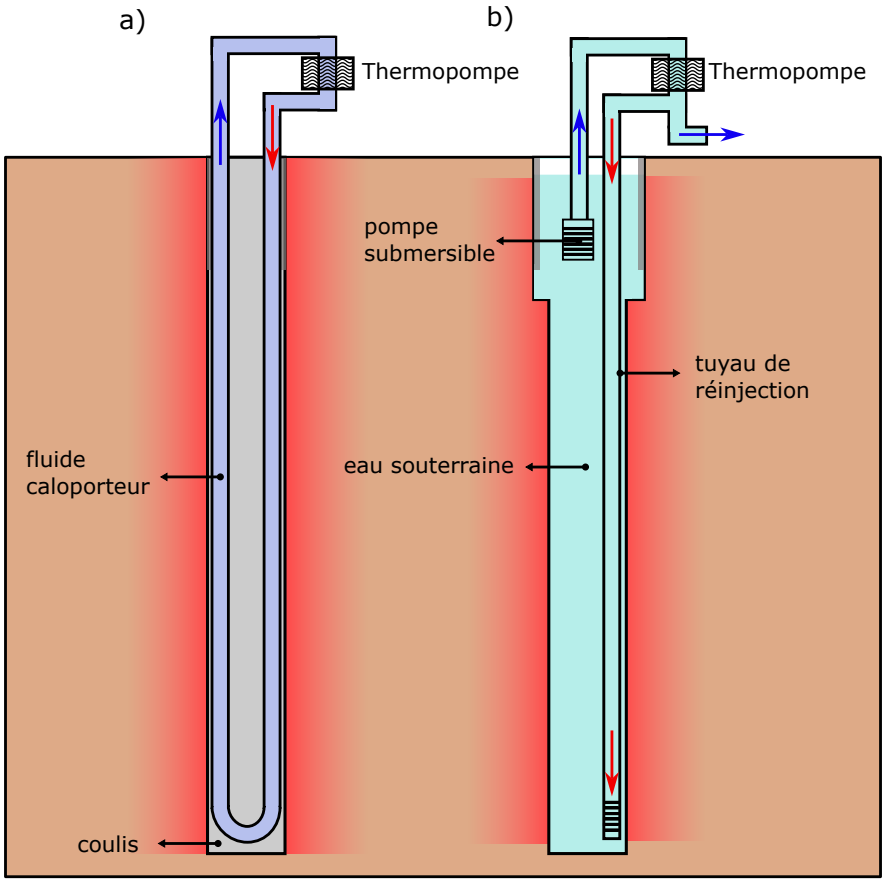


FIGURE 2.1 Échangeur de chaleur souterrain, exemple d'opération en climatisation. a) Puits en boucle fermée b) Puits à colonne permanente.

2.1.2 Mécanisme de transfert de chaleur

La compréhension des mécanismes de transfert de chaleur est essentielle pour analyser le comportement thermique des ECS. Ces mécanismes incluent la conduction, l'advection et la radiation. La conduction décrit le transfert de chaleur à travers un milieu en raison d'un gradient de température. L'advection, quant à elle, correspond au transfert de chaleur par le déplacement des molécules du fluide. Enfin, la radiation désigne le transfert de chaleur sous forme de rayonnement électromagnétique entre différentes portions d'un corps.

Pour les puits à colonne permanente, la conduction est le principal mécanisme de transfert de chaleur entre l'ECS et le milieu géologique en l'absence de saignée. Cependant, l'activation de la saignée modifie ce régime thermique, puisque le débit de pompage net stimule l'aquifère, favorisant le transfert de chaleur advectif dans les fractures du socle rocheux [10]. Rees *et al.* [28] et Robert *et al.* [29] soulignent que, même en recirculation, le gradient de pression

induit par le pompage et la réinjection peut causer la circulation de fluide entre le mur poreux du puits et la matrice poreuse du roc, ce qui entraîne un transfert de chaleur advectif.

Pour un solide homogène et isotrope dont la conductivité thermique est indépendante de la température, l'équation différentielle de la conduction de chaleur dans un solide décrit la température T au point $P(x, y, z)$ pour un temps t [30] :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right). \tag{2.1}$$

La diffusivité thermique $\alpha = \frac{k}{\rho C} = \frac{k}{C_s}$ ($\mathrm{m^2/s}$) décrit la vitesse à laquelle varie la température dans le temps en régime transitoire [31]. Elle dépend de la conductivité thermique k (W/m/K), de la capacité thermique massique C (J/kg/K) et de la masse volumique ρ ($\mathrm{kg/m^3}$). La conductivité thermique décrit la relation proportionnelle entre la différence de température ΔT résultant du transfert de chaleur q entre deux surfaces parallèles Δx [30,31] :

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial x}. \tag{2.2}$$

De manière générale, la conductivité thermique varie en fonction de la température et peut être approximée par une relation linéaire $k = k_0(1 + \beta T)$, où k_0 représente la conductivité thermique à une température donnée et β est un coefficient empirique. Cependant, quand les variations de température sont limitées, il est possible de présumer que la conductivité thermique ne varie pas avec la température [30]. La capacité thermique volumique C_s correspond à l'énergie requise pour faire varier d'un degré un mètre cube de matériau [30].

Les propriétés thermiques des matériaux géologiques dépendent de leur composition minéralogique, de la température, de la pression ainsi que de la porosité et des propriétés des fluides et gaz remplissant cette porosité. Puisque tous les fluides et gaz remplissant les pores possèdent une conductivité thermique plus faible que le roc, la conductivité thermique effective diminue avec la porosité. Dans le cas de roches sédimentaires, la conductivité thermique parallèle aux lits peut être supérieure à celle perpendiculaire à ceux-ci, allant à des ratios d'anisotropie jusqu'à 2.5 [31].

Finalement, une comparaison de plusieurs études évaluant la conductivité thermique d'échantillons de roc conduite par Eppelbaum *et al.* [31] indique que les valeurs de conductivité thermique moyenne varient significativement d'une région à l'autre et d'une étude à l'autre pour un même type de roche. L'utilisation directe des données de la littérature pour des études locales pourrait entraîner des erreurs importantes. Le tableau suivant résume des propriétés thermiques provenant de l'étude récapitulative menée par Eppelbaum *et al.* [31] et une étude

norvégienne menée sur des centaines d'échantillons [32].

Tableau 2.1 Propriétés thermiques typiques de différents matériaux géologiques. Adapté de Eppelbaum *el al* [31] et Sundberg [32].

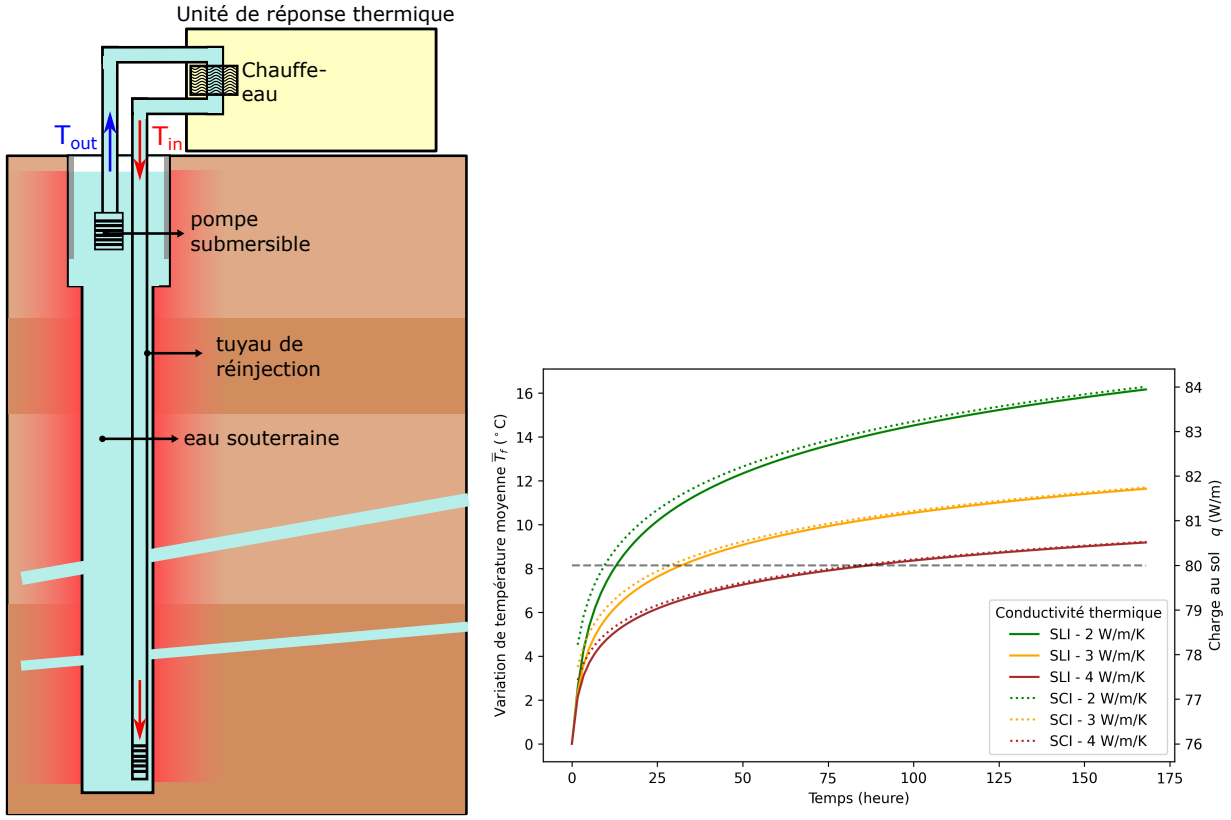
Matériau géologique	**k (W/m/K)**	**C_s (MJ/m^3/K)**
Granite	2.85–4.15	1.8–2.2
Syénite/Diorite	2.15–3.25	∼1.8–2.32
Basalte	2.25–3.55	∼2.3
Quarzite	5.35–8.10	∼2.32
Grès	2.3–6.5	2.18–2.87
Shale	1.5–3.5	2.26–2.98
Calcaire	1.5–3.3	2.18–2.98
Argile saturé	0.85–1.1	3.0–3.6
Sable, gravier saturé	1.6–2	2.5–3.2
Till	1.5-2.5	2.2-3
Eau	0.57	4.16

2.1.3 Les essais de réponse thermique

Puisque les propriétés thermiques sont spécifiques à chaque site, l'ASHRAE (*American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers*) souligne l'importance de leur caractérisation locale pour la conception de l'ECS. Ces propriétés sont généralement estimées à l'aide d'un TRT. À la suite du forage exploratoire, le TRT consiste à faire circuler une charge thermique constante dans l'ECS, tout en mesurant la variation de température du fluide caloporteur à l'entrée et à la sortie de l'ECS au cours du temps. Ces variations peuvent être également mesurées avec un système de détection de température distribuée (DTS) [33, 34]. Cette technologie repose sur l'utilisation de capteurs à fibre optique et la diffusion Raman. Le déploiement d'une fibre optique le long du puits permet d'obtenir des mesures de température à différentes profondeurs de l'ECS. Pour améliorer la précision des mesures, un bain externe de calibration peut être utilisé [35]. Comme le montre la figure 2.2a, une unité mobile est mobilisée sur le site et permet d'appliquer une charge thermique et de mesurer les températures.

La première étape du TRT consiste à mesurer la température non perturbée du milieu géologique T_0, afin de déterminer la variation thermique induite par l'essai. Un profil de température est complété dans le puits avant le début du chauffage à l'aide d'une sonde de température et permet de calculer le gradient géothermique. Cette mesure peut également être effectuée à l'aide d'un système DTS [16]. T_0 est obtenue en moyennant les valeurs mesu-

rées le long du puits, en prenant soin de corriger pour l'influence de la variation saisonnière. La seconde étape consiste à opérer le puits en recirculation afin d'homogénéiser la température dans l'ECS. T_0 peut également être estimée à la fin de cette phase de recirculation, lorsque la température est stabilisée. Enfin, la troisième étape consiste à chauffer le fluide caloporteur à une puissance de chauffage constante, tout en maintenant la recirculation.



(a) Schématisation d'un essai de réponse thermique.

(b) Exemple de variation de la température du fluide pour une charge au sol constante selon la SLI et la SCI pour une capacité thermique de 2.5×10^6 J/m^3/K et différentes conductivités thermiques à la paroi du forage.

FIGURE 2.2 Essai de réponse thermique et modélisation de la conduction de chaleur pendant l'essai.

2.1.4 Interprétation des essais de réponse thermique

Des méthodes inverses sont appliquées sur les données de température du TRT afin d'obtenir les propriétés thermiques du milieu géologique. Après l'advection, la conductivité thermique se révèle être le facteur principal influant sur l'efficacité d'un ECS [11]. Cependant, sous des charges thermiques dynamiques, la capacité thermique volumique affecte la dissipation de

la chaleur [13]. À long terme, la diffusivité thermique, qui dépend de ces deux paramètres, influence la réponse thermique de l'ECS, puisque l'étendue spatiale de la diffusion de chaleur grandit avec le temps.

Les modèles analytiques

L'interprétation de l'essai de réponse thermique afin d'estimer les propriétés thermiques est généralement effectuée à partir de modèles analytiques. Ces modèles supposent un transfert de chaleur purement conductif, dans un milieu géologique isotrope, une symétrie radiale autour de l'axe du puits, et une conduction de chaleur dans la direction de l'axe du puits [14]. Le modèle le plus commun est le modèle de la source linéique infinie par Ingersoll et Plass [36] qui décrit la température moyenne mesurée $\overline{T}_f$ (°C) en fonction du rayon du puits r_b (m) par rapport au centre du puits et du temps t (s) depuis le début du chauffage selon une charge thermique unitaire et constante q (W/m)

$$\overline{T}_f(t) = \overline{T}_0 + q(t)R_b + \Delta T(r_b, t; k_{eq}, C_{eq}, q), \tag{2.3}$$

$$\Delta T(r_b, t; k_{eq}, C_{eq}, q) = \frac{q}{4\pi k_{eq}} \int_{\frac{r_b^2}{4\alpha t}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du, \tag{2.4}$$

où α est la diffusivité thermique ($\frac{k_{eq}}{\rho C_{eq}}$) et k_{eq}, C_{eq} sont la conductivité thermique équivalente et la capacité thermique volumique équivalente de l'ECS, respectivement. R_b est la résistance effective de l'ECS qui quantifie la différence entre $\overline{T}_f(t)$ et la température à la paroi du forage. Pour les PCP, la température de l'eau circulant dans le système est beaucoup plus proche de la température du sol que pour les puits en boucle fermée, la valeur de R_b sera donc faible [12]. La figure 2.2b présente la température du fluide pour une impulsion thermique selon la source linéique infinie. La température à la paroi du forage peut être approximée par l'approximation de premier ordre du développement de Taylor de l'exponentielle intégrale

$$\Delta T(r_b, t; k_{eq}, C_{eq}, q) = \frac{q}{4\pi k_{eq}} \left(ln\Big(\frac{4\alpha t}{r_b^2}\Big) - \gamma \right), \tag{2.5}$$

où γ est la constante d'Euler (0.5772). Cette équation mène à une faible erreur d'approximation pour $t > \frac{5r_b^2}{\alpha}$. Par exemple, pour un puits de rayon $r_b = 0.075$ m, pour une conductivité thermique $k_{eq} = 2.5$ W/m/K et une capacité thermique volumique $C_{eq} = 2 \times 10^6$ J/m^3/K, on obtient un temps critique $t > 6.25$ heures. En remplaçant $\Delta T(r_b, t; k_{eq}, C_{eq}, q)$ dans l'équation 2.3, la température moyenne du fluide peut être approximée par l'équation suivante :

$$\overline{T}_f(t) = \left[\overline{T}_0 + qR_b - \frac{q\gamma}{4\pi k_{eq}} + \frac{q}{4\pi k_{eq}} \ln\left(\frac{4\alpha}{r_b^2}\right)\right] + \frac{q}{4\pi k_{eq}} \ln(t). \tag{2.6}$$

En posant la capacité thermique volumique pour une valeur type du matériau géologique, la régression de la température mesurée pendant le TRT en fonction du logarithme du temps permet d'obtenir la conductivité thermique [19]. Une puissance de chauffage stable [16, 19] ainsi qu'une durée minimale de 50 heures est nécessaire afin d'assurer une précision d'au moins ±10% sur la conductivité thermique effective [16,17]. Néanmoins, une durée de 72 à 84 heures est recommandée pour diminuer davantage l'incertitude dans la majorité des cas [17, 19]. Cette méthode d'interprétation ne permet donc pas d'obtenir la capacité volumique [18]. Raymond *et al.* [18] conduisent une analyse de sensibilité des différents paramètres thermiques sur les mesures de température avec la SLI et identifient une incertitude de 40 % sur la capacité thermique. La non-linéarité du problème inverse et de la corrélation des paramètres thermiques introduisent une incertitude supplémentaire. Malgré l'amélioration de la précision de la conductivité thermique, il reste difficile de retrouver la capacité thermique volumique [19].

D'autres alternatives à l'approximation de premier ordre de la source linéique infinie consistent à utiliser la SLI complète en prenant en compte des variations d'injections de chaleur avec le principe de superposition décrit par Eskilson [37]. Une autre approche consiste à utiliser le modèle de la source cylindrique infinie (SCI), qui devrait mieux représenter la géométrie d'un PCP. La source cylindrique [30] suppose qu'une source de chaleur est émise d'un cylindre infiniment long de rayon r_b dans un milieu avec une température initiale nulle

$$\Delta T(r, t; k_{eq}, C_{eq}, q) = \frac{q}{k_{eq}\pi^2} \int_0^\infty (e^{-\beta^2 z} - 1) \frac{J_0(p\beta)Y_1(\beta) - Y_0(p\beta)J_1(\beta)}{\beta^2(J_1^2(\beta) + Y_1^2(\beta))} d\beta, \tag{2.7}$$

où $z = \alpha t/r_b^2$ et $p = r/r_b$. Les fonctions J_0 et J_1 sont les fonctions de Bessel d'ordre 0 et 1 du premier type, tandis que Y_0 et Y_1 sont celles du deuxième type. La figure 2.2b compare l'évolution de la température à la paroi du forage pour les modèles de la SLI et la SCI. On note que les deux modèles convergent vers des valeurs similaires aux temps longs, mais que la température modélisée par la SLI est plus élevée aux temps courts.

Autres méthodes d'interprétation

Une autre approche d'interprétation consiste à estimer les paramètres à l'aide d'un modèle numérique. Le puits est alors modélisé par la méthode des éléments finis, ce qui permet de prendre en compte la géométrie spécifique de l'ECS [11, 15, 38–40]. Cela permet aussi de

considérer le profil de température le long de l'ECS [40] et les variations de puissance durant l'essai [39]. Un modèle numérique permet également d'intégrer des hétérogénéités du milieu géologique, telles que des zones fracturées, et de prendre en compte le transfert de chaleur advectif [29,38,41]. Pour les puits à boucles fermées, le modèle numérique intègre directement les propriétés thermiques ainsi que l'effet des tuyaux et du coulis. Le modèle est ensuite couplé avec un algorithme d'optimisation pour minimiser l'écart entre les températures modélisées et expérimentales [16].

La faible sensibilité de C_s aux mesures de température pendant le TRT [11,42] conduit à une résolution limitée de ce paramètre, généralement fixé lors de l'estimation [43]. En conséquence, une incertitude notable demeure associée à C_s [11, 18, 44]. Les rares tentatives d'estimation ont eu recours à des méthodes bayésiennes couplées avec un modèle de substitution à base de réseaux de neurones. À cette fin, Pasquier & Marcotte [19] ont inféré la distribution conjointe de cinq paramètres en prenant en considération la corrélation temporelle des résidus. Cela permet d'identifier la capacité volumique du sol avec une incertitude de 16.3 % pour un TRT de 168 heures sur un puits à boucle fermée. La corrélation entre les résidus a été estimée à l'aide d'un modèle exponentiel de covariance. Jacques & Pasquier [45] applique la même approche à des données expérimentales obtenues sur un PCP pour retrouver les propriétés hydrauliques et thermiques de couches hétérogènes et réussit à obtenir une incertitude de 14 % sur C_s. Malgré ces efforts, la détermination fiable de C_s demeure difficile [19].

2.2 Méthodes électriques en géophysique

Les méthodes géophysiques permettent d'imager les variations spatiales de différentes propriétés physiques de la sous-surface, telles que la vitesse sismique, la conductivité électrique, la susceptibilité magnétique et la densité, pour ne citer que quelques exemples. Elles fournissent des mesures indirectes des contrastes de propriétés géologiques à une échelle locale ou régionale, ce qui permet de réduire l'utilisation de techniques invasives et constitue un outil pour visualiser la distribution spatiale des propriétés observées sur le terrain. Dans ce contexte, l'utilisation d'une méthode géophysique sensible à la température pourrait permettre d'imager les variations temporelles de température dans le massif rocheux pendant l'essai de réponse thermique. La distribution spatiale de la diffusion de chaleur, complémentaire aux mesures directes de la température de l'eau, pourrait fournir de information significative pour l'estimation des paramètres thermiques.

2.2.1 Principe général

Les méthodes électriques se basent sur la théorie du courant continu de la conduction électrique. La loi d'Ohm stipule qu'un courant électrique I dépend directement de la différence de potentiel entre deux points ΔV selon la résistance R, soit une constante de proportionnalité indépendante du courant :

$$I = \frac{\Delta V}{R}. \tag{2.8}$$

La conductivité électrique σ (S/m) est l'inverse de la résistivité électrique ρ (Ωm). Ces deux propriétés sont intrinsèques au médium dans lequel circule le courant. La loi d'Ohm locale décrit la relation entre le champ électrique $\mathbf{E}$, la densité de courant J et la conductivité électrique d'un matériau :

$$\mathbf{E} = -\nabla V, \tag{2.9}$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} = \frac{1}{\rho}\mathbf{E}. \tag{2.10}$$

La conductivité électrique dans un médium poreux dépend des propriétés électriques de la matrice solide, de celles des constituants liquides et gazeux des pores, ainsi que de l'arrangement volumique et spatial de ces différentes phases [46].

2.2.2 Pétrophysique

La résistivité électrique des minéraux qui composent le sol et le roc varie de presque 18 ordres de grandeur. Le tableau 2.2 présente la résistivité électrique pour différents matériaux géologiques. En ignorant les minéraux métalliques conducteurs ainsi que les semi-métaux semi-conducteurs, la plupart des minéraux sont considérés comme des isolants et le transport ionique des charges se fait majoritairement par les ions dissous dans le fluide contenu dans les pores et par les ions contenus dans la double couche électrique formée à l'interface du minéral et du fluide [46].

La conductivité ionique dans le fluide dépend du transport des charges ioniques dissoutes en présence d'un champ électromagnétique. La conductivité électrique d'une solution ionique

TABLEAU 2.2 Intervalle typique de résistivité électrique pour différents types de roches et sédiments. La résistivité diminue avec la météorisation et la porosité. Adapté de Binley & Slater [46].

Matériel géologique	**Résistivité électrique (Ωm)**
Granite	$10^3 - 10^6$
Gabbro	$10^3 - 10^6$
Basalte	$10^3 - 10^6$
Quartzite	$10^3 - 10^6$
Gneiss	$10^2 - 10^6$
Dolomite	$10^2 - 10^5$
Calcaire	$10^1 - 10^4$
Gravier	$10^2 - 10^4$
Grès	$10^0 - 10^3$
Alluviaux	$10^0 - 10^3$
Shale, argile	$10^0 - 10^2$
Schiste à graphite	$10^{-1} - 10^2$

peut être décrite par la relation de Nernst-Einstein :

$$\sigma_i = \frac{\hat{n}_i \hat{Z}_i^2 e^2}{6\pi\eta r_i}, \tag{2.11}$$

qui dépend de la viscosité du fluide η ainsi que des caractéristiques d'une espèce d'ion en fonction du rayon de Stokes r_i et de la valence $\hat{Z}_i$. L'équation 2.11 peut être réécrite sous cette forme :

$$\sigma_i = \frac{D_i \hat{Z}_i^2 e^2 N_A c_{(c)i}}{k_b T}, \tag{2.12}$$

qui dépend de la concentration de l'ion $c_{(c)i}$, du coefficient de diffusion dans le fluide D_i et de la température T. k_b est la constante de Boltzmann et N_A est le nombre d'Avogadro [46]. Pour des températures inférieures à 200 $°C$, la conductivité électrolytique augmente avec la température en raison de la diminution de la viscosité de l'eau [46], tel que décrit dans l'équation 2.11. Pour les gammes de température de l'eau souterraine, l'influence de la température sur le coefficient de diffusion est donc plus importante que la relation inversement proportionnelle décrite dans l'équation 2.12 [46]. Pour des températures en dessous de 100 $°C$, la conductivité de l'eau peut être corrigée avec la relation suivante :

$$\sigma_i(T_{ref}) = \frac{\sigma_i(T)}{1 + \alpha_T(T_{ref})}, \tag{2.13}$$

où α_T est un coefficient empirique à une température de référence T_{ref}, qui a une valeur typique comprise entre 0.02 et 0.025 K^{-1} à 25 °C [46].

La conduction de surface provient de l'interaction entre la surface chargée des minéraux et l'eau interstitielle. En prenant exemple sur le quartz, le minéral le plus abondant dans les sédiments, une charge négative nette se crée à sa surface en réaction à l'eau souterraine. En réponse, des cations se lient à sa surface au-delà de laquelle se forme une zone diffuse, plus riche en ions, dont la concentration diminue à mesure qu'on s'éloigne de la surface du minéral. La conduction de surface se produit dans cette structure, connue sous le nom de double couche électronique [46]. Cette réaction est présente à la surface de tous les minéraux, mais est plus importante chez les argiles [46].

En supposant que la phase solide du médium poreux est isolante, la conductivité électrique totale σ_b dépend de la conduction ionique causée par la conductivité électrolytique σ_{el} et de la conduction de surface causée par le déplacement des ions dans la double-couche électronique σ_{surf} :

$$\sigma_b = \sigma_{el} + \sigma_{surf} \tag{2.14}$$

La conduction électrolytique dans un médium poreux est quant à elle décrite par la loi d'Archie [47] :

$$\sigma_{el} = \phi^m \sigma_w S_w^n = \phi_{eff} \sigma_w S_w^n. \tag{2.15}$$

Celle-ci est fonction de la conductivité de l'eau σ_w, de la saturation S_w, d'un exposant de saturation (n), dont la valeur $n = 2$ est généralement posée, et de la porosité effective (ϕ_{eff}) qui dépend de la tortuosité et de la connectivité des pores La conduction de surface est additive à la conduction électrolytique, ajoutant une complexité à l'interprétation des données géophysiques. L'importance relative de la conduction de surface augmente à faible salinité (< 0.2 S/m) ainsi qu'avec la concentration en argile et devient négligeable à des salinités élevées (> 1 S/m) [46, 48]. La relation suivante de Waxman & Smith [49] décrit la contribution de l'argile à la conductivité électrique mesurée :

$$\sigma_b = \frac{1}{F}(S_w^2 \sigma_w + \hat{B} Q_v S_w) \tag{2.16}$$

avec Q_v la capacité d'échange cationique. $\hat{B}$ est fonction de la conductivité du fluide et de la mobilité des ions. Ce dernier dépend de la température et illustre les effets de la chimie du fluide sur la conductivité de surface [46].

La relation entre la conductivité électrique totale et la température peut être décrite par deux modèles distincts. Le premier est le modèle exponentiel décrit par la loi d'Arrhenius :

$$\frac{\sigma_T}{\sigma_{25}} = e^{\frac{-A}{R}(\frac{1}{T}-\frac{1}{298})}, \tag{2.17}$$

où A est l'énergie d'activation de la conduction, R est la constante universelle des gaz parfaits, T est la température en Kelvin, σ^T et σ^{25} sont les conductivités électriques à la température T et à 25 $°C$ [50]. Le second modèle est linéaire et consiste à considérer l'influence de la température sur σ_{el} et sur $\hat{B}$:

$$\sigma_{el} = \sigma_{el_{25}}[m_f(T-25)+1] \tag{2.18}$$

$$\hat{B} = \hat{B}_{25}[m_s(T-25)+1], \tag{2.19}$$

où m_f et m_s sont des coefficients empiriques. Les valeurs calibrées par Revil *et al.* [20] sur des grès argileux sont de $m_f = 0.023$ et $m_s = 0.040$ pour une plage de températures allant de 25 à 200 $°C$. Dans cette étude, l'influence de la température sur la conductivité de surface est plus importante que sur la conductivité ionique. Ainsi, pour des températures élevées, l'influence de la conductivité de surface domine la conductivité effective du grès argileux. Hayley *et al.* [21] comparent ces deux modèles pour des échantillons de till. Pour des températures entre 0 et 25 $°C$, la dépendance à la température de la conductivité électrolytique et de surface est similaire, ce qui permet d'observer une seule pente linéaire avec une valeur de m_f entre 0.018-0.022. Pour des études en géophysique de proche surface, Ma *et al.* [51] comparent différents modèles de correction de température pour des sols et recommandent le modèle de ratio pour des températures entre 3 et 50 °C avec $0.0175 < m_f < 0.025$. Plusieurs études appliquées à la géothermie de basse température dans des sédiments utilisent une valeur m_f dans un intervalle de 0.018-0.025 pour des sédiments à partir de mesures calibrées expérimentalement en laboratoire sur l'eau de la formation [22, 23, 52]. Dans le cadre d'études en géothermie de haute température, plusieurs auteurs décrivent une relation linéaire de la conductivité électrolytique et de la conductivité de surface avec la température pour des températures entre 25 et 200-220 °C pour des roches associées à des réservoirs géothermiques de haute température [26, 27, 48, 53]. Nono *et al.* [27] observent pour des roches ignées et volcaniques altérées un ratio de 0.021 - 0.0925. En utilisant l'équation 2.18, Kristinsdottir *et al.* [26] obtiennent un ratio extrapolé à 25 °C de 0.036 - 0.28 pour des roches altérées en smectite et en chlorite pour des températures entre 40 et 100 °C. Les valeurs observées dépassent

largement celles identifiées par Revil *et al.* (0,023) en ce qui concerne la contribution de la conductivité électrolytique à la variation de la conductivité en fonction de la température pour des roches argileuses. Cela implique que la contribution de la conductivité de surface à cette variation est plus importante que celle de la conductivité électrolytique [20,26,27]. Ainsi, le ratio pourrait dépasser $m = 0.023$ pour des roches argileuses même à des températures inférieures à 40 degrés.

2.2.3 Tomographie de résistivité électrique

Les méthodes électriques en géophysique permettent de caractériser la résistivité électrique d'un milieu. Dans un milieu tridimensionnel de résistivité électrique variable $\rho(x, y, z)$, la distribution du potentiel électrique due à l'injection d'un courant I par une électrode ponctuelle aux coordonnées x_c, y_c, z_c peut être décrite sous la forme de l'équation de Poisson décrite par

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\right)\left(\frac{1}{\rho}\nabla V\right) = -I\delta(x_c, y_c, z_c), \tag{2.20}$$

où $\delta(x_c, y_c, z_c)$ est la fonction de Dirac. Dans le cas d'un milieu homogène infini, la solution de potentiel aux coordonnées x_c, y_c, z_c de l'équation 2.20 est donnée par

$$V(x_c, y_c, z_c) = \frac{I\rho}{4\pi r}, \tag{2.21}$$

où $r = \sqrt{(x_p - x_c)^2 + (y_p - y_c)^2 + (z_p - z_c)^2}$. Le principe général des méthodes électriques consiste à injecter un courant entre deux électrodes (identifiées comme A et B) et à mesurer la différence de potentiel entre deux autres électrodes (identifiées comme M et N). Par le principe de superposition, le voltage mesuré entre les électrodes MN lors de l'injection d'un courant entre les électrodes AB peut être décrit par l'équation suivante :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{4\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right), \tag{2.22}$$

où les dénominateurs sont les distances entre les électrodes. Le ratio de la différence de potentiel sur le courant injecté donne la résistance R. La résistivité électrique est obtenue en multipliant la résistance par un facteur géométrique qui dépend de la configuration des électrodes et de la géométrie du milieu. La résistivité apparente ρ_a est alors la résistivité équivalente pour un milieu homogène [46] :

$$\rho_a = RK = \frac{\Delta V}{I}K, \tag{2.23}$$

où K est un facteur intégrant la géométrie du quadripôle d'électrodes. Dans le cas d'un milieu hétérogène, l'équation suivante ne s'applique pas directement. Puisque l'équation différentielle 2.20 est non linéaire, la résistivité électrique mesurée dépend du facteur géométrique, qui varie en fonction de la distribution des lignes de courant dans le sol, elle-même influencée par la résistivité vraie du sol. Pour caractériser la distribution de la résistivité électrique dans un milieu, la tomographie de résistivité électrique (ERT) peut être utilisée. Cette technique consiste à obtenir une section transversale du sol en variant l'espacement et la position des électrodes le long d'un même axe. Des mesures plus sensibles à grande profondeur sont obtenues en augmentant l'espacement entre les électrodes, tandis que le déplacement latéral des électrodes permet d'identifier les variations de résistivité sur le plan horizontal. La sensibilité des mesures dépend de la configuration du quadripôle. Par exemple, la configuration de Wenner possède une bonne résolution verticale pour une structure horizontale, la configuration de Schlumberger possède une résolution verticale légèrement plus faible pour des structures horizontales que la configuration de Wenner. La configuration Dipôle-Dipôle possède une réponse plus importante aux variations latérales de résistivité [54]. Ces géométries ainsi que la contribution à leur signal pour un sol homogène sont présentées à la figure 2.3. Les données brutes sont représentées sous forme de pseudo-section, ce qui permet de visualiser la résistivité apparente en fonction de l'espacement entre les quadripôles. Des méthodes inverses sont utilisées pour minimiser l'écart entre les données modélisées et mesurées et pour obtenir un modèle de résistivité réaliste qui reproduit les données observées.

L'ERT permet de visualiser, en deux ou trois dimensions, des structures présentant des contrastes de résistivité électrique causés par la variation de paramètres physiques, tels que la porosité, la teneur en eau et la composition minéralogique, ainsi que la variabilité spatiale de ces paramètres. L'interprétation des données de résistivité est généralement appuyée par des modèles géologiques [55], des échantillons et des analyses locales [56–58], ainsi qu'avec d'autres méthodes géophysiques complémentaires [55, 56]. L'ERT s'avère un outil pour caractériser des zones de failles ou des zones minéralisées [57], pour imager la géométrie et la position potentielle de cavités et de karst dans du calcaire [59] et pour localiser des structures enfouies dans des sites archéologiques [60]. En géotechnique, l'ERT peut être utilisée pour déterminer la profondeur du roc, pour visualiser la continuité spatiale de propriétés géotechniques, telle que la résistance du sol à la pénétration [57], ou encore pour évaluer la stabilité et la géométrie des glissements de terrain [61]. En hydrogéologie, la distribution de la résistivité électrique peut être corrélée à la structure géologique et à la teneur en eau, constituant un outil complémentaire pour localiser les ressources en eau souterraine [58]. En environnement, l'ERT permet d'imager des contaminants présentant des contrastes de résistivité avec l'eau

de l'aquifère [62]. Enfin, en raison du contraste de résistivité entre les sols gelés et non gelés, l'ERT est également utilisé pour les études de caractérisation du pergélisol [56].

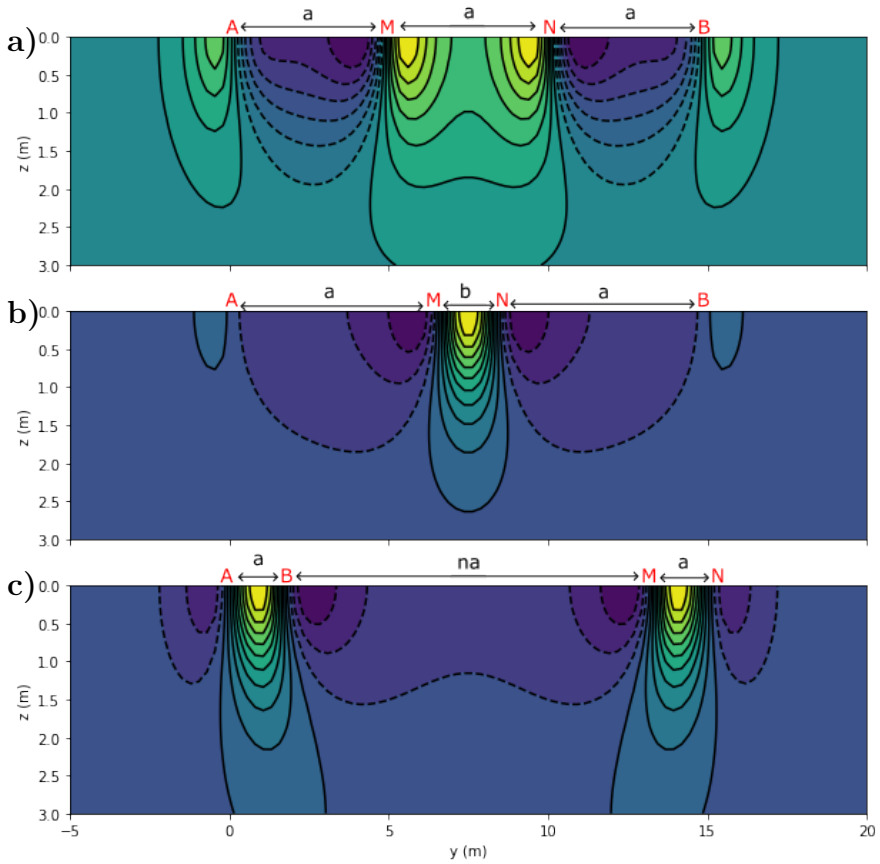


FIGURE 2.3 Contribution au signal des géométries a) Wenner b) Schlumberger c) Dipole-Dipole pour des électrodes d'injection A et B et de potentiel M et N. Les couleurs représentent la contribution relative à la différence de potentiel mesuré pour un milieu homogène et les lignes pointillées représentent des valeurs négatives. Adapté de Barker [54]

Comme le présente la figure 2.3, le signal diminue avec la profondeur. Ainsi, les mesures de surface sont limitées quant à leur profondeur d'investigation. Avec la présence d'un puits sur le terrain, des configurations surface-forage permettent de combiner des électrodes placées à la surface et en forage afin d'accroître la sensibilité en profondeur. Le quadrupôle peut être séparé en deux puits afin d'effectuer des mesures forage-forage en présence de plusieurs puits, afin d'améliorer la résolution entre ces deux puits en profondeur. Cependant, l'influence de la déviation des forages, du diamètre du puits et du fluide présent sur les mesures, en plus des artéfacts d'inversion et de l'effet 3D complexifie le traitement [63, 64].

2.2.4 Diagraphie électrique

Une autre méthode permettant de mesurer la résistivité électrique avec une haute résolution à proximité de la paroi du forage est la diagraphie électrique. La diagraphie électrique consiste en la prise de mesure le long d'un forage à l'aide d'électrodes contenues dans une sonde fermée. La prise de mesures est localisée sous le tubage métallique et dans l'eau ou dans la boue de forage afin d'assurer le contact électrique avec la formation géologique. La sonde est généralement placée au fond du forage et la prise de mesures en continu est effectuée en tirant la sonde vers le haut à une vitesse constante propre à sa fréquence d'acquisition.

Historiquement, le développement de la diagraphie électrique s'inscrit à des fins de caractérisation de réservoirs pétroliers. L'objectif est de détecter les contrastes de résistivité entre des sables saturés en hydrocarbures et ceux saturés en eau, ainsi que d'identifier la présence de lit de shale [65, 66]. Cet intérêt a donné lieu à plusieurs études, parmi lesquelles la plus célèbre est celle d'Archie [47] (équation 2.15) qui décrit empiriquement la relation entre les mesures de diagraphie électrique et la porosité ainsi qu'avec la saturation en eau et en hydrocarbures. Néanmoins, la résistivité mesurée par ces sondes ne reflète pas directement celle de la formation. Elle reflète la contribution de la résistivité de l'eau ou de la boue de forage selon le diamètre du puits et l'invasion de boues de forage dans la formation. Pour retrouver la résistivité de la formation, une correction est appliquée à l'aide d'abaques [65, 66].

La configuration *short-normal* est la plus simple des sondes de diagraphie électrique et consiste en une électrode d'injection A et une électrode de mesure M contenues dans une sonde fermée avec deux autres électrodes de courant et de potentiel placées en surface. La sensibilité de la sonde *short-normal*, possédant un espacement de 16 pouces entre ses électrodes en forage, à ces différentes contributions est plus élevée que celle de la sonde *long normal*, possédant un espacement de 64 pouces. La sonde latérale améliore la délimitation des couches en ajoutant deux électrodes de potentiel supplémentaires dans le forage. Cela permet de concentrer les mesures de potentiel sur la formation entre ces deux électrodes [65, 66]. Puisque la sensibilité et la profondeur d'investigation de ces trois sondes diffèrent, leurs mesures sont conjointement affichées sur les logs de forage et leur analyse qualitative est généralement suffisante.

Les sondes *laterologs* permettent d'incorporer de nombreux ajustements afin d'optimiser la distribution des lignes de courant, telles que la focalisation du courant et la focalisation sphérique. Le principe de base de la focalisation du courant consiste à ajouter des paires d'électrodes de courant dont le potentiel correspond au potentiel de l'électrode centrale. L'absence de différence de potentiel favorise l'injection du courant perpendiculairement au forage, dans la formation, tout en minimisant le flux de courant dans la boue de forage. La focalisation

sphérique consiste à ajouter des paires d'électrodes dont la position et la différence de potentiel modifient les lignes de courant, de sorte à obtenir des lignes de courant équivalentes à celles d'un milieu infini, éliminant l'effet du puits [65]. Le *High Definition Lateral Log* est composé d'une électrode de courant et de 18 électrodes placées en dessous à différents espacements. Huit électrodes mesurent le potentiel en plus de 16 mesures additionnelles entre des paires d'électrodes consécutives. La variation de la sensibilité entre les espacements en plus des mesures latérales le long de la sonde permet d'effectuer une inversion pour retrouver le diamètre du puits, la résistivité de la zone envahie et la résistivité de la formation avec une erreur de 15 % sur les valeurs de résistivité [67]. Des configurations d'électrodes similaires peuvent être utilisées pour des mesures en forage et doivent aussi considérer l'effet du chemin préférentiel du courant dans l'eau conductrice du puits.

Les diagraphies électriques sont généralement complétées par des diagraphies gamma et neutrons. Les mesures gamma permettent de mesurer la radioactivité naturelle des formations, qui est plus élevée dans les lits de shale ou de potasse. Les mesures neutrons sont sensibles au contenu en hydrogène de la formation, qui peut se retrouver sous forme d'eau ou d'hydrocarbures dans les pores. Elles fournissent une mesure secondaire de la porosité [65]. La figure 2.4 présente un exemple de diagraphie sur un PCP, incluant de nombreuses mesures complémentaires aux données électriques. L'inversion des diagraphies répond à la tentative d'améliorer l'interprétation quantitative des diagraphies électriques. Par exemple, les données de résistivité corrigées pour l'effet du forage et des boues d'infiltration sont inversées à l'aide d'un modèle unidimensionnel pour retrouver l'emplacement de couches horizontales considérées comme infinies [68]. Les données de résistivité obtenues par les sondes *short-normal* et *long-normal* peuvent être conjointement inversées afin de profiter de la sensibilité des deux espacements. Goswami *et al.* [69] utilisent les données conjointes afin d'inverser pour le diamètre du forage ainsi que pour la résistivité de la zone envahie et de la zone non envahie à l'aide d'un modèle analytique. Ces données peuvent être inversées à l'aide de la méthode des éléments finis pour résoudre un modèle 2D axisymétrique le long d'un puits. Cette approche améliore la résolution par rapport à un seul espacement et permet de prendre en compte les variations spatiales, elle peine toutefois à obtenir la résistivité réelle de la formation [70]. En effet, la diagraphie offre la possibilité de corréler des analyses ponctuelles de débris ou de carottes de forage et d'évaluer leur continuité verticale. Elle facilite également la corrélation des caractéristiques géophysiques *in situ* avec les relevés géophysiques effectués à la surface [71]. Dans un contexte de caractérisation de réservoir, la diagraphie aide à déterminer le type de roche, à identifier les fractures, à évaluer les hydrocarbures en place ainsi qu'à identifier les variations de porosité [65].

Lors de l'exploration d'un réservoir géothermique à haute température, l'association des

informations issues de la diagraphie et de l'analyse de carottes offre la possibilité d'identifier des tendances d'altération basées sur la profondeur qui ne seraient pas détectables avec des études séparées [71]. En hydrogéologie, la concentration totale des solides dissous dans l'eau souterraine d'un aquifère peut être évaluée en se basant sur la résistivité de l'eau mesurée par diagraphie électrique ainsi que sur la porosité, généralement déterminée grâce à la diagraphie neutron [72, 73]. Cela permet d'obtenir des informations ponctuelles sur la qualité de l'eau, aussi pertinentes pour la délimitation d'intrusions d'eau saline [74].

Similairement au principe de sonde de diagraphie, des électrodes peuvent être installées directement dans le forage afin de réaliser des mesures électriques à partir d'un même puits. En utilisant une géométrie dipôle-dipôle dans un même forage et en augmentant l'espacement entre les électrodes, Tsourlos *et al.* [75] démontrent qu'il est possible d'imager en 2D la formation autour du puits. La géométrie pole-pole consiste à placer une électrode de courant et une électrode de potentiel à une distance considérée comme infinie. Elle correspond ni plus ni moins à la géométrie des sondes normales. Pour que cette approximation soit valide, les électrodes doivent être placées à une distance au moins 20 fois supérieure à l'espacement entre les deux autres électrodes, afin de garantir une erreur inférieure à 5 %. En raison de la grande distance entre les électrodes, un bruit tellurique plus important peut se produire. C'est pourquoi cette configuration est généralement utilisée pour de faibles espacements d'électrode [76]. Le contact entre les électrodes et le milieu géologique peut être amélioré en plaçant les électrodes en forage à l'extérieur d'un tubage de PVC [75, 77] ou utilisent des électrodes en forme d'anneaux [64] afin d'assurer le contact entre les électrodes et le milieu géologique.

En conclusion, la diagraphie électrique procure des données de haute résolution verticale sensibles aux formations proches d'un puits. Cette méthode, généralement utilisée pour obtenir des logs de résistivité, sert d'outil pour identifier les différentes unités géologiques le long du puits. La diagraphie permet d'estimer la continuité spatiale d'analyses ponctuelles provenant d'échantillons de débris de forages ou de carottes de forages. De plus, en utilisant différentes configurations d'électrodes et espacements, il a été démontré que cette technique peut aussi fournir une imagerie radiale de la résistivité. Cependant, les mesures demeurent sensibles à la géométrie du forage et la profondeur d'investigation reste limitée par la conductivité du fluide du forage. Cela signifie que la diagraphie électrique est principalement utile pour des études localisées. En comparaison, l'ERT permet de cartographier les variations de résistivité dans les directions horizontales et verticales, permettant d'imager le sous-sol en deux ou trois dimensions. Cela permet d'imager la continuité des structures géologiques ou des propriétés du sol sur une plus grande échelle spatiale que la diagraphie. Conséquemment, elle est un outil indispensable dans de nombreux domaines. Cependant, la résolution diminue rapidement avec la profondeur pour des études en surface et la résolution des mesures forage-forage

demeure généralement inférieure à celle de la diagraphie. Dans le cadre de cette étude, une approche hybride est explorée, combinant une géométrie pole-pole inspirée de la diagraphie électrique incluant des mesures réalisées à différent espacement d'électrode dans le forage, à l'image des protocoles utilisés en ERT. Cette configuration vise à imager les variations de résistivité autour du puits, en tirant avantage de la résolution de la diagraphie et de l'imagerie de l'ERT.

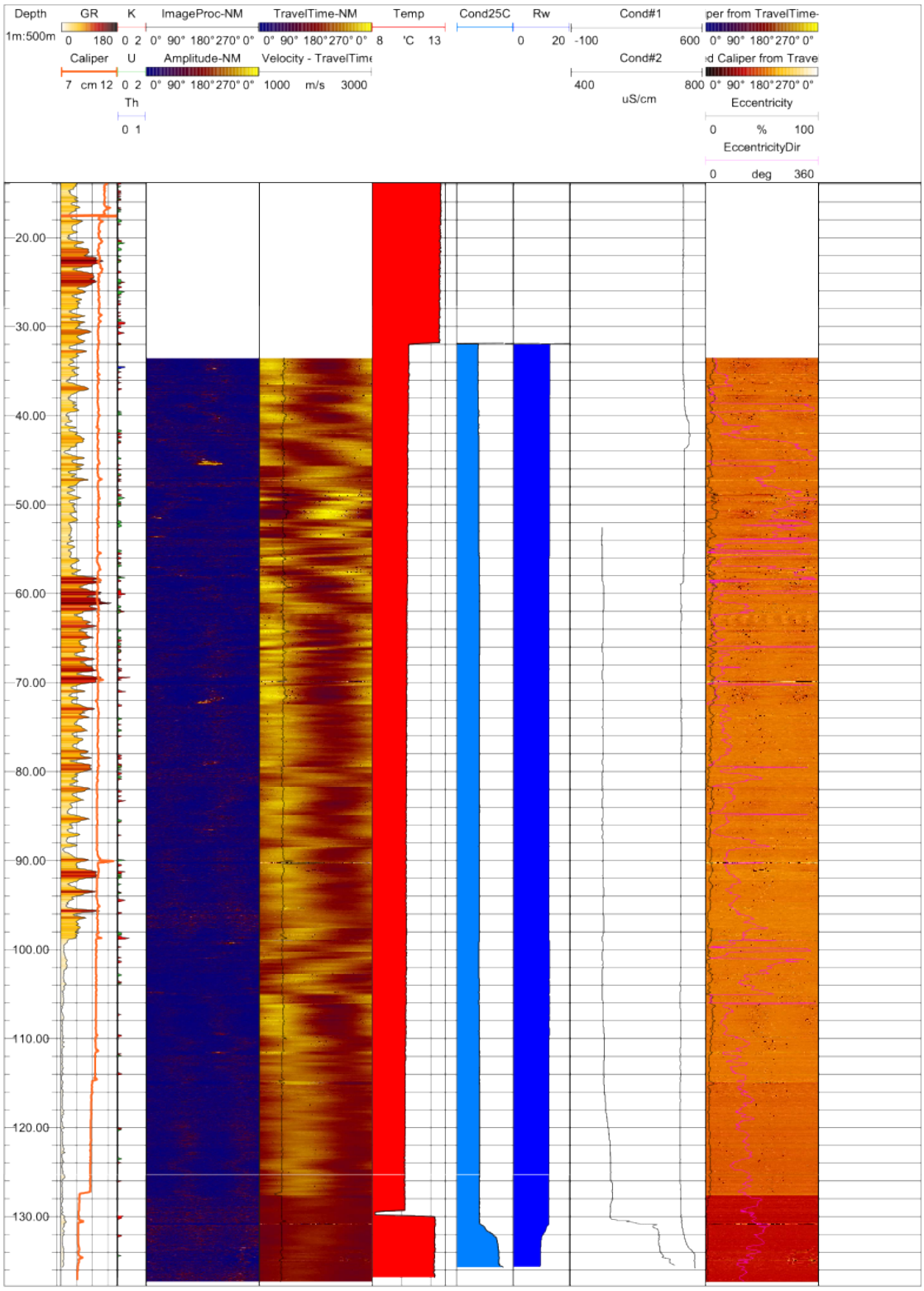


FIGURE 2.4 Exemple de diagraphie complète sur un PCP (Chaire de recherche en géothermie sur l'intégration des puits à colonne permanente dans les bâtiments institutionnels).

2.2.5 Suivi temporel de la résistivité électrique

L'utilisation de la résistivité électrique en suivi temporel permet d'imager l'évolution spatiale de phénomènes physiques affectant la résistivité électrique, tels que la saturation, la composition du fluide interstitiel, les propriétés de la matrice solide, la température et les matériaux organiques. La variation de la résistivité en relation avec une mesure initiale provient souvent de la variation d'un seul de ces facteurs dans le temps. Dimech *et al.* [78] proposent une revue de la littérature sur les principales applications du suivi temporel par ERT. Ils classifient 651 études menées entre 1991 et 2020 en quatre catégories principales : la surveillance hydrogéothermique, environnementale, de contamination et géotechnique. L'ERT en suivi temporel permet de cartographier ces phénomènes afin de mieux comprendre leur impact sur l'environnement et d'implémenter des mesures de gestion adaptées.

Le suivi hydrogéologique consiste à imager la variation temporelle de la teneur en eau et de la conductivité électrolytique, causées par l'écoulement de l'eau dans des milieux poreux [79] ou fracturés [78–80]. De manière similaire, le suivi géothermique a pour but de caractériser l'évolution spatio-temporelle de la température grâce à son impact sur la conductivité électrique (eq. 2.18 et eq. 2.19) [22, 23, 81]. Le suivi environnemental, quant à lui, s'intéresse à l'évolution de panaches présentant un contraste avec la conductivité électrolytique de l'aquifère, tels que les contaminants provenant de sites d'enfouissement ou de milieux miniers et les intrusions d'eau salée dans des aquifères d'eau douce [78, 80]. Le suivi géotechnique couvre des phénomènes dynamiques, tels que l'évolution du gel et du dégel du pergélisol [82], la variation de la teneur en eau liée à la stabilité des glissements de terrain [61], ainsi que la surveillance des infrastructures. Par exemple, des changements de résistivité au fil du temps peuvent indiquer des phénomènes d'érosion ou une accumulation anormale d'eau [78]. Enfin, le suivi écologique s'intéresse aux effets de la végétation et des gaz sur l'environnement. Il permet de décrire la dynamique de l'eau autour des plantes, en particulier grâce aux variations de teneur en eau [83]. Concernant les gaz, dont la résistivité est souvent considérée comme infinie, l'ERT permet de détecter et de suivre leur migration dans des contextes tels que les sites d'enfouissement, l'extraction de pétrole ou la séquestration du dioxyde de carbone [84].

2.2.6 Mise en œuvre sur le terrain et estimation d'erreur

La planification d'une campagne de terrain ERT-temporel nécessite de prendre en compte le caractère spatial et temporel du phénomène étudié. Du côté spatial, la configuration des électrodes et de leur espacement doit être considérée. Ces éléments influencent la surface investiguée et la résolution spatiale, soit la capacité à détecter des anomalies de résistivité de petite taille. La résolution spatiale est choisie en fonction des dimensions minimales des

hétérogénéités investiguées dans le cadre de l'étude. Du côté temporel, la durée du suivi ainsi que la résolution temporelle doivent être considérées. Elles influencent notamment la fréquence des mesures électriques et la durée du protocole d'acquisition. Ce dernier regroupe l'ensemble des mesures effectuées pour chaque pas de temps. Chaque protocole est considéré comme étant réalisé à un instant ponctuel, impliquant que le phénomène observé n'évolue pas au cours de la mesure [78]. L'estimation de l'erreur constitue une étape essentielle dans le traitement des données d'ERT afin de filtrer les mesures de mauvaise qualité et d'évaluer leur incertitude. Des mesures complémentaires réalisées sur le terrain permettent d'améliorer la précision de cette évaluation. Tout d'abord, certains appareils commerciaux permettent de mesurer directement la résistance de contact afin de filtrer les mesures affectées par des électrodes défectueuses [78]. Lors de la prise des mesures, ces appareils permettent aussi de mesurer l'erreur de sommation, qui représente l'écart-type entre la répétition successive des mêmes mesures. La minimisation de cette erreur contribue à améliorer la qualité des données acquises sur le terrain. Toutefois, en raison de sa faible amplitude et de sa faible variabilité, elle ne permet pas la pondération des données lors de l'inversion [85]. L'erreur réciproque est une autre manière de quantifier l'erreur. Si R_f est la mesure directe de la résistance pour un quadrupôle, R_r est la mesure réciproque obtenue en inversant les électrodes de courant et de potentiel. Par réciprocité, ces deux valeurs devraient être identiques et l'erreur réciproque est définie comme :

$$|e| = \frac{||R_f| - |R_r||}{2} \tag{2.24}$$

Une revue de la littérature réalisée par Tso *et al.* [85] sur l'analyse des erreurs en ERT met en évidence l'importance de l'erreur réciproque comme indicateur de qualité des données. Les auteurs insistent sur la nécessité de prendre des précautions pour limiter les effets de polarisation des électrodes en évitant de mesurer un potentiel sur une électrode ayant récemment servi à l'injection de courant.

2.2.7 Problème inverse

Le problème direct consiste à appliquer un modèle physique G sur des paramètres connus $\mathbf{m}$ afin d'obtenir le jeu de données simulées $\mathbf{d}$:

$$G(\mathbf{m}) = \mathbf{d}. \tag{2.25}$$

En résistivité électrique, $\mathbf{m}$ décrit généralement la distribution spatiale de la résistivité dans le milieu géologique, tandis que $\mathbf{d}$ correspond aux potentiels électriques mesurés, qui peuvent être traduits ensuite en résistivité apparente selon l'équation 2.23. En l'absence de solution

analytique, ces potentiels sont obtenus en solutionnant l'équation différentielle du potentiel électrique (eq. 2.20) par modélisation numérique (typiquement par différences ou volumes finis), dans laquelle un modèle numérique est discrétisé en maillage. La figure 2.5 présente deux maillages axisymétriques utilisés dans le cadre du projet, générés par la méthode des volumes finis à l'aide de la librairie Python `Simpeg` [86]. Le premier maillage, plus fin, comporte 453 600 éléments et le deuxième maillage, plus grossier, en compte 115 200. La taille des éléments augmente de façon logarithmique vers le haut et le bas de la grille, ainsi que radialement. Des conditions frontières de type Dirichlet, imposant un potentiel nul, sont utilisées aux limites du domaine. Dans le cadre d'un levé de type pole-pole en forage, cela permet de placer les électrodes de référence à une distance équivalente à l'*infini* par rapport aux électrodes en forage, qui sont placées au centre de la grille. L'adéquation de la taille des éléments est évaluée en comparant le potentiel généré par l'injection de courant dans une électrode centrale à la solution analytique pour le cas pole-pole dans un milieu homogène [46] :

$$V = \frac{I}{4\pi\sigma\sqrt{r^2 + z^2}}, \tag{2.26}$$

où r est la distance radiale de la source et z la distance verticale. La figure 2.6 illustre le potentiel obtenu pour les deux maillages ainsi que la solution analytique. L'erreur relative est de 0.13 % pour le maillage fin et de 0.5 % pour le maillage grossier.

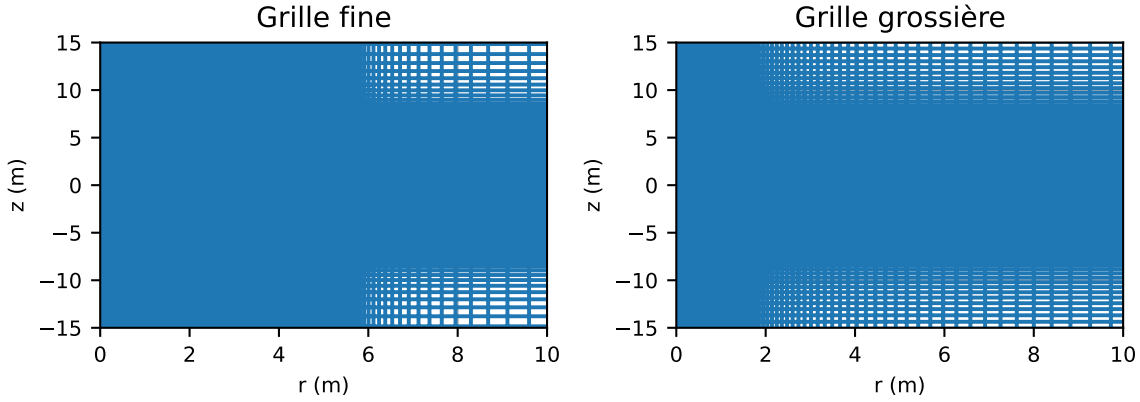


FIGURE 2.5 Exemple de maillage utilisé dans le cadre du projet.

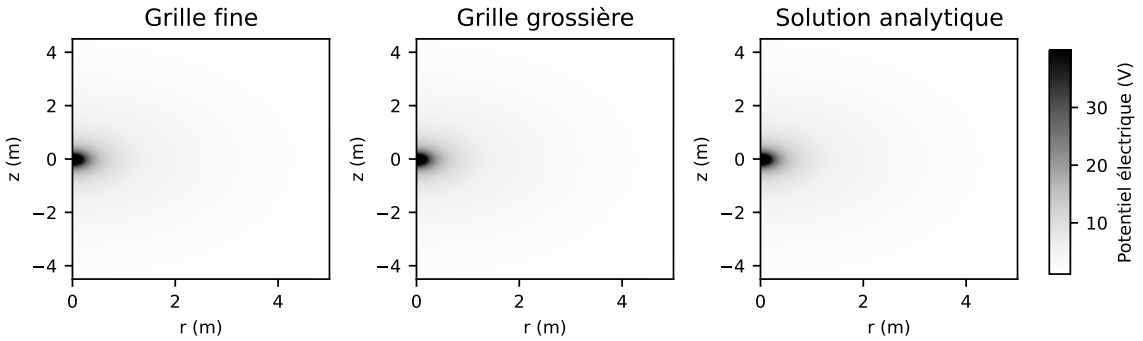


FIGURE 2.6 Potentiel électrique généré par l'injection de courant dans une électrode centrale au maillage (z=0, r=0) pour une géométrie pole-pole dans un milieu homogène et infini. Le courant injecté est de 1 A et la résistivité électrique homogène du milieu est de 1 Ωm.

Dans les faits, la distribution réelle de la résistivité électrique est inconnue, et doit être inférée à partir des données mesurées. Le problème inverse consiste à déterminer $\mathbf{m}$ à partir des données observées. Dans une approche déterministe, ce problème est résolu en minimisant de manière itérative une fonction objective Φ, qui est généralement exprimée sous forme de norme L2, qui quantifie l'écart entre les données simulées et les données observées :

$$\Phi = \|W_d \left(\mathbf{d} - G(\mathbf{m})\right)\|^2 , \tag{2.27}$$

où W_d est la matrice de poids qui prend en compte l'incertitude sur les données. La norme L1 peut aussi être utilisée, rendant l'inversion moins sensible aux données aberrantes [78].

L'approche bayésienne peut être utilisée afin de résoudre le problème inverse. Cette dernière suppose que le modèle est une variable aléatoire et que la solution est une distribution probabiliste des paramètres du modèle. À l'aide du théorème de Bayes, on cherche à évaluer la distribution conditionnelle a posteriori des paramètres du modèle en fonction des données, notée $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$. L'approche bayésienne permet d'incorporer de l'information sur le modèle, exprimée par une distribution a priori $p(\mathbf{m})$. La distribution a posteriori décrit le modèle obtenu à partir des données, en combinant la vraisemblance $p(\mathbf{d}|\mathbf{m})$, construite à partir du modèle direct $\mathbf{G}(\mathbf{m})$, et de la distribution a priori [87]. La distribution a posteriori est donnée par :

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) \; \alpha \; p(\mathbf{d}|\mathbf{m})p(\mathbf{m}). \tag{2.28}$$

En supposant que l'a priori et la vraisemblance suivent une distribution gaussienne multivariée, l'a priori peut être définie depuis une moyenne a priori $\mathbf{m}_{\text{prior}}$ et d'une matrice de

covariance $\mathbf{C}_M$ permettant d'inclure des informations connues sur le modèle :

$$p(\mathbf{m}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}}\right)^{\top}\mathbf{C}_M^{-1}\left(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}}\right)\right]. \tag{2.29}$$

La vraisemblance est décrite par

$$p(\mathbf{d}\,|\,\mathbf{m}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{d}-\mathbf{G}(\mathbf{m}))^{\top}\mathbf{C}_{\text{d}}^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{G}(\mathbf{m}))\right], \tag{2.30}$$

menant à une distribution a posteriori de la forme

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}\left((\mathbf{G}(\mathbf{m})-\mathbf{d})^{\top}\mathbf{C}_D^{-1}(\mathbf{G}(\mathbf{m})-\mathbf{d})+\left(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}}\right)^{\top}\mathbf{C}_M^{-1}\left(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}}\right)\right)\right], \tag{2.31}$$

où $\mathbf{C_D}$ est la matrice de covariance des données. La distribution a posteriori étant une distribution probabiliste, il est possible d'identifier la valeur la plus probable de cette distribution. Ce modèle correspond au Maximum a posteriori (MAP), obtenu en minimisant l'argument d'exposant de l'équation 2.31 :

$$\min_{\mathbf{m}}\left(\mathbf{G}(\mathbf{m})-\mathbf{d}\right)^{\top}\mathbf{C}_D^{-1}\left(\mathbf{G}(\mathbf{m})-\mathbf{d}\right)+\left(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}}\right)^{\top}\mathbf{C}_M^{-1}\left(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}}\right). \tag{2.32}$$

En linéarisant le modèle non linéaire $\mathbf{G}(\mathbf{m})$ par la jacobienne $\mathbf{J}(\mathbf{m})$ autour de $\mathbf{m}$, le centre du modèle MAP $\tilde{\mathbf{m}}_{MAP}$ est obtenu par optimisation de Gauss-Newton [88] :

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n - \mu_n\left(\mathbf{J}_n^{\top}\mathbf{C}_{\text{D}}^{-1}\mathbf{J}_n+\mathbf{C}_{\text{M}}^{-1}\right)^{-1}\left(\mathbf{J}_n^{\top}\mathbf{C}_{\text{D}}^{-1}(\mathbf{G}(\mathbf{m})-\mathbf{d}_{\text{obs}})+\mathbf{C}_{\text{M}}^{-1}(\mathbf{m}_n-\mathbf{m}_{\text{prior}})\right), \tag{2.33}$$

dont la covariance a posteriori $\tilde{\mathbf{C}}_{M_{MAP}}$ est obtenue par l'équation suivante :

$$\tilde{\mathbf{C}}_{M_{MAP}} \simeq \mathbf{C}_M - \mathbf{C}_M\mathbf{J}(\mathbf{m}_{MAP})^{\top}\left(\mathbf{J}(\mathbf{m}_{MAP})\mathbf{C}_M\mathbf{J}(\mathbf{m}_{MAP})^{\top}+\mathbf{C}_D\right)^{-1}\mathbf{J}(\mathbf{m}_{MAP})\mathbf{C}_M. \tag{2.34}$$

Pour de plus amples informations quant aux méthodes bayésiennes, le lecteur est prié de se référer au chapitre 3 du livre de Tarantola [88].

2.2.8 Application à la géothermie de basse température

L'utilisation de l'ERT en géothermie de basse température découle de l'intérêt porté à l'amélioration de la conception et le suivi des systèmes géothermiques. Elle vise également à prévenir les courts-circuits thermiques et à imager et à contrôler les zones affectées thermiquement [22–24, 52, 89, 90]. Des mesures ERT ont été utilisées pour visualiser les variations de

température induites dans des dépôts meubles à faible profondeur pour les puits à boucles fermées [23, 24, 52] ainsi que pour les puits ouverts [22, 90]. À ce jour, aucun suivi électrique n'a encore été réalisé autour d'un PCP à grande profondeur.

Dans ce contexte, plusieurs études ont démontré le potentiel de l'ERT pour le suivi temporel du panache thermique. Le suivi temporel ERT en deux [22] et trois dimensions [81] a permis d'imager les variations de température du panache thermique causées par l'injection d'eau chauffée dans un puits crépiné peu profond. Giordano *et al.* [23] et Comina *et al.* [52] ont délimité la zone affectée thermiquement par un système de stockage d'énergie de puits en boucle fermée d'une trentaine de mètres de profondeur à l'aide d'une tomographie ERT en 2D et en 3D respectivement. Pour accroître la profondeur d'investigation et la résolution proche des ECS, l'ERT forage-forage peut être employée. Shariatinik *et al.* [90] ont appliqué cette méthode dans le cadre d'une expérience de traceur thermique afin d'obtenir la variabilité des paramètres hydrogéologiques. L'imagerie électrique d'un essai de traceur thermique s'avère être un indicateur pertinent pour représenter la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques d'un aquifère [81, 89]. De plus, en raison de la sensibilité de l'ERT aux variations de température sur de grands volumes, l'estimation de la température pourrait mieux refléter le stockage et la libération de chaleur dans la matrice [81]. Hermans *et al.* [91] ont comparé les températures dérivées de mesures forage-forage avec des mesures directes et ont rapporté des erreurs de 10 à 20 %, principalement en raison des effets 3D non pris en compte dans l'inversion 2D [91]. Néanmoins, ces différences sont attendues pour des mesures en surface ou forage-forage, car l'image obtenue dépend fortement de la régularisation spatiale appliquée lors de l'inversion, ce qui conduit à une sous-estimation des variations de température et à l'ajout d'incertitudes dans la définition de la géométrie du panache thermique [22, 23, 81]. Dans cette optique, l'intégration de données de température mesurées directement pourrait permettre de mieux contraindre l'inversion [52, 81]. Cependant, la conversion des sections de résistivité électrique obtenues par inversion en température repose sur l'hypothèse que la variation de conductivité associée à la température est uniquement due à la conductivité électrolytique, ce qui est typiquement valable pour un sable propre [89]. Néanmoins, chauffer l'eau de la formation peut entraîner un rééquilibre chimique dans les dépôts meubles [92], ainsi que dans les roches ignées et volcaniques altérées en phyllosilicates [48].

Peu d'études se sont intéressées à l'estimation des paramètres thermiques à partir de mesures géophysiques. En ERT, la régularisation spatiale limite la capacité à retrouver les paramètres thermiques [22] et hydrogéologiques et donne plutôt de l'information sur leur variabilité [58, 81, 90]. Ainsi, l'estimation des paramètres thermiques semble restreinte à des relations empiriques locales. À titre d'exemple, Tian *et al.* [93] utilisent des données provenant de 11 puits et obtiennent une relation empirique entre la vitesse de cisaillement mesurée par la

méthode du Sismique Multi-Mode et la conductivité thermique obtenue par TRT. Cependant, compte tenu de la quantité d'échantillons élevée et restreinte à un seul site, cette approche coûteuse n'est pas généralisable à d'autres sites. Une autre approche est proposée par Saez Blazquez *et al.* [94] qui établit une relation empirique entre la conductivité thermique et la conductivité électrique pour des échantillons provenant de diverses formations géologiques en Espagne. Sur un site d'étude, la conductivité thermique est estimée par un levé ERT, puis comparée à celle obtenue par une relation empirique locale fondée sur un levé de *Multi-Channel Analysis of Surface Waves*, aux résultats obtenus par TRT ainsi qu'aux mesures de conductivité thermique réalisées en laboratoire. Malgré une faible erreur sur les paramètres thermiques inférés par la géophysique, l'étude ne précise pas si les formations géologiques utilisées présentent des caractéristiques homogènes. La variation de la conductivité thermique au sein d'un même type de roche limite la possibilité de généraliser ces résultats à d'autres contextes géologiques [31].

2.3 Résumé

La conception d'un système géothermique requiert la connaissance précise des propriétés thermiques de la zone étudiée, en particulier la conductivité thermique et la capacité thermique volumique. Celles-ci sont généralement estimées à l'aide d'un essai de réponse thermique, qui consiste à chauffer et à faire circuler un fluide caloporteur dans l'échangeur de chaleur souterrain tout en mesurant la variation de la température au cours du temps. Les principales méthodes d'interprétation, telles que l'approximation de premier ordre de la source linéique ou des modèles thermiques plus réalistes couplés à des algorithmes d'optimisation, permettent d'estimer la conductivité thermique équivalente de la formation. En revanche, elles échouent à fournir une estimation fiable de la capacité thermique volumique. À ce jour, les tentatives ayant permis de réduire l'incertitude sur ce paramètre reposent sur l'inférence bayésienne. Ainsi, l'obtention robuste de la capacité thermique volumique demeure difficile, car ce paramètre est peu sensible aux mesures ponctuelles de température issues des essais de réponse thermique conventionnels. Les méthodes électriques en géophysique permettent d'imager la variation temporelle de la résistivité électrique, une propriété sensible aux variations de température. À de faibles températures, la relation entre la conductivité électrique et la température est linéaire et dépend d'un ratio déterminé empiriquement. L'utilisation de la tomographie de résistivité électrique pour des études géothermiques sur des puits ouverts et à boucle fermée a montré son potentiel pour détecter des variations de température à faible profondeur. Cependant, la résolution spatiale de ces méthodes ainsi que la régularisation utilisée lors de l'inversion limitent souvent la capacité de ces études à imager précisément le

panache thermique, à retrouver les températures mesurées *in situ* et à estimer les paramètres thermiques et hydrogéologiques de manière robuste. La diagraphie électrique, quant à elle, permet d'obtenir des mesures locales de résistivité électrique avec une haute résolution. Un suivi électrique mené pendant un essai de réponse thermique pourrait permettre de détecter les variations de température induites par la conduction thermique dans le massif rocheux. Ces mesures de résistivité électrique, conjointement aux mesures de température, pourraient ainsi contribuer à estimer certains paramètres thermiques de nature volumique, comme la capacité thermique volumique et le ratio conductivité/température.

CHAPITRE 3 APPLICATION EXPÉRIMENTALE D'UN ESSAI DE RÉPONSE THERMIQUE ÉLECTRIQUE

Ce chapitre traite de l'aspect pratique et expérimental du projet, dans le cadre de l'OS 1 portant sur la conception d'un protocole expérimental de mesures électriques en forage lors d'un TRT (E-TRT). Il présente d'abord le principe général de l'E-TRT et l'élaboration d'un protocole de référence, puis illustre sa mise en œuvre sur un PCP à travers deux sites expérimentaux distincts. Les données recueillies sont analysées et discutées afin de déterminer si les mesures électriques en forage sont sensibles aux variations de température d'un TRT, apportant ainsi une contribution à l'OS 3 portant sur la validation expérimentale de la méthode sur un PCP.

Tel qu'établi par la revue de littérature présentée dans le chapitre 2, l'estimation des paramètres thermiques lors d'un essai TRT présente certaines limites, notamment pour l'estimation de la capacité thermique volumique [19]. L'incertitude associée à ce paramètre est liée à sa faible sensibilité aux mesures ponctuelles de température [11]. En effet, bien que la perturbation thermique se propage dans le massif rocheux, les mesures disponibles ne fournissent que l'évolution de la température à la paroi du forage. Or, de par la sensibilité de la résistivité électrique à la température [20, 21], cette perturbation thermique induit une variation de résistivité électrique dans le massif. Les mesures ERT permettent de suivre temporellement ces variations. Ainsi, l'information spatiale ajoutée par un suivi électrique pendant un TRT pourrait améliorer la contrainte sur l'estimation des paramètres thermiques.

3.1 Protocole de l'E-TRT

Cette section présente un protocole général pour la réalisation des deux E-TRT complétés dans le cadre du présent travail. Elle commence par rappeler les principales étapes d'un TRT conventionnel, afin de fournir un cadre et des recommandations pour les différentes phases de l'essai. Les paramètres spécifiques au suivi électrique en forage sont ensuite détaillés. Pour plus de commodité, un protocole de type liste à cocher est fourni à l'Annexe A.

3.1.1 Essai de réponse thermique

La première phase d'un essai de réponse thermique est la recirculation, qui consiste à activer la pompe, sans chauffage, afin d'homogénéiser la température le long du puits. Cette phase est maintenue jusqu'à stabilisation des températures d'entrée et de sortie (T_{in}, T_{out}). La phase

de chauffage débute ensuite, où une puissance de chauffage constante P est appliquée, tout en maintenant la recirculation. La puissance de chauffage doit assurer une charge unitaire $q = P/L$ d'environ 50-80 W/m pour des puits à boucle fermée [8], et d'au moins 100 W/m pour un PCP. Dans le cadre d'un E-TRT, il est recommandé de maximiser q ainsi que la durée du chauffage afin d'amplifier la perturbation thermique. Le débit de recirculation $\dot{V}$ de la pompe est ajusté de manière à ce que la variation de température $\Delta T = T_{in} - T_{out}$ pendant le chauffage dépasse 2 °C, conformément à

$$P = \Delta T \dot{V} (\rho c_p)_f \tag{3.1}$$

où $(\rho c_p)_f$ est la capacité thermique volumique du fluide caloporteur, l'eau dans le cas d'un PCP. La phase de chauffage constitue la portion essentielle de l'essai pour l'estimation des paramètres thermiques dans le cadre de l'E-TRT, détaillée à au chapitre 4. Une phase de restitution, durant laquelle le chauffage est interrompu, mais la recirculation maintenue, peut-être ajoutée, bien qu'elle ne soit pas exploitée dans le présent travail. Enfin, dans le cas d'un PCP, une phase de saignée peut être effectuée à la fin du chauffage. Les PCP utilisant généralement une saignée comprise entre 5 et 30 % [9, 10], des valeurs similaires peuvent être adoptées lors de l'essai.

3.1.2 Suivi électrique

L'E-TRT consiste à compléter le TRT par un suivi électrique. La figure 3.1 présente le schéma conceptuel d'un E-TRT réalisé sur un PCP, configuration pouvant être adaptée à divers types d'ECS. La méthode comporte des mesures géophysiques de résistivité électrique acquises à l'aide d'un câble en forage constitué d'électrodes équidistantes, complétées par deux électrodes de surface. Des mesures de la température et de la résistivité électrique de l'eau sont requises à la profondeur du câble. Cette dernière est indispensable, puisque la réponse électrique y est fortement sensible, et son importance est détaillée au chapitre 4.

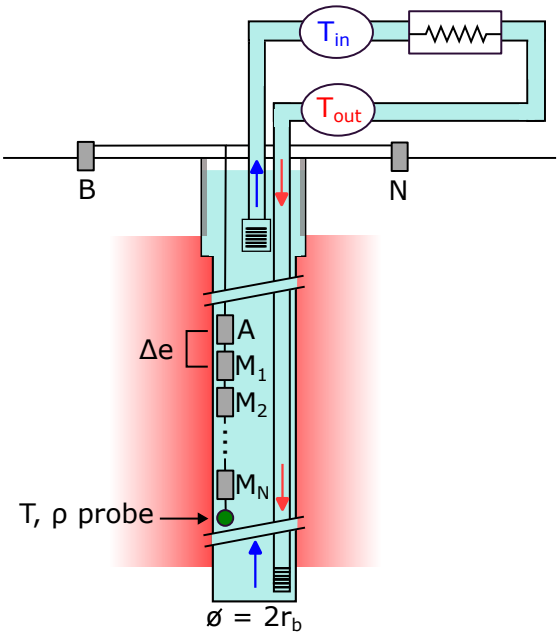


FIGURE 3.1 Schéma conceptuel du suivi électrique d'un essai de réponse thermique.

Les paramètres de conception de l'E-TRT reposent sur la sélection du nombre de paires d'électrodes N_e, de leur espacement Δe, du positionnement du câble dans le puits et de l'échantillonnage temporel électrique Δt. La géométrie des électrodes actives, situées dans l'ECS, définit la taille de la zone investiguée ($N_e \times \Delta e$) et la résolution verticale des mesures. L'utilisation d'un faible espacement, combinée à un nombre élevé d'électrodes, constitue un choix conservateur permettant de maximiser la densité d'information électrique. La pertinence de ces choix est évaluée dans le chapitre 4. Le positionnement du câble dans le puits doit correspondre à une section de longueur $N_e \times \Delta e$ correspondant à un massif rocheux avec des propriétés thermiques et électriques homogènes et isotropes. Ces informations sont déduites du forage exploratoire à partir des variations des venues d'eau et de la géologie inférée des déblais de forage, puis confirmées par une diagraphie électrique préalable. Enfin, l'échantillonnage temporel doit être suffisamment élevé pour suivre l'évolution des variations de résistivité électrique, tout en évitant un intervalle trop court qui pourrait accélérer la corrosion des électrodes et affecter la précision des mesures.

Les équipements suivants sont typiquement utilisés lors d'un ERT :

- Mesures électriques
  - Résistivimètre
  - Câble multi-électrodes
  - Deux électrodes de référence en surface

- Mesures de température
  - Système d'acquisition DTS
  - Fibre optique multimode 50/125μm
  - Bain de calibration
- Mesure de conductivité électrique de l'eau
  - Sonde LTC, placée 1 m sous le niveau de la pompe

Concrètement, les mesures électriques sont acquises grâce à un résistivimètre et la température de l'eau à la profondeur du câble est mesurée par un système DTS, qui est calibré afin d'améliorer l'exactitude et la précision des mesures [35]. La conductivité électrique est suivie à l'aide d'une sonde LTC placée sous la pompe, la recirculation permettant de considérer la conductivité homogène le long du puits. Parallèlement aux mesures continues, l'eau est échantillonnée à chaque visite de site, afin d'obtenir, en laboratoire, des mesures ponctuelles de conductivité effective (à 25 °C). Le couplage entre la température et la conductivité électrolytique m_f est ensuite déterminé par régression linéaire, en mesurant la conductivité électrique en chauffant par paliers les échantillons.

Acquisition électrique

Les mesures électriques sont réalisées selon une géométrie pole-pole, inspirée des diagraphies électriques qui permettent d'obtenir des données de haute résolution autour du puits. La séparation des électrodes de courant entre le puits et la surface contribue à limiter le passage préférentiel du courant dans l'eau conductrice du PCP. L'emploi d'un câble intégrant plusieurs électrodes équidistantes permet d'obtenir des mesures de résistivité apparente (équation 2.23) pour différents espacements des électrodes actives. Le protocole de mesure conservateur consiste à injecter un courant dans chaque électrode du puits, puis, pour chaque électrode A, à mesurer le potentiel M à toutes les autres électrodes. Toutefois, lorsque de nombreuses électrodes sont utilisées, cette stratégie augmente significativement le temps d'acquisition, ce qui peut réduire la résolution temporelle, puisque chaque protocole correspond à un instant précis.

Pendant le TRT, un ou plusieurs protocoles sont acquis à la fin de la recirculation, lorsque la température et la conductivité électrique de l'eau sont homogènes le long du puits et qu'aucune perturbation thermique n'est présente. Les mesures subséquentes, réalisées à intervalles réguliers Δt pendant le chauffage, permettent de suivre l'évolution de la résistivité en fonction de la puissance de chauffage appliquée. Le suivi électrique peut être étendu pendant les phases de saignée et de restitution.

Des vérifications complémentaires consistent à s'assurer que la tension mesurée est suffisamment élevée et à contrôler l'erreur de sommation. Idéalement, des mesures réciproques sont

réalisées à chaque protocole, en inversant les électrodes B et N à la surface. Cela permet d'obtenir suffisamment d'échantillons de mesures réciproques afin de construire un modèle d'erreur. Toutefois, selon le temps requis pour l'acquisition d'un protocole complet, il peut être plus approprié de ne réaliser les mesures réciproques qu'une fois par jour.

3.2 Mise en œuvre expérimentale des essais E-TRT

L'ensemble de ce protocole a été appliqué aux deux sites d'études présentés dans les sections 3.3 et 3.4, à Saint-Anne-des-Plaines (SADP) et à Varennes, respectivement. Cette section précise les paramètres utilisés lors des deux essais. Les paramètres importants à noter sont inclus dans le protocole à l'annexe A.

Le tableau 3.1 récapitule les capteurs et l'instrumentation utilisés, ainsi que leur précision pour le TRT et l'E-TRT. Les TRT sont généralement réalisés à l'aide d'une unité mobile, qui permet le contrôle précis du débit de recirculation, de la puissance de chauffage injectée et le suivi des températures à l'entrée et à la sortie du puits. Le niveau de l'eau dans le PCP est suivi grâce à une sonde de pression et une sonde barométrique. Dans le cadre de ce travail, en plus de la sonde LTC, la conductivité électrique de l'eau souterraine est également mesurée à l'aide d'une sonde multiparamètre Hanna H198194, connectée en parallèle à une sortie d'échantillonnage d'eau de l'unité de réponse thermique. Les mesures sont effectuées à intervalles réguliers de 5 à 30 minutes, avec un débit d'échantillonnage inférieur à 100 mL/min. Cependant, elles demeurent sensibles aux erreurs de manipulation et sont considérées comme des mesures de secours et de validation.

Le tableau 3.2 présente les propriétés des deux sites étudiés, dont la géométrie du PCP, la géologie, ainsi que les caractéristiques des E-TRT. À noter que la géométrie du câble est définie par un câble préexistant. Dans le cadre des deux essais, le Terrameter LS d'ABEM est utilisé, qui ne permet pas, par défaut, l'acquisition automatique continue et dont la consommation énergétique est relativement élevée. Une alimentation électrique sur site est donc indispensable, ce qui ne pose pas de contraintes particulières, étant donné qu'elle est également nécessaire pour l'unité de réponse thermique. Un protocole d'acquisition en continu a dû être développé, reposant sur une connexion SSH entre le Terrameter LS et un ordinateur portable. Étant donné que l'unité mobile comprend des éléments à forte puissance, le Terrameter doit être placé avec une mise à la terre à une distance importante de ces éléments, afin de minimiser l'interférence électromagnétique.

Tableau 3.1 Résumé des capteurs utilisés et de leurs caractéristiques de précision.

Capteur / Instrument	Paramètre mesuré	Précision / Résolution
TRT		
Sondes de température	Température	Précision :± 0.25 °C
		Résolution : ± 0.03 °C
Débitmètre	Débit	Précision :± 0.5 %
Sonde de pression	Niveau d'eau	Précision :± 0.5 cm
Sonde barométrique	Niveau d'eau	Précision :± 0.5 cm
E-TRT		
Résistivimètre	Résistivité électrique	Précision : 0.1 %
		Résolution : 3 nV (intégration sur 1 s)
Sonde LTC	Conductivité de l'eau	Précision 1–2 %
		Résolution ± 0.1 μS/cm
Système DTS	Température	Résolution spatiale 0.5 m
	(profil continu)	Résolution temporelle 10 min
Sonde de température	Température	Précision : ± 0.25 °C
	(calibration DTS)	Résolution ± 0.03 °C

3.3 Site I : Saint-Anne-des-Plaines

Le premier site d'études correspond à un puits exploratoire situé à l'École secondaire du Harfang, à Saint-Anne-des-Plaines (SADP), dans les Laurentides. L'équipe de la Chaire de recherche en géothermie sur l'intégration des PCP dans les bâtiments institutionnels a mené un essai de réponse thermique pour la conception d'un système géothermique utilisant les PCP [95]. Cet essai a permis de compléter simultanément le suivi électrique. Les essais se sont déroulés entre juin et juillet 2024.

Le PCP, d'une profondeur totale de 433 m, dont les principales caractéristiques sont présentées dans le tableau 3.2, traverse deux formations géologiques distinctes : la formation de Chazy, composée de calcaire cristallin, et la formation du Beekmantown, composée de dolomie [95]. Cinq grandes fractures ont été identifiées lors du forage, révélées par des variations dans les venues d'eau.

3.3.1 Essai de réponse thermique

L'unité d'essai de Polytechnique Montréal, présentée à la figure 3.2, est mobilisée sur le site pour réaliser le TRT. Cette unité consiste en une remorque thermiquement isolée, équipée d'un chauffe-eau d'une puissance nominale maximale de 26 kW, d'un débitmètre, ainsi que de sondes de température. L'essai de réponse thermique s'est déroulé en trois phases : une

TABLEAU 3.2 Résumé des propriétés du puits d'essai, de l'essai de réponse thermique et du suivi électrique pour les deux E-TRT.

Catégorie	**Propriété**	**SADP**	**Varennes**
PCP	Diamètre (cm) :		
	Puits	15.2	16.5
	Chambre de pompage	25.4	24.1
	Tuyau d'injection	5.1	5.1
	Profondeur (m) :		
	Puits	433	215
	Chambre de pompage	24	20
	Pompe	18.8	18.0
Géologie	Profondeur des fractures (m)	18, 79, 97, 177, 378	Surface
	Unités stratigraphiques	Calcaire et dolomie	Shale, siltstone, grès et calcaire
Essai de réponse thermique	Puissance de chauffage (kW)	26	24
	Débit Q (L/min)	120	105.6
	Température initiale T_0 (°C)	8.9	11.5
	Durée de la recirculation (h)	24	51.5
	Durée du chauffage (h)	115.3	256.7
	Saignée :		
	Débit (%)	1-30	3
	Durée (h)	5-29	48
	Durée de la restitution (h)	24	120
Suivi électrique	Résistivimètre :	Terrameter LS	Terrameter LS
	Courant maximal injecté (mA)	100	100
	Nombre de sommation	4	4
	Variance max (sommations) (%)	1.0	1.0
	Câble :		
	Nombre d'électrodes	32	32
	Espacement (m)	0.25	0.25
	Position (m)	210–217.75	150–157.75
	Fréquence d'acquisition (h)	2	2 - 4
	Lithologie à la position du câble	Dolomie	Mudshale

journée de recirculation à débit constant, suivi de cinq jours avec recirculation et injection de chaleur à 26 kW, puis une journée de recirculation à débit constant sans injection de chaleur avec une saignée à 32 L/minute. Les principales caractéristiques de l'essai sont présentées dans le tableau 3.2. La conductivité thermique équivalente est évaluée à 3.95 W/m/K à l'aide de l'approximation de premier ordre du modèle de la SLI et à 3.4 W/m/K à partir



FIGURE 3.2 Unité d'essai de Polytechnique Montréal mobilisée pour le TRT à SADP. Gracieuseté de Dion & Pasquier [95].

d'un modèle numérique développé dans l'environnement COMSOL Multiphysics [95].

3.3.2 Suivi électrique

Le suivi électrique est complété à une profondeur comprise entre 210 et 217.75 m, sans fracture et présentant une lithologie homogène de dolomie, selon les informations du forage [95]. Un deuxième câble électrique, composé de 32 électrodes espacées d'un mètre, est placé entre 165 et 196 m afin de caractériser l'impact d'une fracture sur les mesures électriques. Étant donné que le site d'essai est situé dans une cour d'école, les électrodes de surface ont été installées à cinq mètres de part et d'autre du puits. Des électrodes de 90 cm sont insérées directement dans l'asphalte, puis remblayées à l'aide de bentonite et d'eau pour assurer le contact électrique. Le protocole de mesure comprend 277 mesures. Neuf électrodes actives sur 32 (1, 4, 9, 13, 17, 21, 25, 29 et 32) injectent du courant, et les mesures de potentiel sont ensuite prises sur les 15 à 31 autres électrodes.

Afin de mieux caractériser l'ensemble du puits, plusieurs diagraphies électriques ont été réalisées avec les deux câbles lors des étapes de recirculation et de chauffage. La figure 3.3a montre les câbles fixés ensemble à l'aide de rubans électriques et d'attaches autobloquantes, afin d'éviter qu'ils ne s'emmêlent entre eux ou avec le matériel déjà présent dans le puits. Les deux câbles étaient connectés au Terrameter LS et la prise de mesure automatisée a été réalisée toutes les heures, en alternant les acquisitions entre les deux câbles. Cependant, toutes



(a) (b) (c)

FIGURE 3.3 Photos de l'essai de terrain à Saint-Anne-des-Plaines. a) Les deux câbles électriques sont attachés ensemble à l'aide de ruban électrique et d'attaches autobloquantes. b) Le lest est construit avec un tuyau de PVC rempli de béton. Notez la cavité formée par le câble et le lest. c) Exemple d'une électrode corrodée à la fin de l'E-TRT.

les diagraphies n'ont pas pu être réalisées, car la fibre optique tendait à s'emmêler avec le lest. La figure 3.8c montre que la connexion entre le lest et le câble crée une cavité propice à l'accrochage de la fibre. De plus, l'usage de deux câbles s'est avéré peu pratique en raison de leur poids cumulé sur 217.75 m, qui, ajouté aux manipulations nécessaires pour éviter l'emmêlement avec la fibre optique, a contribué à leur endommagement. L'endommagement du câble présentant un espacement de 1 m a compromis la qualité des mesures au point de rendre les données temporelles recueillies inexploitables. Par ailleurs, la figure 3.3c illustre la corrosion observée lors de leur retrait du puits, à la fin de l'essai. Afin d'évaluer son impact, des tests en bassine ont permis de comparer les résistances de contact entre les électrodes corrodées et des électrodes propres. Les valeurs étant similaires, la corrosion n'a pas eu d'effet significatif sur la qualité des données.

Finalement, la conductivité électrique de l'eau souterraine a été mesurée uniquement à l'aide d'une sonde multiparamètre Hanna H198194, connectée à une sortie d'échantillonnage d'eau de l'unité mobile. Aucun échantillon d'eau n'a été prélevé pour ce site.

3.3.3 Résultats

Les données obtenues dans le cadre de l'essai de réponse thermique sont présentées à la figure 3.4a. La puissance de chauffage est de 26 kW pour un débit 120 L/min et un ΔT moyen de 2.8 °C. Les températures mesurées par DTS sont présentées à la figure 3.4b illustrent que l'augmentation de la température induite par la phase de chauffage ainsi que sa diminution lors des phases de saignée et de restitution, sont constantes le long du PCP. La température à la profondeur du câble électrique augmente de 7.0 °C pendant la phase de chauffage. Par la suite, une diminution de température est observée lors de la phase de saignée, due à l'entrée d'eau plus froide et résistive provenant de l'aquifère. Cette diminution se poursuit avec l'arrêt du chauffage lors de la restitution.

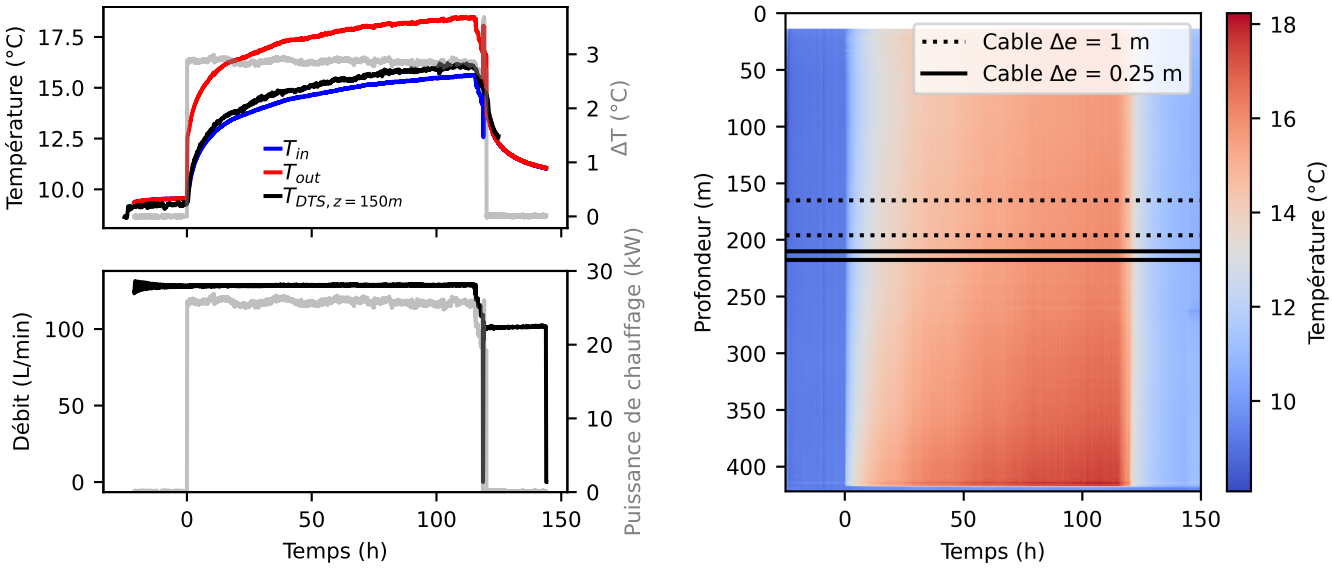


FIGURE 3.4 Données de l'essai de réponse thermique à Saint-Anne-des-Plaines. Le temps 0 correspond au début de la phase de chauffage. a) Données de température, de débit et de puissance de l'essai de réponse thermique. b) Températures mesurées par la fibre optique le long du puits pendant l'essai. La position du câble électrique de mesure continue est indiquée, ainsi que celle du deuxième câble utilisé pour caractériser une fracture inférée.

La figure 3.5 présente les profils de résistivité apparente avant et après la phase de recirculation obtenue par diagraphie pour lesquels le câble était déplacé pour couvrir la longueur totale du forage. Les contrastes observés le long du puits sont cohérents entre les différents espacements, et l'augmentation systématique de la résistivité apparente avec l'espacement indique une sensibilité accrue aux propriétés du massif rocheux par rapport à l'eau conductrice du forage. Les lignes pointillées indiquent la position des fractures identifiées lors du

forage. Tel qu'attendu, les fractures à 79 et 177 m se traduisent par une diminution de la résistivité apparente due à l'eau. En revanche, la fracture à 97 m est associée à une hausse de la résistivité, possiblement liée à la précipitation de minéraux résistifs ou à une incertitude quant à sa localisation. Enfin, la figure 3.5 montre que la recirculation entraîne une diminution généralisée de la résistivité à partir de 90 m, qui s'accentue avec la profondeur. Cette évolution s'explique par le contraste de résistivité entre de l'eau en équilibre physico-chimique avec son environnement et l'homogénéisation induite par la recirculation, un délai d'environ un mois et demi s'étant écoulé entre le forage et la recirculation.

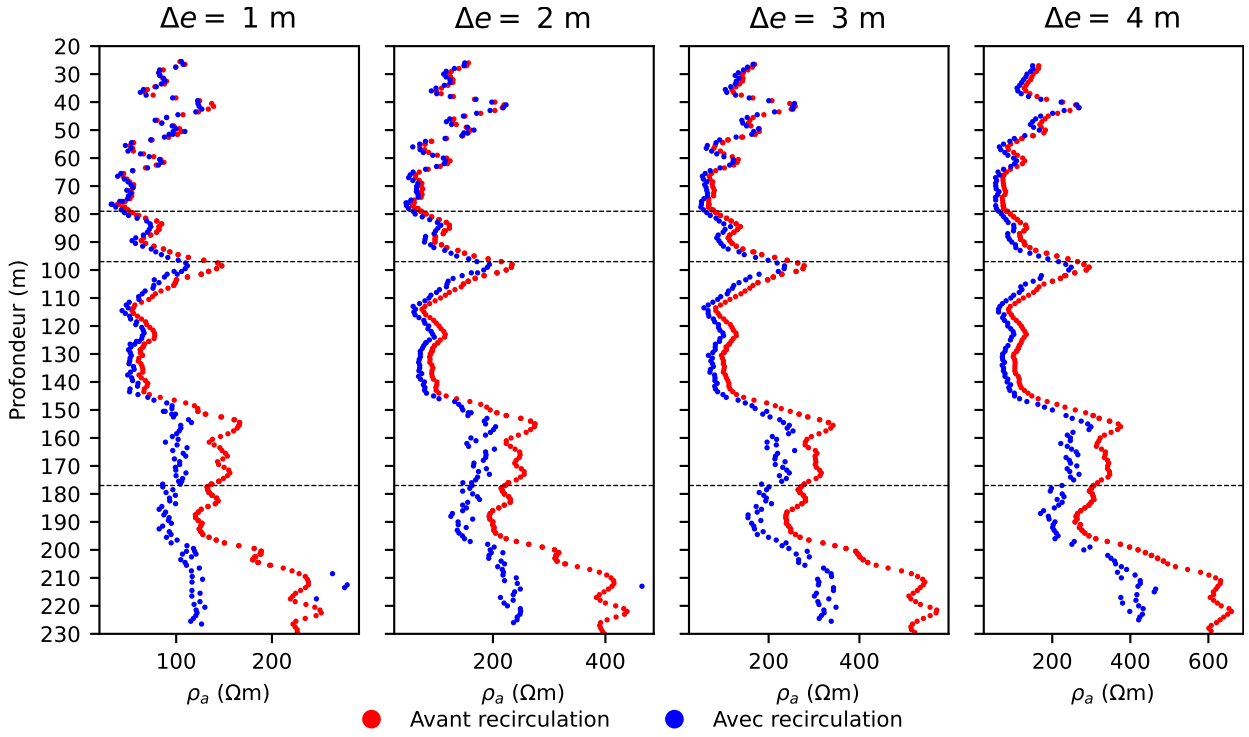


FIGURE 3.5 Diagraphies électriques complétées avant et après la recirculation pour différents espacements.

Le bas de la figure 3.6 présente les données de température et de résistivité électrique de l'eau. La conductivité électrique de l'eau à 25 °C est estimée à environ 4 S/m (0.25 Ωm) pendant le chauffage, puis à 1.1 S/m (0.91 Ωm) à la fin de la saignée. Ces valeurs sont 4 à 20 fois supérieures au 0.2 - 0.21 S/m mesuré par Dion et Pasquier [95] sur un échantillon prélevé 70 heures après un essai de pompage complété suivant le TRT. Cet écart est potentiellement attribuable aux particules en suspension causées par la recirculation de l'eau. Théoriquement, l'augmentation de la température devrait être accompagnée d'une augmentation de la conductivité de l'eau. Pendant le chauffage, la température à la profondeur du câble électrique augmente de 7.0 °C, alors que la conductivité électrique de l'eau varie peu. L'écart

pourrait être lié à des erreurs de manipulation ; les mesures réalisées avec la sonde Hanna H198164 présentent des oscillations suggérant une sensibilité aux variations de température ambiante causée par un trop faible débit vers la sonde.

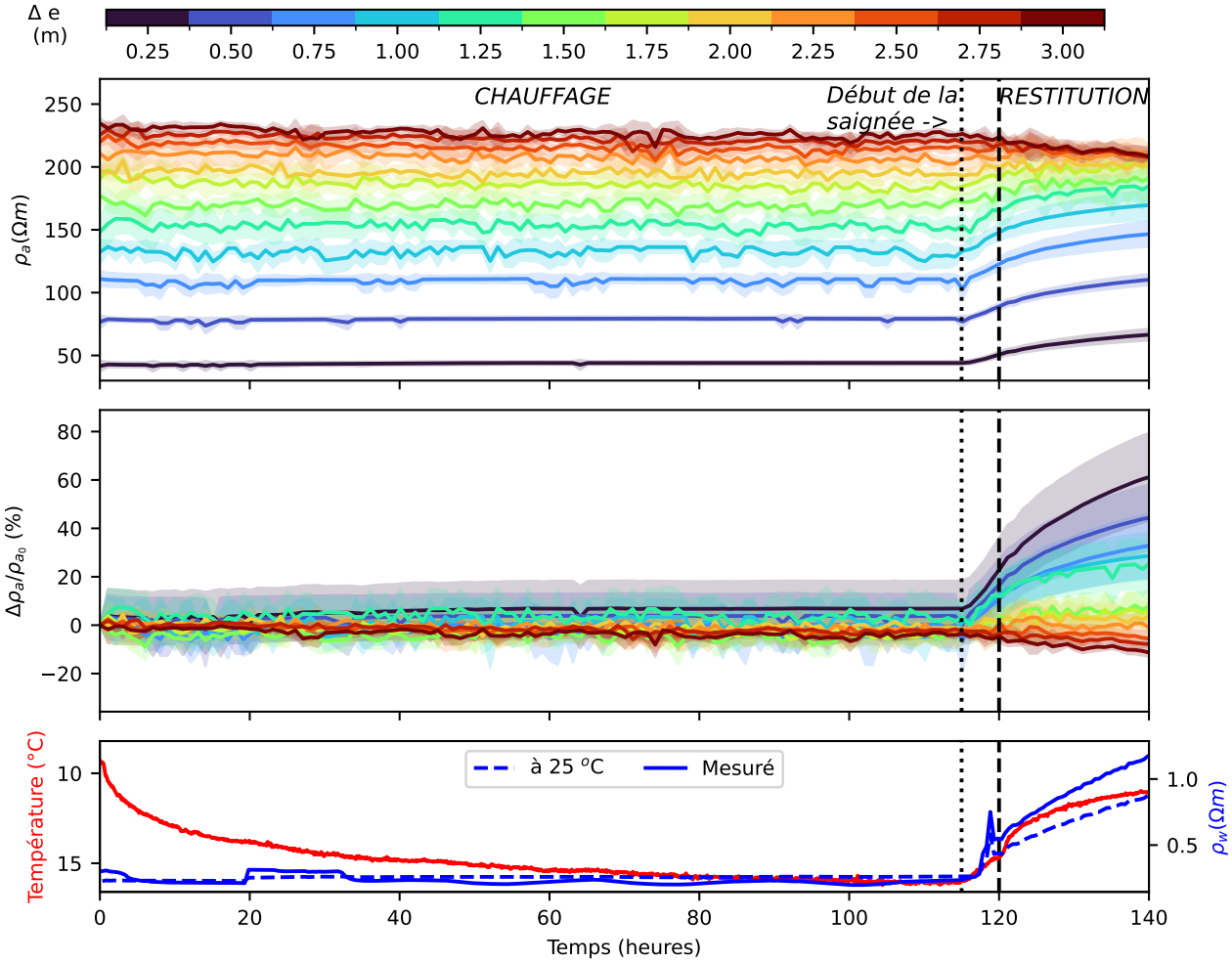


FIGURE 3.6 Données expérimentales électriques et de température selon les différentes phases de l'essai de réponse thermique à Saint-Anne-des-Plaines. La déviation standard de la moyenne de chaque espacement est également présentée afin d'illustrer la dispersion des mesures. L'axe de température est inversé afin de mettre en évidence la relation entre la température et la résistivité électrique.

Les données de résistivité apparente obtenues ont été filtrées en excluant huit électrodes jugées défectueuses, dont les mesures présentaient des valeurs anormales. L'endommagement de ces électrodes est vraisemblablement dû aux manipulations effectuées lors de l'essai. Les données électriques obtenues sont moyennées pour chaque espacement d'électrodes, en supposant que la zone étudiée par les mesures électriques est homogène. La déviation standard de la moyenne à chaque espacement permet d'évaluer la cohérence des mesures et de valider l'hypothèse

d'homogénéité. Cette supposition est raisonnable, étant donné que la zone couverte par le câble est restreinte (7.75 m).

Le haut de la figure 3.6 présente les données de résistivité apparente ρ_a et de sa variation $\Delta\rho_a$, utilisant la fin de la recirculation comme référence. À noter que ρ_a augmente avec l'espacement, ce qui indique une sensibilité croissante au massif rocheux. Cependant, aucune tendance claire n'est observable lors du chauffage, indiquant une insensibilité des mesures électriques aux changements de température. En effet, les variations de $\Delta\rho_a$ semblent plutôt aléatoires et demeurent comparables à la déviation standard de chaque espacement. Une hypothèse plausible des causes de ce bruit pourrait être le bruit électromagnétique émis par des appareils de l'unité de réponse thermique affectant la prise de mesures par le Terrameter LS en l'absence de mise à la terre. La comparaison du rapport signal-sur-bruit entre le chauffage et la restitution laisse supposer que la recirculation n'apporte pas de bruit électrique supplémentaire. Lors de la saignée, des changements importants de près de 80 % $\Delta\rho_a$ sont observés, sans changement important de la température de l'eau. Les mesures électriques sont ici affectées par une hausse rapide de la résistivité électrique de l'eau, ce qui entraîne une augmentation accrue de $\Delta\rho_a$ pour les faibles espacements.

Pour expliquer l'absence de changement de résistivité électrique lors du chauffage, il faut se rappeler que la résistivité apparente résulte de la sensibilité à l'eau du puits et du massif rocheux. Comme la résistivité apparente atteint environ 240 Ωm pour les plus grands espacements, on peut s'attendre à ce que la résistivité électrique du roc soit encore plus élevée. Pour la dolomie, elle varie typiquement entre 10^2 et 10^5 Ω m [46]. Ainsi, la résistivité de l'eau du puits est de 0.25 Ωm est au moins 1000 fois plus conductrice que le massif rocheux, ce qui favorise le passage préférentiel du courant dans l'eau du puits et réduit la sensibilité au massif rocheux. Le Chapitre 4 présente une démonstration de l'effet du contraste de résistivité roc-eau sur l'estimation des paramètres. Un autre essai, réalisé dans un contexte géologique différent, est donc nécessaire pour valider la sensibilité des mesures électriques à la variation de température lors d'un TRT.

3.4 Site II : Varennes

Un deuxième essai de terrain, cette fois sur un site mieux contrôlé, est mené à Varennes, du 8 octobre au 4 novembre 2024, au laboratoire de la chaire de recherche en géothermie sur l'intégration des PCP. Le PCP d'une profondeur de 215 m est localisé dans la formation de Nicolet, qui est composée de shale interlitté de grès, de siltsone et de calcaire. Un puits d'injection (PI) à 10 m du PCP permet la réinjection de l'eau de saignée de l'aquifère. Le laboratoire, présenté aux figures 3.7a et 3.7b, est équipé d'un système d'acquisition permettant

de mesurer la température à l'entrée et à la sortie du PCP ainsi que de contrôler le débit de recirculation, de saignée et d'injecter une puissance nominale de chauffage maximale de 24 kW.



(a) (b)

FIGURE 3.7 Photo du laboratoire de géothermie. a) Vue extérieure de l'unité de géothermie. b) Vue intérieure sur le circuit hydraulique contrôlant l'essai de réponse thermique.

3.4.1 Essai de réponse thermique

L'essai de réponse thermique débute par une phase de recirculation de 48 heures. Une puissance de chauffage nominale Q de 24.01 kW est appliquée pendant 256.7 heures. La valeur légèrement supérieure à la puissance maximale de chauffage de 24 kW est probablement due à la chaleur générée par la pompe. Cette valeur est obtenue à partir de la relation décrite par l'équation 3.1. Une saignée de 3.25 L/min, représentant 3 % du débit, a été appliquée pendant 48 heures. La restitution est complétée avec l'arrêt du chauffage et de la recirculation, les températures ont été uniquement mesurées par le système de fibre optique pendant cinq jours. Bien qu'il soit plus courant de maintenir la recirculation, nous voulions évaluer l'effet de la circulation d'eau sur les mesures électriques.

3.4.2 Suivi électrique

Le bris d'un des câbles électriques lors du dernier essai n'a pas permis d'effectuer une diagraphie électrique avec un espacement adéquat et l'emplacement du câble dans le PCP a été déterminé à partir des unités géologiques identifiées dans des déblais de forage [38]. Le câble est installé entre 150 et 157.75 m de profondeur, dans une zone caractérisée par un mudshale homogène. À cette profondeur, la conductivité thermique mesurée varie entre 2.2

et 2.9 W/mK selon des mesures au conductimètre à aiguille sur des débris de forage [38]. La figure 3.8b présente la tête du PCP, où les électrodes de surface sont placées à 40 mètres de part et d'autre. Le protocole comprend 335 mesures. Neuf des 32 électrodes (1, 4, 9, 13, 17, 21, 25, 29 et 32) ont été utilisées pour l'injection du courant, tandis que les potentiels ont été mesurés sur les 31 autres électrodes. Le protocole comprend 50 paires de mesures réciproques ; un jeu complet de mesures réciproques est réalisé à la fin de chaque phase.



(a) (b) (c)

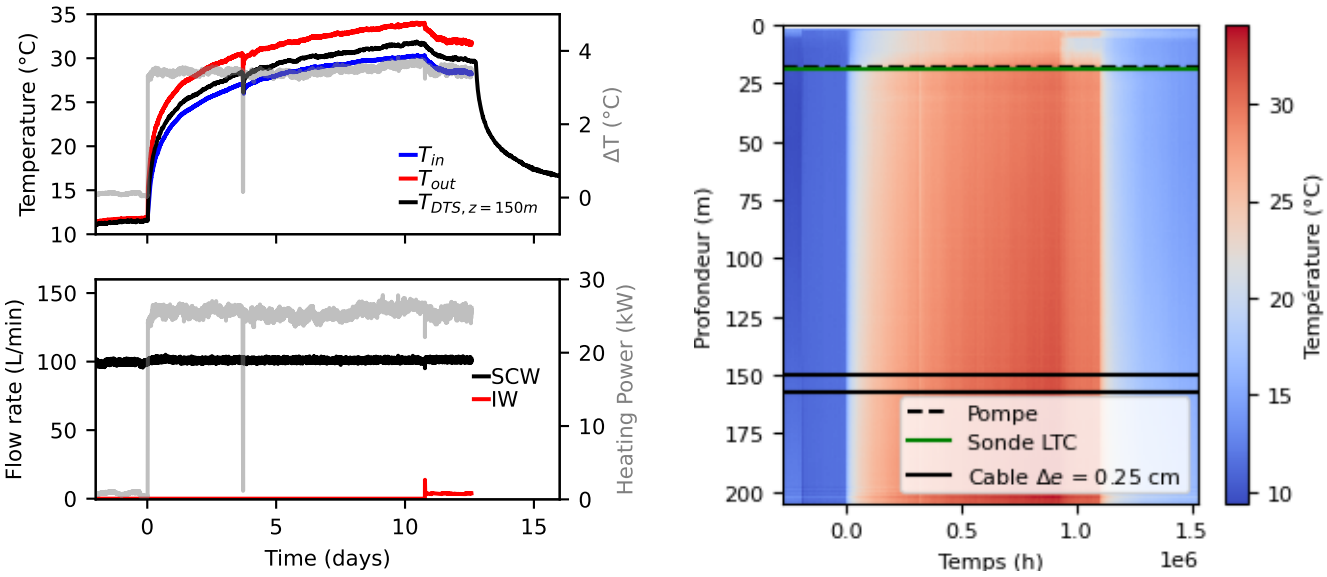
FIGURE 3.8 Photos de terrain sur le site de Varennes. a) Emplacement du Terrameter LS dans le laboratoire. Il est connecté à un ordinateur afin de permettre les mesures continues. b) Tête du PCP duquel sort le câble électrique allant vers l'intérieur du laboratoire pour se connecter au Terrameter LS. À 40 m, une électrode de surface est installée. c) Câble de 32 électrodes aux 25 cm avec un lest composé d'une électrode isolée avec du ruban électrique.

La figure 3.8c illustre le lest fixé à la base du câble, composé de trois électrodes en acier inoxydable, isolées électriquement à l'aide de rubans. Cette approche a permis d'éviter toute interférence avec la fibre optique et permettrait de compléter plusieurs diagraphies électriques au cours de l'essai. La figure 3.8a présente l'emplacement du Terrameter LS dans le laboratoire, à une distance maximale des sources de bruit électromagnétique, avec une mise à la terre, pour éviter le bruit électromagnétique observé au Site I. Cette fois-ci, une sonde LTC est installée à un mètre sous le niveau de la pompe afin d'obtenir des données de conductivité électrique et de température directement dans le puits et l'eau souterraine est échantillonnée et analysée conformément au protocole. De plus, la sonde multiparamètre Hanna H198194 est connectée en parallèle au circuit hydraulique du laboratoire. Cette dernière est placée dans une cage de Faraday thermiquement isolée afin de limiter l'influence des champs élec-

tromagnétiques et de la température ambiante sur les mesures.

3.4.3 Résultats

La section suivante présente les données issues de cet essai de terrain. Celles-ci seront brièvement discutées, car elles seront traitées dans le chapitre 4. Les résultats de l'essai de réponse thermique sont présentés dans la figure 3.9a. Beaudry et al. [38] obtiennent une conductivité thermique équivalente de 2.74-2.78 W/m/K pour un essai de réponse thermique subséquent. La figure 3.9b illustre les températures mesurées par DTS qui montrent que l'augmentation de la température induite par la phase de chauffage, ainsi que sa diminution lors des phases de saignée et de restitution, est constante le long du PCP. Une augmentation de la température de 20.4 °C est observée à la profondeur du câble pendant le chauffage. L'activation de la saignée entraîne une baisse de 2.1 °C et une diminution de la température est également observée à l'arrêt du chauffage. À noter que pendant la phase de chauffage, la résistivité électrique de l'eau diminue conformément à une augmentation de la température de l'eau.



(a) (b)

FIGURE 3.9 Données de l'essai de réponse thermique à Varennes. Le temps 0 correspond au début de la phase de chauffage. a) Données ponctuelles de température, de débit et de puissance. SCW désigne le PCP et IW le puits d'injection. b) Températures mesurées par la fibre optique le long du puits pendant l'essai. L'emplacement de la pompe submersible, de la sonde LTC ainsi que du câble de mesure est indiqué.

Comme pour l'essai de SADP, les données de résistivité apparente des huit électrodes défaillantes ont été exclues. La figure 3.10 présente les données de résistivités apparentes

moyennes, ainsi que leur déviation standard. La faible déviation standard, par rapport à l'amplitude de $\Delta\rho_a$ pour chaque électrode, indique que l'hypothèse d'homogénéité le long du câble est respectée. Lors du chauffage, toutes les électrodes présentent des variations temporelles significatives, atteignant jusqu'à 4 Ωm (27.5%) pour l'espacement de 25 cm.

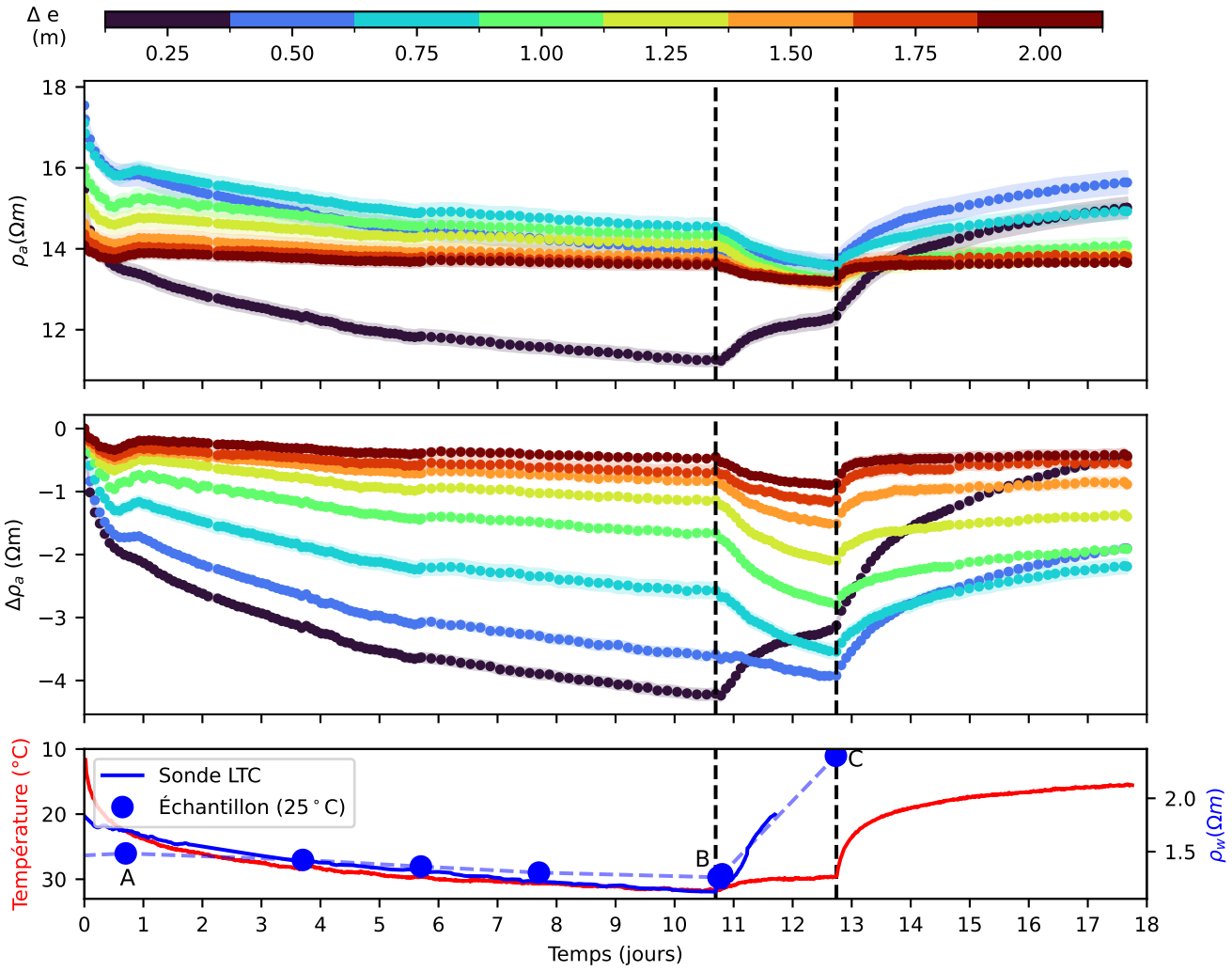


FIGURE 3.10 Données expérimentales électriques et de température selon les différentes phases de l'essai de réponse thermique à Varennes. L'axe de température est inversé afin de mettre en évidence la relation entre la température et la résistivité électrique.

La résistivité apparente diminue avec l'augmentation de la température dans le temps, comme attendu. La variation $\Delta\rho_a$ est plus marquée pour les plus faibles espacements. Ce comportement est attendu, puisque les gradients de température les plus importants se produisent à la paroi du puits. Les plus grands espacements d'électrode présentent un volume d'investigation plus important, moyennant des mesures sur des rayons plus éloignés du puits, ce qui se traduit par de plus faibles $\Delta\rho_a$. De telles variations ne peuvent être expliquées par le

changement de résistivité de l'eau lors du chauffage, qui n'est que de 0.7 Ωm.

Ainsi, seuls les changements de température permettent d'expliquer les variations de résistivités apparentes observées, ce qui démontre la faisabilité de détecter et mesurer les changements de température lors d'un TRT avec des mesures électriques.

3.5 Conclusion

En conclusion, ce chapitre décrit le protocole expérimental d'un E-TRT, dont une version adaptée à la mise en œuvre pratique est présentée à l'Annexe A. Celui-démontre que les mesures électriques en forage sont sensibles aux variations de température générées dans le massif rocheux lors d'un TRT. Un premier essai mené à SADP a mis en évidence plusieurs limitations techniques, notamment liées à la géométrie du lest, à la fragilité du câble, aux erreurs de manipulation, ainsi qu'aux sources de bruit électromagnétique. Les données électriques obtenues sont bruitées et peu sensibles à la température, en raison de la forte conductivité électrique de l'eau et de la faible perturbation thermique. Un second essai réalisé à Varennes a permis de corriger plusieurs de ces limites. Un lest plus étroit est fixé à un seul câble et la sonde de conductivité est placée directement dans le PCP. Une mise à la terre est ajoutée à l'appareil d'acquisition électrique, qui est éloigné des éléments chauffants. Ainsi, les données électriques de Varennes sont sensibles aux variations de température, qui se traduisent par une diminution croissante de la résistivité apparente avec le temps, pour laquelle l'amplitude est plus marquée pour de faibles espacements. En effet, la sensibilité des mesures électriques au massif rocheux est favorisée par un faible contraste de résistivité électrique entre l'eau et le massif rocheux et une faible conductivité thermique, ce qui favorise la perturbation thermique.

Ce chapitre démontre que le protocole expérimental (OS 1), sous de bonnes conditions thermiques et électriques, permet d'obtenir des données électriques sensibles aux variations de température dans le massif rocheux lors d'un essai de réponse thermique. Ces données seront exploitées dans le chapitre 4 afin de valider l'estimation de la méthodologie d'estimation des propriétés thermiques (OS 2) sur des données expérimentales (OS 3).

CHAPITRE 4 ARTICLE 1: ELECTRICAL THERMAL RESPONSE TEST

Ce chapitre est rédigé sous la forme d'un article soumis à la revue *Geothermics*. Il présente en détail la méthodologie d'un E-TRT, incluant son principe général, la modélisation de la réponse électrique au cours d'un TRT ainsi que l'approche bayésienne utilisée pour l'estimation des paramètres thermiques (OS 2). La méthodologie est ensuite validée sur un cas synthétique, permettant d'évaluer l'incertitude associée aux paramètres thermiques estimés par E-TRT, et de quantifier le gain obtenu par rapport à l'utilisation exclusive des mesures de température (OS 4). Cette approche synthétique permet également d'analyser la sensibilité des paramètres à différentes configurations expérimentales. Finalement, tel que démontré dans le chapitre 3, les données électriques acquises sur le site de Varennes sont sensibles aux variations de température dans le massif rocheux. La méthodologie d'estimation est ainsi appliquée à ce jeu de données expérimentales afin de valider la méthode sur le terrain (OS 3).

Article 1: Electrical Thermal Response Test

Clarissa Szabo Som[a*], Gabriel Fabien Ouellet[a], Philippe Pasquier[a], Adrien Dimech[b]

[a] Polytechnique Montréal, Montréal, QC H3C 3A7, Canada
[b] École de technologie supérieure, Montréal, QC H3C 1K3, Canada

* Corresponding author email : clarissa.szabo-som@etud.polymtl.ca

Soumis le 16 décembre 2025 à la revue *Geothermics*

Abstract

Thermal response tests (TRT) are commonly used to estimate the ground thermal conductivity k and, to a lesser extent, the volumetric heat capacity C_s. While k can be estimated with relatively good accuracy, the estimation of C_s is typically less accurate, mainly because this volumetric property is inferred from point temperature measurements collected only within the borehole. The present work addresses this limitation by introducing an electrical TRT (E-TRT) that performs electrical resistivity (ER) monitoring during a conventional TRT. To analyze the experimental measurements, a coupled thermal-electrical model was developed to simulate the ER response to temperature variations during heat injection in a standing column well. Bayesian inversion is applied to both direct temperature and ER datasets. A synthetic experiment confirms that ER data are sensitive to C_s and ER/temperature coupling parameter m, and reduces uncertainty on C_s by about 50 % to 70%. A field validation on a 256-hour E-TRT resulted in stable estimations of all parameters, with uncertainties of 3.8 % for k, 12.4 % for C_s and 4.7 % for m. E-TRT offers an approach that can help estimate C_s and provide a field-scale alternative to laboratory-based measurement in estimating m. This strategy can be extended to monitor the entire standing column well and adapted to closed-loop systems.

Keywords Thermal response test, Electrical resistivity monitoring, Thermal parameter estimation, Volumetric heat capacity

---

4.1 Introduction

Low-temperature geothermal systems are used for both heating and cooling buildings and rely on ground heat exchangers (GHE) to transfer thermal energy between the subsurface and a heat pump. GHEs can take various forms, typically involving the circulation of a heat carrier fluid through a closed-loop piping network [96] or through open-walled boreholes that utilize groundwater directly [28]. The design of a GHE requires knowledge of the local thermal properties, more specifically the thermal conductivity k and the volumetric heat capacity C_s. The thermal conductivity is considered the most critical parameter influencing GHE performance after advective heat transfer [11]. However, under dynamic heat loads, the volumetric heat capacity affects heat dissipation and introduces a delay in the temperature response relative to the applied heat flux [13]. Furthermore, the thermal diffusivity, defined as the ratio $\alpha = k/C_s$, describes a material's ability to conduct thermal energy relative to its capacity to store it [97]. This parameter influences the long-term temperature response of the GHE, as the spatial extent of heat transfer expands over time [44].

The thermal properties are typically estimated at a given site using a thermal response test (TRT) [14], which involves circulating a heated fluid through the GHE and recording temperature variations at the borehole inlet and outlet over time. The interpretation of conventional TRTs is usually based on the first-order approximation of the infinite line source model [36], in which the volumetric heat capacity C_s is assumed known. Since C_s cannot be estimated using this approach [18], more accurate numerical models can be used to improve thermal parameter estimations. Finite element methods, for instance, allow for a detailed representation of the GHE, incorporating elements such as pipe geometry, fluid properties, and temporal variations in the heat injection rate [15, 39]. These models can also account for geological heterogeneities and fractures, including advective heat transfer processes [15, 29, 38]. Such models are typically coupled with optimization algorithms to minimize the least-squares error between simulated and measured temperature responses [16]. Nevertheless, the relatively low sensitivity of borehole temperature measurements to C_s [11, 42] leads to poor resolution, and C_s is often kept fixed during optimization [43].

Due to this low sensitivity, a high uncertainty is typically associated with C_s [11, 18, 44]. The few attempts to estimate it have relied on Bayesian inference approaches coupled with the use of surrogate models to reduce computational burden. For instance, Pasquier & Marcotte [19] used a neural network and the temporal correlation of the residuals to estimate the joint distribution of five parameters, including the volumetric heat capacity, with an uncertainty of 16.3% for a 168-hour TRT performed on a closed-loop GHE. Jacques & Pasquier [45] applied the same approach to experimental data collected on a standing column well and

obtained an estimated uncertainty of 14 % for the volumetric heat capacity. Despite those efforts, the reliable determination of the volumetric heat capacity remains challenging [19], mainly due to the physical location of the temperature measurements, which are, at best, taken along a line within the borehole and not directly within the geological material itself.

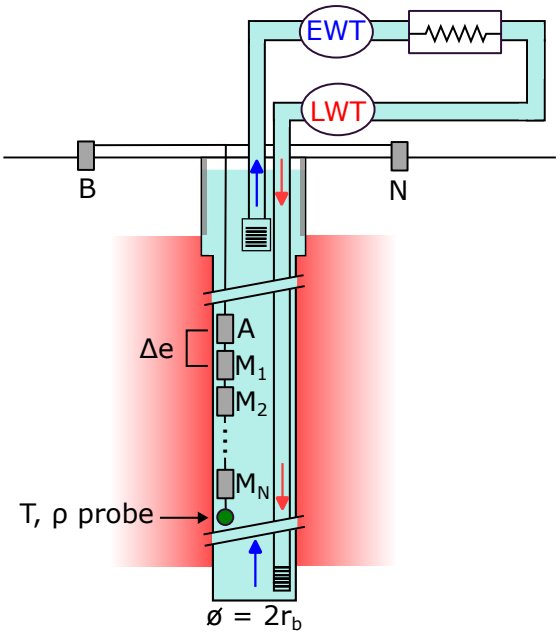


FIGURE 4.1 Conceptual presentation of the electrical survey of a thermal response test (E-TRT) on a standing column well (SCW). The red represents temperature conduction in the bedrock around the SCW.

Geophysical methods can provide complementary measurements to those obtained in GHEs. Indeed, they are designed by nature to image the spatial distribution of subsurface properties, offering a valuable complement to point-based direct temperature measurements. Electrical resistivity, in particular, is sensitive to temperature variations [20] and can serve as a proxy to track heat propagation in the bedrock during a TRT. Several authors have used electrical resistivity tomography (ERT) in different contexts to image the spatio-temporal dynamics of thermal plumes [22–24, 52, 98]. These applications are relatively recent and have expanded significantly in recent years [78]. Surface measurements have also been used to visualize temperature variations induced by a closed-loop GHE energy storage system [23, 24, 52] or by the injection of heated water in a screened well at low depths [22, 81]. Shariatinik *et al.* [90] used cross-borehole ERT during a heat tracer experiment to recover the variability of hydrological parameters. In a heat tracer experiment, Hermans *et al.* [91] compared temperatures derived from cross-hole ERT with direct measurements, and reported errors of 10–20 %. Such large discrepancies are expected for surface or cross-hole ERT, since the resulting images depend

strongly on the type of regularization used to solve the inverse problem, often limiting their quantitative use for parameter estimation. Furthermore, the typical resolution of surface or cross-hole ERT is insufficient to image the thermal disruption occurring in a TRT, which rarely reaches beyond 2 m of the borehole wall.

Similar to ERT, electrical logging probes are designed for continuous electrical resistivity measurements along a single borehole. The simplest probe configurations are the short and long-normal, with a geometry of two electrodes inside the borehole spaced 16 and 64 inches apart, respectively, connected to two surface electrodes [66]. As a tool for quantitative interpretation, the difference in sensitivity of the electrode spacing in the borehole can be leveraged to invert for the resistivity of different zones in the rock formation [67, 69, 70, 75]. Typical electrical logging is sensitive to electrical variations near the borehole wall, where temperature disturbances are expected during a TRT.

To improve thermal parameter estimation during a TRT, we propose complementing temperature measurements with borehole electrical resistivity (ER) measurements. By injecting current and recording voltages using electrodes placed in a borehole as illustrated in Figure 4.1, electrical resistivity variations within the surrounding rock formations can be quantified. Owing to the linear relationship between electrical conductivity and temperature [21], ER measurements provide information on the propagation of thermal disturbances in the rock, offering additional constraints on thermal parameter estimation.

The present work describes a novel procedure, which we refer to as an electrical thermal response test (E-TRT). Through numerical and field experiments, we demonstrate that monitoring the electrical response with borehole electrodes during a TRT allows for better constraints on thermal parameter estimation, particularly the volumetric heat capacity. The paper first outlines the general E-TRT methodology, including data acquisition and processing. Synthetic experiments are then presented to validate this new procedure and to confirm and quantify improvements in thermal parameter estimation over standard TRT. Finally, the applicability of the method is demonstrated with a field application on a standing column well (SCW) at a well-documented experimental site located in the city of Varennes, Canada, shown in Figure 4.2.

4.2 Methodology

The E-TRT we propose consists of using ER measurements to monitor temperature variations around the GHE during the TRT. Figure 4.1 displays a general acquisition setup. The E-TRT contains two parts : a standard TRT and an ER monitoring survey conducted simultaneously.

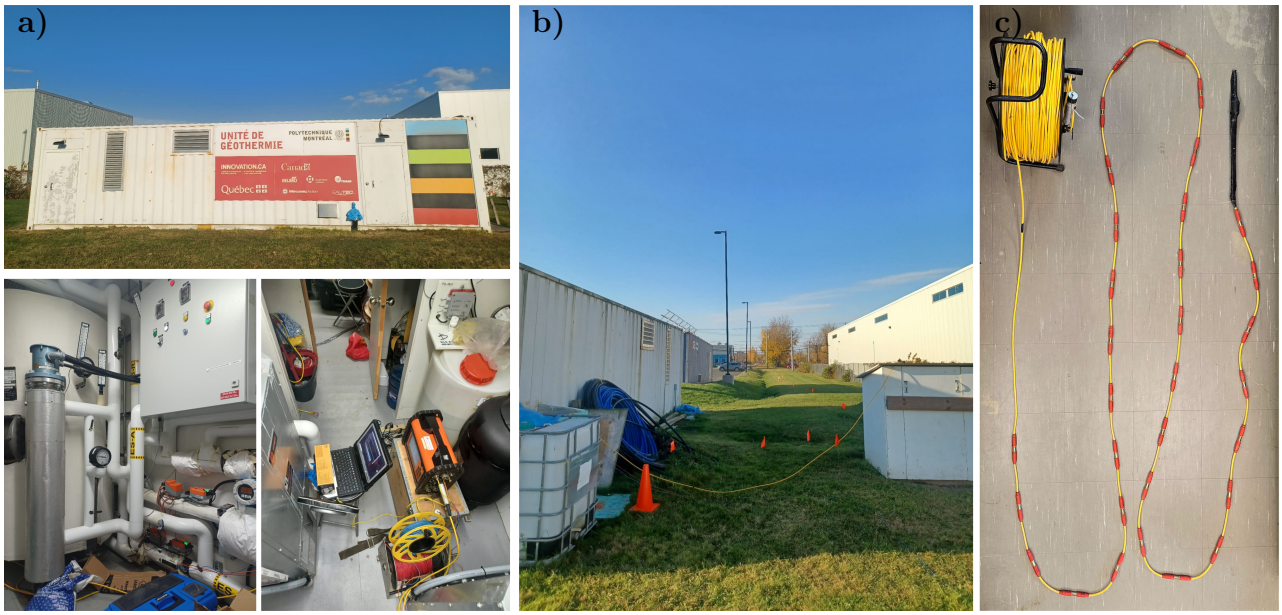


FIGURE 4.2 Field photographs illustrating the experimental setup at the Varennes site : a) Exterior (top) and interior (bottom) views of the Mobile Geothermal Laboratory, which houses the control systems for the thermal response test and the geoelectrical instrumentation used for continuous monitoring, b) View of the SCW with the geoelectrical cable exiting the wellhead and routed into the laboratory, c) Close-up of the geoelectrical cable installed inside the SCW, featuring 32 electrodes spaced at 25 cm intervals.

4.2.1 Conventional thermal response test

The standard TRT follows a defined protocol, beginning with the recirculation phase, which serves to homogenize water temperature distribution inside the GHE. The initial temperature T_0 is measured either along the borehole using a temperature probe or using distributed temperature sensing (DTS) [16]. Then, the heating phase involves heating the circulating water at a constant heating power q and measuring temperature variation through time at the borehole inlet (LWT) and outlet (EWT), as shown in Figure 4.1. Finally, the recovery phase consists of ceasing heat injection and maintaining recirculation, while still measuring temperature variations.

4.2.2 Electrical thermal response test

For the ER monitoring survey, a multi-electrode cable, such as the one illustrated in Figure 4.2c) is placed in the borehole before starting the TRT and kept at a fixed position throughout the duration of the E-TRT, to maintain spatial consistency and avoid field issues, such as disruption of the heat injection process or cable entanglement. Such a multi-electrode cable

can be used in uncased boreholes or within screened PVC casings. As shown in Figure 4.2a), the cable is connected to a resistivity meter that can inject current and read voltages at any combination of the connected electrodes. Repeated ER surveys are carried out at various time intervals during the heating phase, starting at the end of the recirculation phase, which acts as a reference. The geometry of the electrodes and cable, the measuring protocol employed and the temporal resolution of the sampling all influence the sensitivity of the measurements.

Relevant parameters are the electrode spacing Δe and the number of electrode pairs N_e, as they impact the spatial resolution, the radial depth of investigation, and the length of the borehole that is monitored. Since the thermal modelling assumes radial conductive heat transfer, the cable should be installed at a depth where the rock formation is thermally homogeneous and exempt from fractures.

In this study, we use a pole-pole electrode configuration as shown in Figure 4.1 in which the reference electrodes (current return B and potential reference N) are placed at the surface and assumed to be at infinity, and two active electrodes (current A and potential M) are placed inside the borehole. The distance between A and M is varied by measuring at different electrode positions along the cable. Because only the current electrode A is located inside the borehole, this configuration reduces sensitivity to current channelling in the borehole water, which generally exhibits higher electrical conductivity than the surrounding bedrock. To approximate ideal boundary conditions, surface electrodes are placed at a distance of at least 20 times the separation between active electrodes. This configuration is preferred for small spacings, as larger spacings can increase telluric noise [76].

The measurement protocol defines the sequence of electrode positions that are used for measurements during each acquisition time step. The temporal resolution is determined by both the duration of each acquisition cycle and the frequency at which these protocols are executed [78]. A comprehensive strategy involves measuring the potential across all electrodes for every injection electrode, maximizing spatial coverage. However, for long electrode arrays, this exhaustive approach can become time-intensive and may result in information loss if the resistivity of the rock formation varies more rapidly.

The resulting ER measurements consist of voltages ΔV and currents I, which are transformed into apparent resistivity ρ_a by :

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K, \tag{4.1}$$

where K is a geometric factor that depends on the electrode locations. The apparent resistivity represents an effective resistivity for a homogeneous medium [46], and provides an averaged measurement over a volume proportional to the electrode spacing.

4.2.3 Thermal-Electrical modelling and inversion

Estimating thermal parameters from an E-TRT requires modelling both the thermal and electrical responses within the GHE and the surrounding rock mass. These modelled responses are then compared with field data, and thermal parameters are inferred through error minimization. The overall workflow is shown in Figure 4.3, and its main components are described below.

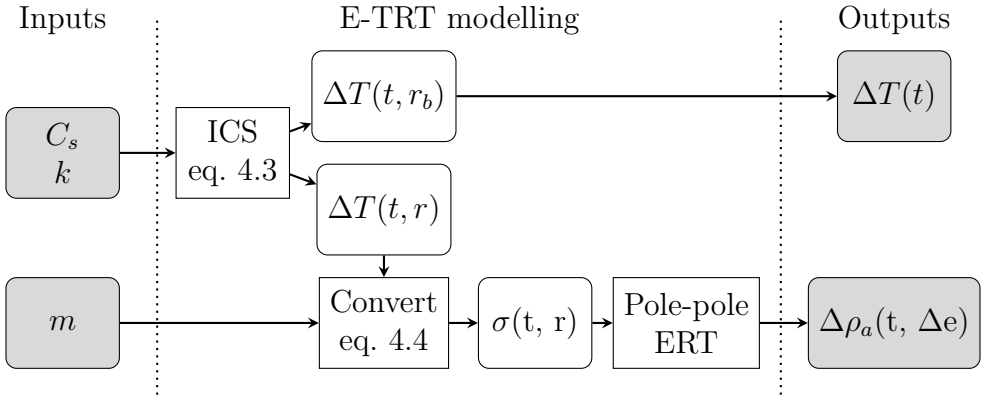


FIGURE 4.3 Summarized description of the forward model of the electrical survey on a thermal response test.

Thermal response model

Conventional TRT interpretation relies on the measured temperature data to recover the thermal parameters of the ground and the GHE. Inverse methods are employed to minimize the error between measured and modelled values of the average borehole fluid temperature $\overline{T}_f$ at time t due to a heating power q and relatively to an initial temperature T_0. Heating power q is measured during the TRT and directly governs heat propagation in the bedrock and fluctuations in q affect the accuracy of conventional TRT data [99]. This approach integrates the equivalent thermal conductivity k_{eq}, volumetric heat capacity C_{eq}, and the borehole's thermal resistance R_b, according to :

$$\overline{T}_f(t) = T_0 + q(t)R_b + \Delta T\left(r_b, t; k_{eq}, C_{eq}, q\right). \tag{4.2}$$

This study focuses on SCWs, as shown in Figure 4.1, which are a type of open-walled GHE, where groundwater fills the borehole and is directly used as the heat carrier fluid. For SCWs, fluid temperature is near the borehole wall temperature, meaning that R_b is near 0 [12, 100].

As this work focuses on SCWs, we omit R_b in what follows. However, note that an E-TRT should be applicable to most types of GHEs, and R_b could be included among the estimated parameters, if required.

The temperature variation at the borehole wall, $\Delta T(r_b, t) = \overline{T}_f - T_0$, is evaluated using the infinite cylindrical source (ICS) model [30]. This choice strikes a balance between improved accuracy on the geometry of SCWs compared to the infinite line source [36] and the high computational cost of numerical models. However, there are no limitations to employing more advanced modelling for E-TRT when needed.

For the ICS model, heat is emitted from an infinitely long cylinder of radius r_b with an initial constant temperature. The resulting spatiotemporal temperature variation within the rock formation is given by :

$$\Delta T(r,t) = \frac{q}{k\pi^2} \int_0^\infty \left(e^{-\beta^2 z} - 1\right) \frac{J_0(p\beta)Y_1(\beta) - Y_0(p\beta)J_1(\beta)}{\beta^2 \left(J_1^2(\beta) + Y_1^2(\beta)\right)} d\beta, \tag{4.3}$$

where $z = \alpha t / r_b^2$, $p = r/r_b$, where J_0 and J_1 are Bessel functions of the first type and of the zero and first order, and where Y_0 and Y_1 are Bessel functions of the second type. Such models are deemed accurate for long-term estimation of the borehole response, after a characteristic time ($t_b = 5r_b^2/\alpha$).

Electrical resistivity relationship with temperature

To simulate the ER response during an E-TRT, the temperature–resistivity relationship has to be defined. For geological materials exempt from metallic minerals, the bulk electrical conductivity is the sum of two contributions : conduction through the electrolytic pore fluid and surface conduction along mineral surfaces, particularly in clay-rich materials [47,49]. Both are sensitive to temperature variations [20,21]. At low temperatures and for small temperature variations, the relationship between bulk electrical conductivity and temperature is linear and given by :

$$\sigma_T - \sigma_0 = \sigma_0 \left(\Delta T\right) m, \tag{4.4}$$

where σ_T is the electrical conductivity at temperature T, and σ_0 is the electrical conductivity at reference temperature T_0. The term ΔT denotes the temperature difference ($\Delta T = T - T_0$) and m represents the fractional change in conductivity per degree Celsius [21]. This formulation assumes either a proportional contribution of surface and electrolyte conductivity or negligible surface conduction [21]. For near-surface applications, within the temperature range of 3 to 40 °C, the ratio model is preferred over other temperature correction approaches

[51]. Surface conduction is negligible in clean sand where the value of m ranges from 0.018 to 0.025 $°C^{-1}$, and is often determined through laboratory calibration using site-specific water samples [22, 23, 52]. In high-temperature geothermal environments, studies on clay-altered rocks have shown that this linear relationship holds between 25 to 50 °C and up to approximately 150 °C [26, 27]. Nono *et al* [27] report m values ranging from 0.021 to 0.0925 for altered volcanic rocks, while Kristinsdottir *et al* [26] estimate values between 0.036 and 0.28 for smectite and chlorite altered rocks at temperatures between 40 and 100 °C. The variability of m for geological materials suggests that it should be estimated on a site-specific basis. In what follows, m will be estimated based on the joint measurements of temperature and electrical resistivity.

Electrical resistivity modelling

The electrical response of an E-TRT is simulated with the SimPEG Python library [86, 101]. The governing equation for DC resistivity is from Maxwell's equation for the electric potential V and can be described in the form of a Poisson equation :

$$\nabla \cdot \left(\frac{1}{\rho(\boldsymbol{x})} \nabla V(\boldsymbol{x}) \right) = -I\delta\left(\boldsymbol{x}_c\right) \tag{4.5}$$

where ρ is the electrical resistivity, I is the injected current at the location of the current electrode $\boldsymbol{x}_c$, and $\delta(\cdot)$ is the Dirac delta function [46]. This equation is solved numerically using a finite volume method on a cylindrical mesh using the `discretize` and `mesh` modules [86]. The mesh increases logarithmically at the top and bottom of the cylinder and radially, where we use Dirichlet boundary conditions of null potential. The numerical method is chosen because no analytical solution exists for the time-varying electrical resistivity distribution encountered in an E-TRT. For the E-TRT, the strong effect of the borehole water resistivity on the ER measurement necessitates a 3D model [102] with an explicit representation of the borehole [103] in the forward simulation to help reduce borehole-related artifacts. Consequently, the electric model comprises a large axisymmetric cylindrical grid, minimizing boundary effects, subdivided into two regions : (1) the SCW, located centrally with a radius r_b, and (2) the surrounding bedrock formation. The simulation follows a radial model, centred on the axis of the SCW, under the assumption of vertical homogeneity. Electrical resistivity measurements are simulated for a pole-pole survey with electrodes A and M at $r = 0$ and reference electrodes B and N at infinity. With the assumption that the electrodes are far from the surface, we can consider a whole space. The geometry of the electrodes replicates the experimental setup illustrated in Figure 4.1.

Joint thermal-electrical model

Joint electrical–thermal modelling begins with the definition of a reference model. At the end of the recirculation phase, we assume that the temperature within the SCW and the surrounding bedrock has reached thermal equilibrium, such that both share the same initial temperature T_0. We also assume a homogeneous bedrock conductivity σ_0, which is reasonable given the short electrode array and its limited radial sensitivity (<2 m). The value of σ_0 is estimated through a least-squares fit of the reference ER data, using the fixed, measured groundwater conductivity inside the SWC $\sigma_{w,0}$. In practice, vertical variations in bedrock conductivity may occur due to lithologic changes or the presence of fractures. Drilling disturbances may also introduce radial conductivity variations. Under such conditions, a spatially varying reference conductivity $\sigma_0(z, r)$ can be recovered using a standard regularized inversion.

The thermal and ER measurements are simulated for different time steps after the start of heating at a constant heat flux q (W/m). Temperature variations at the borehole wall $\Delta T(t, r_b)$ and in the surrounding bedrock $\Delta T(t, r)$ are simulated with the ICS (Equation 4.3) which are then converted to electrical conductivity $\sigma(t, r)$ with Equation 4.4. Figures 4.4a) and 4.4b) illustrate an example of the temperature variations around the borehole under the infinite axial grid, and its transformation into resistivity. Note that the electrical conductivity inside the borehole is obtained from direct measurements of the water. Given $\sigma(t, r)$, the pole-pole electrical resistivity survey is simulated for all time-steps by solving Equation 4.5. The apparent resistivity is computed with Equation 4.1 and apparent resistivity variations are obtained by subtracting the reference value $\Delta\rho_a(t, \Delta e) = \rho_a(t, \Delta e) - \rho_a(0, \Delta e)$. Note that measurement times for temperature and ER measurements usually differ. Using variations in resistivity rather than absolute values further mitigates any undesirable borehole effects [102, 103], while highlighting the model's ability to replicate dynamic resistivity responses.

This procedure simulates the full E–TRT dataset $\mathbf{d} = [\mathbf{\Delta T}^\top \ \mathbf{\Delta \rho_a}^\top]^\top$, which is composed of two parts :

1. **Temperature variations $\mathbf{\Delta T}$** measured at the cable depth, where $\Delta T_i = \Delta T(t_{T,i})$ and $t_{T,i}$ denotes the N_T discrete temperature measurement times.
2. **Apparent resistivity variations $\mathbf{\Delta \rho_a}$**, where $\Delta\rho_{a,ij} = \Delta\rho_a(t_{\rho,i}, \Delta e_j)$. Here, $t_{\rho,i}$ represents the N_ρ discrete resistivity measurement times, and Δe_j denotes the N_e electrode spacings.

Parameter estimation

We use Bayesian inference to estimate the electro-thermal parameters, regrouped in the vector $\mathbf{m} = [k\ C_s\ m]^\top$. We seek to estimate the posterior probability distribution $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$, given a prior distribution of the model parameters $p(\mathbf{m})$ and the likelihood $p(\mathbf{d}|\mathbf{m})$ which describes the probability of observing the data $\mathbf{d}$ obtained given a certain model $\mathbf{m}$ [88] :

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) \propto p(\mathbf{d}|\mathbf{m})p(\mathbf{m}). \tag{4.6}$$

Assuming multivariate normally distributed random variables for both measurements and model parameters, we can write the prior as

$$p(\mathbf{m}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}})^\top \mathbf{C}_{\text{m}}^{-1}(\mathbf{m}-\mathbf{m}_{\text{prior}})\right], \tag{4.7}$$

and the likelihood as

$$p(\mathbf{d}\,|\,\mathbf{m}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{d}-\mathbf{g}(\mathbf{m}))^\top \mathbf{C}_{\text{d}}^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{g}(\mathbf{m}))\right], \tag{4.8}$$

leading to a posterior of the form :

$$p(\mathbf{m}\,|\,\mathbf{d}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}\Phi(\mathbf{m})\right], \tag{4.9}$$

where $\mathbf{C}_{\text{d}}$ and $\mathbf{C}_{\text{m}}$ are the data and model covariance matrices, respectively, and $\mathbf{g}(\mathbf{m}) = \left[\mathbf{\Delta T}(\mathbf{m})^\top\ \mathbf{\Delta}\rho_{\mathbf{a}}(\mathbf{m})^\top\right]^\top$ is the coupled thermal electrical forward operator. One can see the solution flowchart in Figure 4.3.

In the context of an E-TRT, evaluating the likelihood requires computing $\mathbf{g}(\mathbf{m})$, which is computationally expensive. Sampling-based methods such as Monte Carlo therefore become impractical. Alternatively, under the assumptions of multivariate normality and mild non-linearity of $\mathbf{g}(\mathbf{m})$, the posterior is fully characterized by its mean and covariance. The mean corresponds to the maximum a posteriori (MAP) model, obtained by maximizing the posterior distribution or, equivalently, by minimizing the cost function. For the E-TRT, the cost function is

$$\begin{aligned}\Phi(\mathbf{m}) &= \Phi(\mathbf{m})_T + \Phi(\mathbf{m})_{\rho_a} + \Phi(\mathbf{m})_{\text{prior}} \\ &= (\mathbf{\Delta T}(\mathbf{m}) - \mathbf{\Delta T})^\top \mathbf{C}_T^{-1}(\mathbf{\Delta T}(\mathbf{m}) - \mathbf{\Delta T}) \\ &\quad + (\mathbf{\Delta}\rho_{\mathbf{a}}(\mathbf{m}) - \mathbf{\Delta}\rho_{\mathbf{a}})^\top \mathbf{C}_{\rho_a}^{-1}(\mathbf{\Delta}\rho_{\mathbf{a}}(\mathbf{m}) - \mathbf{\Delta}\rho_{\mathbf{a}}) \\ &\quad + (\mathbf{m}-\mathbf{m}_0)^\top \mathbf{C}_m^{-1}(\mathbf{m}-\mathbf{m}_0),\end{aligned} \tag{4.10}$$

where $\Phi(\mathbf{m})_T$ is the temperature misfit, $\Phi(\mathbf{m})_{\rho_a}$ is the ER misfit, $\Phi(\mathbf{m})_{\text{prior}}$ is the prior term. The matrices $\mathbf{C}_T$ and $\mathbf{C}_{\rho_a}$ represent the data covariance for temperature and ER, respectively, and $\mathbf{C}_m$ describes the prior uncertainty. Because the temperature and ER datasets are assumed independent, the full data covariance matrix is block diagonal, $\mathbf{C}_d = \text{diag}(\mathbf{C}_T, \mathbf{C}_{\rho_a})$. The MAP model is obtained with a Gauss–Newton method, which iteratively updates the model as

$$\begin{aligned}\mathbf{m}_{n+1} =& \mathbf{m}_n - \mu_n \Big(\mathbf{J}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{J}_n + \mathbf{C}_m^{-1}\Big)^{-1} \\ & \Big[\mathbf{J}_n^T \mathbf{C}_d^{-1}\Big(\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}\Big) + \ \mathbf{C}_m^{-1}\Big(\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_{\text{prior}}\Big)\Big],\end{aligned} \tag{4.11}$$

where $\mu_n \leq 1$ is a step size and $\mathbf{J}_n$ is the Jacobian of $\mathbf{g}(\mathbf{m}_n)$.

Once the MAP model is obtained, the posterior covariance matrix is computed as [88]

$$\mathbf{C}'_m = (\mathbf{J}_T^\top \mathbf{C}_T^{-1} \mathbf{J}_T + \mathbf{J}_{\rho_a}^\top \mathbf{C}_{\rho_a}^{-1} \mathbf{J}_{\rho_a} + \mathbf{C}_m^{-1})^{-1}, \tag{4.12}$$

where $\mathbf{J}_T$ and $\mathbf{J}_{\rho_a}$ are the temperature and resistivity change Jacobians at the MAP solution $\mathbf{J}_{MAP} = [\mathbf{J}_T^\top \ \mathbf{J}_{\rho_a}^\top]^\top$. The uncertainties of the thermal parameters are then estimated from the 95% confidence intervals [87] :

$$\text{conf} = \pm 1.96 \sqrt{\text{diag}(\mathbf{C}'_m)}. \tag{4.13}$$

Accurate estimation of the posterior and its confidence intervals requires appropriate definitions of the data covariance matrices and the prior. For the ER correlation matrix $\mathbf{C}_{\rho_a}$, we assume independent and normally distributed measurement errors, so $\mathbf{C}_{\rho_a}$ is diagonal with entries $\sigma_{\rho_a}^2$. This assumption neglects spatial or temporal correlations, which may slightly underestimate the confidence intervals. For the temperature covariance matrix, we account for temporal autocorrelation following Pasquier & Marcotte [19] using an exponential model :

$$\mathbf{C}_T(h) = \sigma_T^2 e^{-\frac{h}{a}}, \tag{4.14}$$

where a is the correlation range, σ_T^2 is the sill and h is the time lag between measurements.

The prior $\mathbf{C}_m$ allows incorporation of prior knowledge about the model to guide the inversion. In this study, the inverse problem is sufficiently well-posed that an uninformative prior $\mathbf{C}_m^{-1} \approx 0$ is adequate.

It is worth noting that we adopted a parametric inversion approach to estimate the three thermal parameters directly, rather than performing a spatial inversion of the electrical resistivity data, which is the conventional approach in geophysics. This choice is motivated by

the limitations of spatial regularization, which tends to smooth resistivity distributions and thus restricts the accurate resolution of hydrogeological and heat transport parameters [22].

4.3 Synthetic experiment

To assess the performance of the coupled E-TRT model, a synthetic noiseless simulation was conducted. A constant heat flux of 115.6 W/m was applied for 72 hours, a typical duration that provides sufficient accuracy for estimating k [16, 17]. The thermal properties of the bedrock were selected to reflect the values recovered in the field experiment (Section 4), with $k = 2.75$ W/m/K, $C_s = 2.5$ MJ/m^3/K and $m = 0.035$ °C^{-1}. Given the resulting characteristic time $t_b = 8.6$ hours, the data after 12 hours were used for both temperature and ER measurements to avoid short-term modelling errors.

The initial temperature and electrical properties of the ground and water, as well as the heating applied and the sampling rate for both datasets, are presented in Table 4.1. Values are chosen to be close to those at the experimental site. Direct measurements of water electrical resistivity were replaced with a constant electrical resistivity $\rho_{w,0}$. The following sections present the modelled resistivity and temperature data and the inversion accuracy. A more in-depth analysis is provided in the appendices. Appendix B compares the sensitivities of temperature and ER measurements ; Appendix C examines the influence of ER survey design on parameter recovery ; Appendix D assesses the effect of heat injection rate error ; and Appendix E investigates the impact of borehole water resistivity.

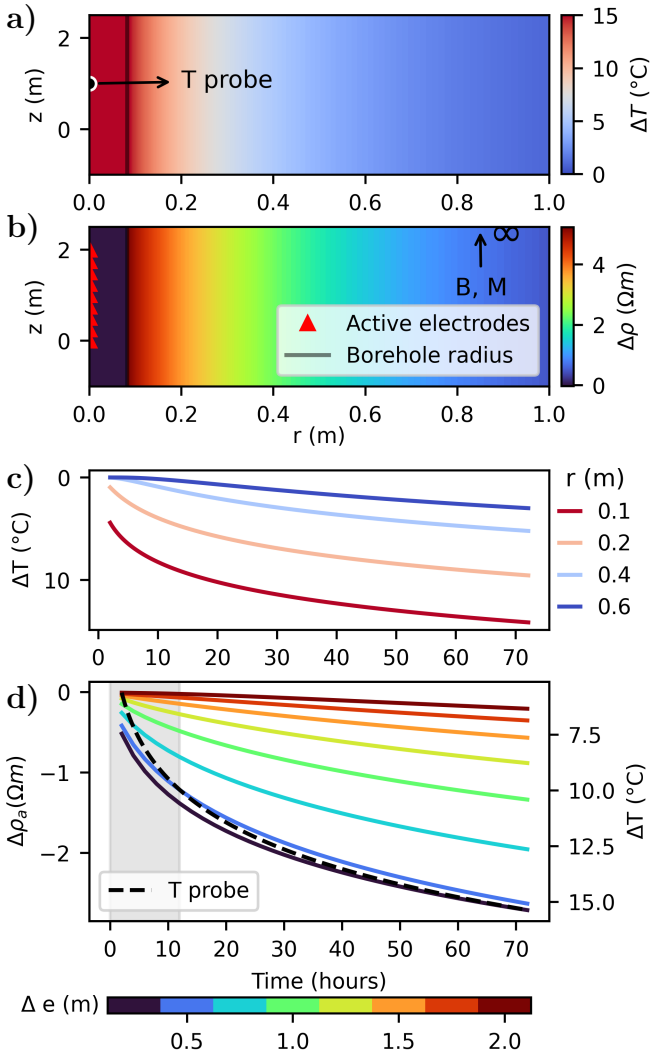


FIGURE 4.4 Spatial axisymmetric model of the synthetic E-TRT after 72 hours of heating. a) Temperature distribution simulated by the ICS, with the model's vertical extent shown along the z-axis. a) Corresponding 2D variation in electrical resistivity. Active electrodes are positioned at the center of the grid, while surface electrodes are assumed to be located at an infinite distance at the top boundary. c) Temporal temperature variation in the bedrock at different radial distances. d) Resulting synthetic apparent resistivity and temperature temporal data.

4.3.1 Modeled thermal and electrical perturbations

Figure 4.4a) illustrates the resulting thermal perturbation after 72 hours of heating causing electrical resistivity variations in the bedrock (bottom). The temperature variation of 14 °C is greatest at the borehole wall and decreases radially. Figure 4.4b) illustrates the resulting electrical model. Due to the inverse linear relationship between temperature and resistivity

Tableau 4.1 Properties and survey parameters used in the synthetic and experimental E-TRT models.

Parameter	**Units**	**Synthetic**	**Experimental**
T_0	°C	10	11.5
$\rho_{\mathrm{r},0}$	$\Omega\,\mathrm{m}$	15	15
$\rho_{\mathrm{w},0}$	$\Omega\,\mathrm{m}$	2	2
r_b	m	0.0825	0.0825
$t_{\max}$	h	72	256
q	W/m	115.6	115.6
Δt_T	min	10	10
Δt_ρ	h	4	2–4
Δe	m	0.25	0.25
N_e	–	8	8

Tableau 4.2 Measurement uncertainties and covariance model parameters obtained in the experimental E-TRT and used in the synthetic case.

Error	**Value**
Measurement error	
$\sigma_\rho(\Omega\,\mathrm{m})$	0.092
$\sigma_T(°\mathrm{C})$	0.26
Exponential covariance model	
Correlation range a (h)	7
Temperature variance σ_T^2	0.013

(Equation 4.4), the largest decrease from the reference rock resistivity $\rho_{r,0} = 15\ \Omega\,\mathrm{m}$ is concentrated within 1 m near the borehole, gradually approaching the reference value at greater distance. This underlines the importance of using high-resolution near-borehole ER measurements.

The temperature data are directly measured in the SCW via a probe and the ER data are obtained from increasing the spacing between active electrodes, located in the borehole. The resulting data are presented in Figure 4.4d). The ER response corresponds to a decrease of $\Delta\rho_a$ with time and is solely temperature-dependent, as the resistivity of the water inside the SCW remains constant. The magnitude of the decrease in $\Delta\rho_a$ is electrode-spacing dependent and can be compared to temperature variations at different radii, shown in Figure 4.4c). Indeed, electrode spacing plays a key role, as smaller spacings sample a more localized volume near the borehole, where temperature variations are greatest, resulting in a stronger apparent

resistivity change. In contrast, larger spacings integrate over a broader volume farther from the borehole, where temperature changes are less pronounced, leading to a weaker electrical response. The apparent resistivity variation reaches 2.67 $\Omega\,$m, for an initial bedrock resistivity of 15 $\Omega\,$m. Although the latter seems modest, it corresponds to a 17.8 % change in ρ_a.

4.3.2 Parameter estimation

Due to the respective sensitivities of ER and temperature data to the three thermal parameters demonstrated in Appendix B, their joint use may provide complementary information, and therefore additional constraints, on C_s, k and m. In this synthetic study, noiseless ER and temperature data are used to evaluate whether the solution, the true thermo-electrical parameters (C_s = 2.5 MJ/m^3/K, k = 2.75 W/m/K and m = 0.035 °C^{-1}) can be reliably recovered. The initial model supposes good knowledge of k, along with standard values set for C and m, set to k = 2.6 W/m/K, C_s = 2.0 MJ/m^3/K and m = 0.018 °C^{-1}. Inversions were performed using temperature data alone (the TRT dataset) and then using the full E-TRT dataset with Equation 4.11. The TRT inversion excluded m due to its insensitivity. Both approaches converged within 10 iterations, after which the parameter updates became negligible, and the solution recovered the true thermal parameters. This indicates that local gradient-based inversion can be applied to process both TRT and E-TRT in a perfect scenario (no noise, perfect physics).

4.3.3 Uncertainty estimation

A careful analysis of noise sensitivity and uncertainty is required to assess the gain of the E-TRT over the TRT under realistic conditions. To this end, the confidence intervals from the posterior covariance matrix were calculated at the MAP estimate using Equation 4.13 with data covariance matrices based on parameters reported in Table 4.2. The MAP uncertainty depends on the covariance matrix and a linear approximation around the solution. To confirm the MAP results, two complementary uncertainty estimations are presented : a Monte-Carlo analysis (MC) and a grid-search of the misfit around the solution.

For the Monte-Carlo analysis, data were generated by perturbing the MAP model predictions with random Gaussian noise following $\mathbf{C}_d$, and the inversion was performed for 8 iterations using the MAP thermal parameters perturbed according to $\mathbf{C}_m$ as the initial model. The latter was defined from a Gaussian approximation of a uniform distribution bounded within typical parameter ranges : [1 – 5.0] W/m/K for k, [2.0 – 3.5] MJ/m^3/K for C_s and [0.018 – 0.03] °C^{-1} for m. A total of 10 000 simulations were performed for the TRT, and 2000 simulations for the E-TRT due to computational cost.

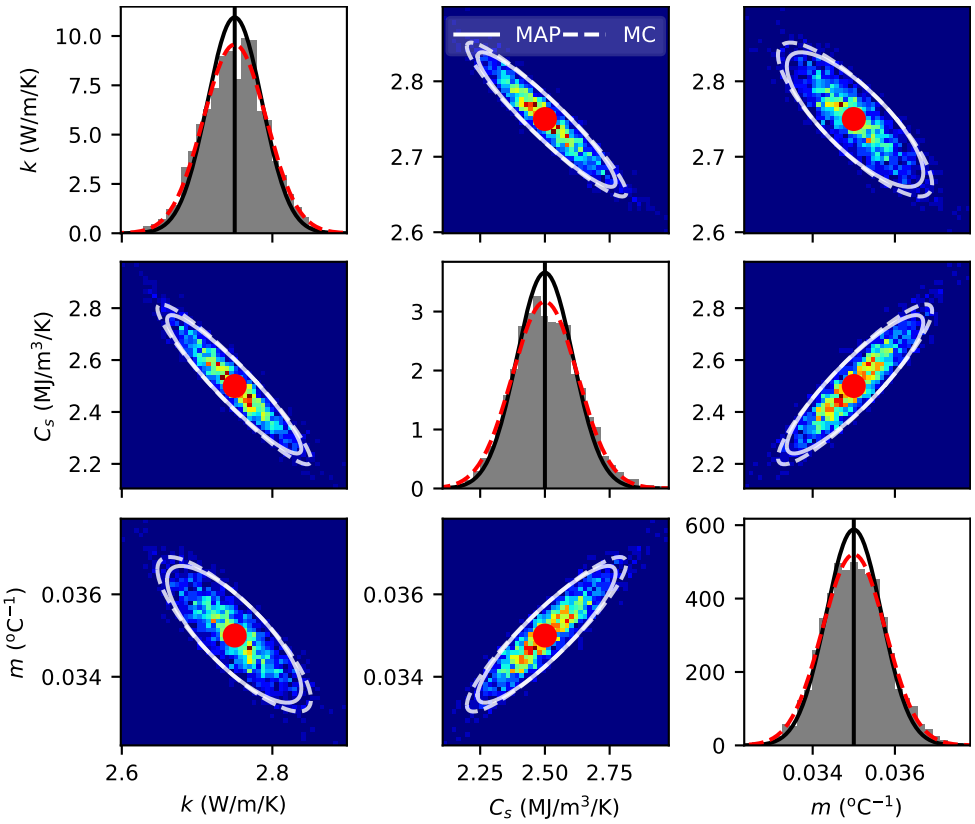


FIGURE 4.5 Monte-Carlo (MC) analysis of the E-TRT. Results from 2000 simulations are shown, with the true model indicated by the red dot. The 95 % covariance ellipsoids are plotted for the MC and MAP estimates.

For the grid-search of the misfit, we computed the misfit on a regular grid ($\Delta k = 0.03$ W/m/K, $\Delta C_s = 0.03$ MJ/m^3/K and $\Delta m = 0.00017$ °C^{-1}). For a multivariate normal distribution, the misfit should follow a χ^2 distribution with n degrees of freedom [87], corresponding to the number of parameters ($n = 2$ for TRT and $n = 3$ for E-TRT). The 95% confidence region is then obtained by the isocontour of the 95^{th} percentile of the χ^2 distribution Δ^2, given by $\Phi(\mathbf{m}) \leq \Phi(\mathbf{m_{est}}) + \Delta^2$, where $\mathbf{m_{est}}$ are the estimated model parameters. For the following, we report the bounding box of this region, which serves as the most conservative estimation of the confidence interval. Note that the misfit computation takes full account of the non-linearity of $\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})$, but that the isocontour criterion assumes linearity. This is thus a mixed approach between MAP ellipsoid and pure MC.

Confidence intervals obtained by the three methods are reported in Table 4.3. Using temperature data alone and the MAP covariance, k is resolved with an 7.5% uncertainty, while C_s is resolved with a 25.4 % uncertainty. The addition of ER data improves resolution of k to 2.6 %, and of C_s to 8.5 %, a substantial improvement. Moreover, the E-TRT allows the

estimation of m within 3.8 % uncertainty. The MAP, MC, and the bounding box methods yield comparable uncertainties, supporting the conclusion that E-TRT reduces uncertainty by a factor of 3 over standard TRT.

Tableau 4.3 Absolute and relative 95% uncertainty widths for thermal parameters using MAP, misfit-based bounding box (Box) and Monte-Carlo (MC) approaches under TRT and E-TRT conditions on the synthetic case.

Param.	**Method**	**TRT**	**E-TRT**
k	MAP	0.21 (7.5%)	0.07 (2.6%)
(W/m/K)	MC	0.19 (6.9%)	0.08 (3.0%)
	Box	0.41 (7.5%)	0.09 (3.3%)
C_s	MAP	0.63 (25.4%)	0.21 (8.5%)
($MJ/m^3/K$)	MC	0.59 (23.4%)	0.25 (9.9%)
	Box	1.29 (25.8%)	0.31 (12.4%)
m	MAP	–	0.00133 (3.8%)
($°C^{-1}$)	MC	–	0.00150 (4.3%)
	Box	–	0.0020 (5.7%)

The discrepancies between the uncertainty estimates obtained with the three methods are small and consistently support the improved performance of the E-TRT. The bounding box shows the highest uncertainty estimation, as it includes parameter space volume outside of the actual confidence region. Relative to the MC, the MAP covariance slightly underestimates the uncertainty for the TRT (by 0.6 % for k and 2.0 % for C_s) and overestimates the uncertainty for the E-TRT (by 0.4 % for k, 1.4 % for C_s and 0.5 % for m). The suitability of the linear MAP approximation is further confirmed by Figure 4.5, comparing the MAP and MC posterior distributions. The posterior distribution sampled with MC shows that all three parameters are normally distributed, with marginals closely reproduced by the MAP ellipsoid. Hence, the non-linearity is mild and the MAP covariance approximation is appropriate ; further analyses therefore rely primarily on this approach due to its lower computational cost.

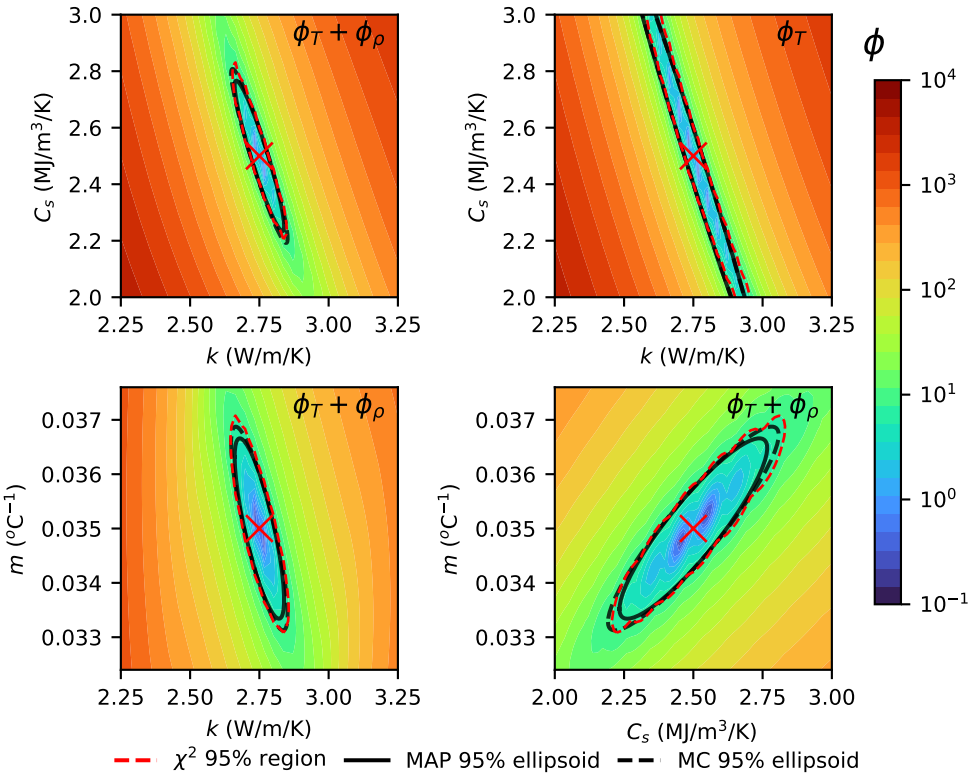


FIGURE 4.6 Visualization of misfit Φ in the (k, C_s), (k, m) and (C_s, m) parameter plane. The true solution, C_s=2.5 MJ/m^3/K, k=2.75 W/m/K and m = 0.035 °C^{-1}, is marked with a red X. The top-right panel displays Φ_T, only. The corresponding MAP ellipsoids and misfit confidence regions are plotted.

Figure 4.6 illustrates the resulting misfit plot in two-dimensional parameter planes (k, C_s), (k, m) and (C_s, m), while minimizing over the third parameter. The TRT misfit plot (k, C_s) reveals a narrow confidence region valley spanning between 1.95 and 3.24 MJ/m^3/K (outside of the plot) around the solution, indicating that multiple combinations of k and C_s can reproduce the observed temperature of a TRT when the ICS model is used. This elongated shape of the misfit is consistent with previous findings and illustrates the low confidence on C_s [104, 105]. In comparison, the E-TRT (k, C_s) plane shows a much narrower misfit valley, further confirming that ER data is more discriminative with respect to C_s. In the (k, m) plane, the misfit shows that k and m are almost uncorrelated, illustrated by a near-vertically aligned confidence region. In contrast, the (C_s, m) plane shows a more gradual variation, reflecting a weaker constraint on the solution. The confidence region is oriented at approximately a 45-degree angle, indicating a correlation between both parameters. This suggests that variations in C_s and m, both volumetric properties, may compensate for each other in the model response.

In conclusion, these results confirm that the MAP covariance captures the local behaviour of the cost function for both TRT and E-TRT datasets and provides a reliable estimation of the 95 % confidence interval. Most importantly, they demonstrate that the E-TRT indeed substantially reduces the uncertainty of C_s and enables reliable estimation of m.

4.4 Experimental application to Varennes Study Site

The value of complementing conventional TRTs with ER measurements, particularly on the recovery of C_s and m, has been explored through synthetic modelling. Building on these findings, the following section presents the results of an experimental E-TRT conducted between October 8 and November 4th, 2024.

4.4.1 Site description

The E-TRT was carried out on an SCW at the mobile geothermal laboratory in Varennes, Canada. Figure 4.2a) presents pictures of the inside and outside of the laboratory. Beaudry *et al.* [38] conducted a comprehensive characterization of the site, including geological identification of the bedrock and thermal conductivity from probe measurements from borehole cuttings and a thermal response test. The 215 m deep SCW, with a 165 mm diameter, is located in the Nicolet Formation of the Lorraine Group, which at the site consists of fine-grained sedimentary rock interbedded with sandstone, siltstone, and limestone. Approximately 10 meters from the SCW, a 150 meters reinjection well (IW) injects the bleed water into the aquifer. The laboratory is equipped with a data acquisition system that measures LWT and EWT, flow rates and heating power generated by a 24 kW nominal water heater as seen in Figure 4.2a). The SCW geometry enables pumping at a depth of 18 m and reinjection near the bottom of the well. The rejection pipe is screened for 5 meters. Additional pressure sensors were added in the SCW and in the reinjection well to monitor water levels. The SCW was equipped with a DTS calibrated with a water bath and a temperature sensor. A 10-minute measuring interval was chosen, with a spatial resolution of 0.5 m, comparable to typical sampling intervals for distributed TRTs that range from 1 minute to 60 hours [33].

4.4.2 Thermal response test

The thermal response test lasted 21 days. During the recirculation, heating, and bleed phases, both LWT and EWT were recorded. For the recovery phase, only temperature data along the SCW were collected using DTS. The undisturbed ground temperature was also measured using DTS. The recirculation phase lasted 48 hours. In the heating phase, an average heating

power Q of 24.01 kW was applied for 256 hours. This is by far longer than conventional TRT and was done to maximize thermal perturbation in the bedrock. The heating power is obtained from the temperature difference $\Delta T = EWT - LWT$ using $Q = \Delta T \dot{V} (\rho C_p)_w$, where $\dot{V}$ is the pumping rate and $(\rho C_p)_w$ is the water volumetric heat capacity [38]. The higher heating power than the water heater's capacity is caused by additional heating from the pump. This is equivalent to a unit heat load q of 115.6 W/m when using an effective length of 208 m, accounting for the depth of the water table and the screened reinjection pipe, and an average flow rate of 105.60 L/min. During the bleed phase, heating was maintained and a 3.25 L/min bleed flow rate was applied. For the recovery phase, both heating and water recirculation were stopped. While it is typical to continue water recirculation during recovery, we chose otherwise to assess the impact of water circulation on the electrical data. Following the cessation of heating and recirculation, the DTS system continued to collect temperature data for an additional 5 days to monitor the recovery process. The evolution of inlet and outlet temperatures, flow rates, and heating power during the TRT are summarized in Figure 4.7.

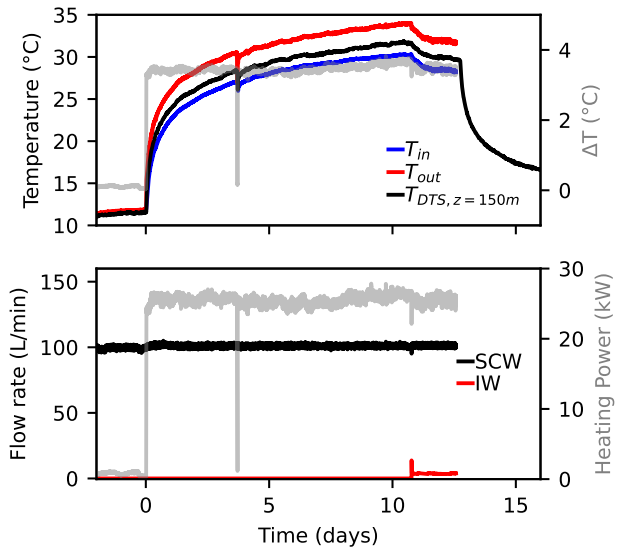


FIGURE 4.7 Thermal response test data. Top : Inlet and outlet temperatures alongside the DTS temperature at the depth of the cable. Bottom : Measured flow rates and heating power.

4.4.3 Electrical measurements

The ER measurements were performed with a 32-electrode cable at 25 cm spacing, shown in Figure 4.2c). The cable was installed in the SCW at a depth of 150 m, in a 20 m-thick bed of relatively homogeneous mudshale [38]. Particular care was required during installation, as the 165 mm-diameter borehole already contained a 51 mm reinjection pipe and an optical-fiber

cable. The surface electrodes were positioned 40 m horizontally from the borehole to meet the required minimum distance of 155 m, as specified for this configuration [76]. The protocol was designed to minimize acquisition time and consisted of 335 measurements with up to four stacks for a variance smaller than 1 % and took about 20 minutes. Current was injected at every 5th electrode and the potential was measured at the remaining electrodes, resulting in an electrode spacing ranging from 0.25 to 7.75 m. This setup ensured that all potential measurements for a single injection electrode were taken consecutively, minimizing the time between measurements. Data acquisition was carried out using the ABEM Terrameter LS. The Terrameter LS was installed inside the laboratory and connected to both a power outlet and a computer, as shown in Figure 4.2a). Automated measurements were conducted at two-hour intervals, and the acquisition interval was extended to four hours after the sixth day of heating to minimize electrode corrosion.

Due to the sensitivity of electrical measurements to the groundwater in the SCW, water conductivity was carefully monitored throughout the TRT using two different probes. A multiparameter probe (Hanna 98194) was placed inside the mobile laboratory within a parallel water circuit and housed inside a thermally insulated Faraday cage, with a sampling interval of 5 minutes. A water conductivity data logger (LTC probe) was positioned 1 meter below the pump intake in the SCW, with a sampling interval of one minute. Groundwater samples were taken at every field visit. The electrical conductivity of each water sample was measured at 25 °C to validate the probe readings. Two water samples were heated over a temperature range of 11 to 35 °C, during which the electrical conductivity was recorded. A linear regression analysis was performed to establish the site-specific relationship between temperature and groundwater electrolyte conductivity m_f.

Error estimation

Estimating the error is essential for field-based electrical measurements. A common approach is the reciprocal error, calculated by interchanging the injection and potential electrodes for each quadripole configuration :

$$|e| = \frac{||R_f| - |R_r||}{2}, \tag{4.15}$$

where R_f and R_r are the forward and reciprocal resistances, respectively [85]. In this study, each protocol included 50 pairs of reciprocal measurements, and a complete reciprocal protocol was conducted at the end of recirculation, heating, bleeding and recovery. For this dataset, the reciprocal error falls below 2 % for 98% of the data. To ensure data quality, experimental apparent resistivity ρ_a was filtered by removing measurements with a reciprocal error exceeding 4 % and those from identified defective electrodes. Variations $\Delta\rho_a$ were

calculated relative to the initial measurements taken before heating. Given the short length of our multi-electrode cable (7.25 m), vertical homogeneity of the rock formation is assumed, meaning that identical spacing at different depths along the cable should yield the same apparent resistivity. Under this hypothesis, ρ_a and $\Delta\rho_a$ were averaged for each electrode spacing to improve accuracy and reduce noise. ER uncertainty was first obtained for each spacing, where a $|e| = 2\%$ error on all filtered ρ_a values was averaged by the number of timesteps N_t and the number of duplicates N_ρ. These duplicates further reduce the error by a factor of $\sqrt{N_\rho}$. The resulting per-spacing error was averaged across all spacings N_e to obtain a single representative uncertainty, expressed as

$$\sigma_\rho = \frac{1}{N_e}\sum_{i=1}^{N_e}\left(\frac{1}{\sqrt{N_{\rho,i}}}\frac{|e|}{N_t N_{\rho,i}}\sum_{j=1}^{N_{\rho,i}}\rho_{a,ij}\right), \tag{4.16}$$

yielding an uncertainty of $\sigma_\rho = 0.092\ \Omega\,\mathrm{m}$. For the temperature data, the standard deviation of residuals between DTS measurements and the sensor inside the calibration bath provided measurement uncertainty of $\sigma_T = 0.26$ °C. The temperature data were inverted using the ICS, and the residuals were used to obtain the experimental variogram, from which the temperature drop from the power outage was removed. The resulting fit of the exponential model (Equation 4.14) is illustrated in Figure 4.8 and results in a sill of 0.013 °C^2 and a correlation range of 7 hours. The experimental errors are summarized in Table 4.2 and were used for parameter estimation in Section 4.3.

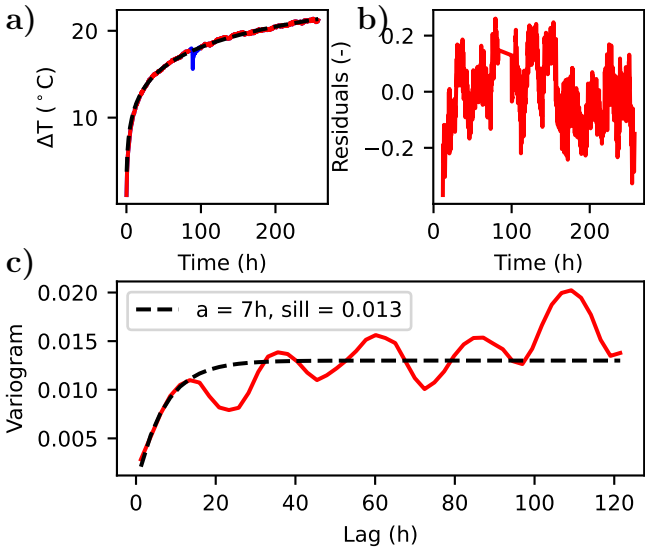


FIGURE 4.8 Temperature residuals modelling. a) ICS model is fitted to the temperature data. b) Residuals between model and measurements. c) Exponential variogram model fitted to the residuals.

4.4.4 Results and discussion

Experimental data

The resulting experimental data during the heating phase are presented in Figure 4.9, with the shaded areas around $\Delta\rho_a$ indicating the measurement error. Besides the measurement error described in Equation 4.16, the standard deviation from averaging $\Delta\rho_a$ across electrode spacings provides a measure of homogeneity along the cable section. The resulting average variability is 0.2 $\Omega\,$m, corresponding to 14.7 % of the mean $\Delta\rho_a$. This relatively low variability, together with the distinctive temporal trend observed for each spacing, supports the assumption of vertical homogeneity. Spacings greater than 2 m were excluded, as their standard deviation exceeded the corresponding $\Delta\rho_a$ values. The data collected during the bleed and recovery phase are not shown here and will not be used for parameter estimation in this paper. The average direct temperature measurements obtained from the DTS between 150 and 158 m in the SCW are presented in Figure 4.9b). There was a small power outage on day 3, noticeable by a decrease in water temperature. Figure 4.9c) displays the water resistivity values measured by the LTC probe, as the Hanna Probe measured similar values with a higher noise level. The blue dots represent the groundwater resistivity at 25 °C from laboratory measurements. The measurements for m_f for samples A and B were taken at the beginning and at the end of heating, respectively, and are presented in Table 4.4.

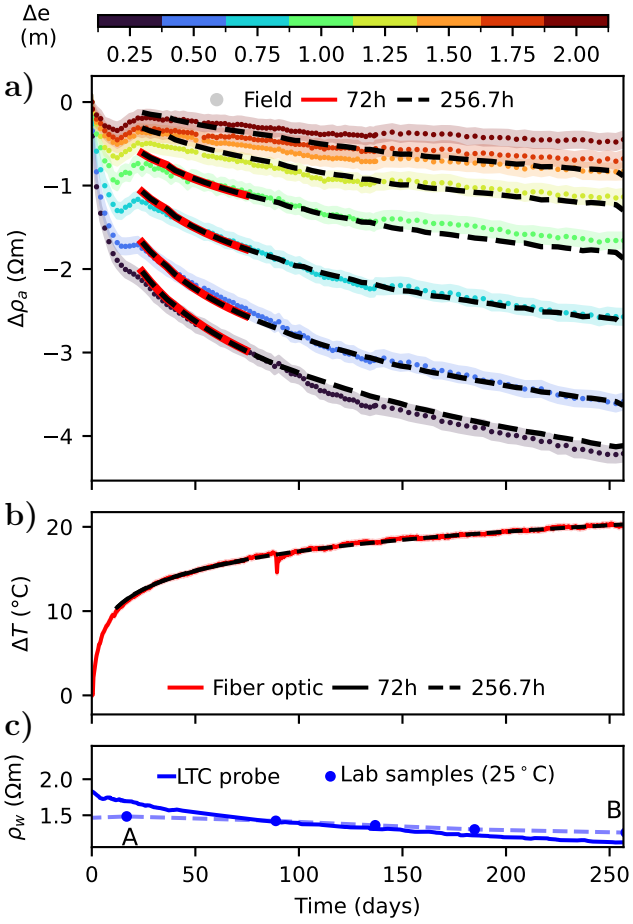


FIGURE 4.9 E-TRT data obtained from the experiment at the Varennes test site, along with the predicted data from the inverted E-TRT solution. a) Apparent resistivity variation with respect to time for electrode spacings between 0.25 m and 2.00 m. The shaded area shows the measurement error σ_ρ. b) Average temperature obtained from DTS at the depth of the cable (150.00 - 157.75 m). c) Water resistivity measurements obtained from an LTC probe located under the pump intake. The resistivity at 25 °C of the lab samples are shown, and the dashed line gives the specific resistivity interpolated from the samples.

TABLEAU 4.4 Measured groundwater conductivity at 25°C and m_f values for three samples taken at different stages of the thermal response test.

Sample	m_f	σ_{25} **(S/m)**	ρ_{25} **(Ω m)**
A – Start of heating	0.0204	0.57	1.77
B – End of heating	0.0194	0.67	1.49

During heating, a 20.4 °C increase in groundwater temperature corresponds to a decrease in water resistivity. The electrolytic conductivity is expected to increase and the resistivity to

decrease, in proportion to the temperature within this range. As illustrated in Figure 4.9, this trend holds except for the first day. Robert *et al.* [92] showed that bulk resistivity may diverge from expected temperature-resistivity relationships due to mineral precipitation with temperature increase and chemical disequilibrium between pore water and the formation matrix. Although the recirculation phase homogenizes water properties inside the SCW, this does not imply equilibrium with the adjacent bedrock. The laboratory analysis presented in Table 4.4 demonstrates that the two samples extracted during the heating process exhibited different conductivities at 25 °C and supports the idea that changes in chemical composition contributed to these differences. This is supported by examining the first 24 hours of the ER data, which shows a decrease in apparent resistivity, followed by an increase and then a decrease at 24 hours. A similar trend was also observed by Robert *et al* [92] on a laboratory column experiment, further supporting the notion that geochemical reactions impacted water resistivity. For these reasons, the first day of heating was excluded from the parameter estimation process, as the numerical model does not account for chemical reactions.

The experimental ER data is comparable to the synthetic results shown in Figure 4.4d), where $\Delta\rho_a$ decreases across all electrode spacings, with the strongest decrease observed at smaller spacings. For the experimental dataset, a maximum decrease of 27.3 % is obtained at the 25 cm spacing. This supports that the experimental ER measurements are sensitive to temperature variations in the bedrock. Inverting only for the reference time estimates a bedrock resistivity of 15 $\Omega\,$m, which aligns with the expected resistivity of shales [46].

Parameter estimation

The thermal parameters k, C_s and m were estimated using two datasets : the first 72 hours of measurements, corresponding to a conventional TRT length, and the full 256-hour dataset. For both durations, the heating phase of the TRT was first interpreted using the first-order approximation of the line-source model using borehole inlet and outlet temperature from Figure 4.7 (ILS-1st ; see Appendix A). Inversions were performed for both the 72-hour and full datasets. The TRT inversion used DTS temperature data at cable depth 12 hours after the start of heating, to avoid short-term modelling errors. The E-TRT inversion includes the ER measurement 24 hours after the start of heating, to avoid including data affected by thermo-chemical effects. In addition, the temporal ER data were sampled at 4-hour intervals, as the first 6 days of the experiment were sampled at 2-hour intervals. This adjustment ensures that the contribution of ER measurements remains balanced throughout time.

All four inversions converged within 10 iterations, after which the parameter updates became negligible. Figure 4.9 plots the modelled data at the optimum against the experimental

TABLEAU 4.5 Recovered thermal parameters for survey durations of 72 hours and 256 hours using three approaches : the first-order approximation of the ILS (ILS-1st), temperature-only TRT inversion, and joint E-TRT inversion. Values in bold are the recovered experimental parameters. MAP-estimated parameters are reported with their 95% confidence intervals. The associated RMSE values are provided for each dataset, with relative RMSE expressed with respect to the recovered parameters.

Parameter	$\mathbf{t}_{max}$	**ILS-1st**	**TRT**	**E-TRT**
k	72	2.70	2.41 ± 0.18	2.68 ± 0.10
(W/m/K)	256	2.74	2.60 ± 0.07	**2.65 ± 0.02**
C_s	72	–	3.27 ± 0.75	2.31 ± 0.29
(MJ/m^3/K)	256	–	2.61 ± 0.28	**2.35 ± 0.09**
m ($\times 10^{-2}$)	72	–	–	3.60 ± 0.17
(°C^{-1})	256	–	–	**3.61 ± 0.04**
RMSE $\Delta\rho_a$	72	–	–	0.092 (5.8%)
(Ω m)	256	–	–	0.083 (4.3%)
RMSE ΔT	72	–	0.077 (0.6%)	0.119 (0.9%)
(°C)	256	–	0.150 (0.9%)	0.154 (0.9%)

measurements. For the E-TRT inversion, the model fails to reproduce the measured $\Delta\rho_a$ at larger spacing for early times. As a result, only four spacings between 0.25 m and 1 m were kept for the 72-hour case, and six spacings between 0.25 m and 1.5 m were kept for the full case. This selection allowed both datasets to fit the ER data within measurement error $\sigma_\rho = 0.092\ \Omega\,\text{m}$.

The recovered thermo-electrical parameters, along with the temperature and ER data misfits, are presented in Table 4.5. Using the ILS-1st, the recovered equivalent thermal conductivity is 2.70 W/m/K for the 72-hour and 2.74 W/m/K for the 256-hour TRT. These values are consistent with previous site-specific estimates, which range between 2.74 and 2.78 W/m/K [38]. The TRT recovered k values are slightly lower than those recovered via ILS-1st and vary greatly between the two TRT survey durations. As shown in Appendix C (Figure 4.12), confidence improves with longer TRT, meaning that C_s obtained from the longer survey should be more accurate. The unusually long 256-hour TRT also serves to provide a more accurate reference than the standard 72-hour TRT, against which E-TRT values can be compared. As reported in Table 4.5, both E-TRT MAP estimates fall closer to the 256-hour TRT values, supporting the conclusion that E-TRT improves accuracy compared to a standard TRT of the same duration. This will be discussed in more detail in the next section on uncertainty estimation.

For the remainder, the 256-hour E-TRT MAP estimates are chosen as the representative solution, as they exhibit the tightest confidence intervals. The recovered thermal parameters for the Varennes site are $k = 2.65$ W/m/K, $C_s = 2.35$ MJ/m^3/K, and $m = 0.0361$ °C^{-1}. In SCWs, recirculation can induce groundwater flow between the borehole wall and the surrounding bedrock, even in the absence of bleed [28, 29, 106]. Consequently, the recovered thermal parameters can be interpreted as effective values, as is usually the case for TRTs [16], and are representative of the instrumented section of the cable. Compared with previous studies at the site by Beaudry *et al.* [38], k is slightly below the equivalent range of 2.74-2.78 W/m/K, but remains within the broader interval of 2.2-2.9 W/m/K measured by drill cuttings at similar depths. This may also highlight the difference between the borehole equivalent k and local values. As expected, the recovered C_s differs from the 2.07 MJ/m^3/K used by Beaudry *et al.* [38], which was based on typical rock properties. The SCW is located within the Nicolet Formation, which at the site and at the depth of the cable, is composed of mudshales. Accordingly, the estimated C_s falls within the expected range for shales (2.26 - 2.98 MJ/m^3/K) [32]. The recovered value of m exceeds the ratio between temperature and electrolytic conductivity m_f measured on groundwater samples (0.0194-0.0206 ; see Table 4.4). This is consistent with the high clay content of mudshales, as m falls within the higher range expected for clay-rich rocks (0.021 - 0.28) °C^{-1} [26, 27].

Uncertainty estimation of the recovered parameters

Tableau 4.6 Absolute and relative 95% uncertainty widths for thermo-electrical parameters using MAP and misfit bounding box (Box) approaches under TRT and E-TRT conditions.

Param.	**Method**	**TRT**	**E-TRT**
k	Box–72	0.26 (9.9%)	0.13 (4.7%)
(W/m/K)	MAP–72	0.18 (6.7%)	0.10 (3.8%)
	MAP–256	0.07 (2.5%)	0.02 (0.9%)
C_s	Box–72	0.83 (35.1%)	0.38 (16.0%)
(MJ/m^3/K)	MAP–72	0.75 (32.1%)	0.29 (12.4%)
	MAP–256	0.28 (11.9%)	0.09 (3.8%)
m	Box–72	–	0.0022 (6.1%)
(°C^{-1})	MAP–72	–	0.0017 (4.7%)
	MAP–256	–	0.0004 (1.3%)

To assess the uncertainty of the recovered parameters, the 95 % confidence intervals are calculated from the covariance around the MAP (Equations 4.12-4.13), along with the bounding

box of the 95% confidence region of the gridded misfit. Results are reported in Table 4.6 and displayed in Figure 4.10. Note that the bounding box estimate was only calculated for the 72-hour dataset, as the misfit confidence region fell under the grid resolution for the 256-hour dataset. As shown in Figure 4.10, the MAP ellipsoids agree well with the confidence region for the TRT and E-TRT, indicating that MAP-based uncertainties remain reliable for experimental data. The misfit values diverge from those obtained in the synthetic case (Figure 4.6) due to the presence of measurement noise and modelling error.

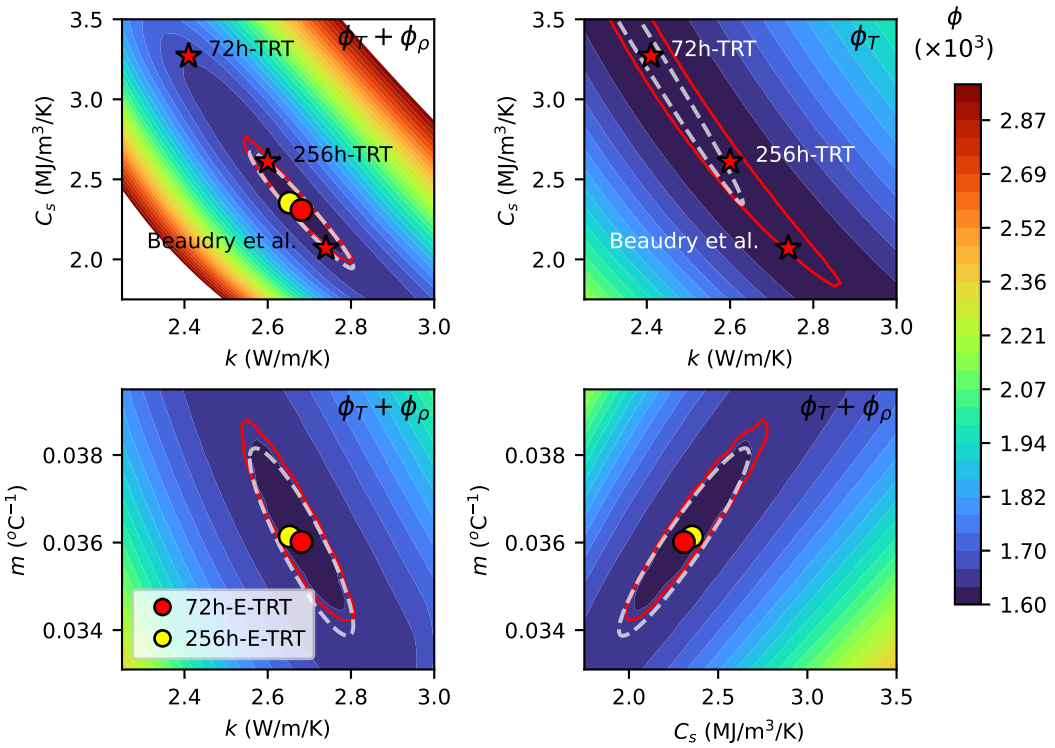


FIGURE 4.10 Visualization of the misfit Φ for the 72-hour survey in the (k, C_s), (k, m) and (C_s, m) parameter planes. The top-right panel displays the Φ_T of temperature data only. The corresponding MAP ellipsoids (dashed white line) and misfit confidence regions (red) are plotted, together with the parameter estimates from the 72-hour and 256-hour TRT and E-TRT, as well the values from Beaudry *et al.* [38].

A marked reduction in uncertainty is observed for both TRT and E-TRT when extending the survey from 72 to the 256 hours, in accordance with the analysis presented in Appendix C (Figure 4.12). In both the 72-hour and full-duration cases, the inclusion of ER data substantially reduces the uncertainty of k and C_s. While k is already constrained within 10 % by the 72-hour TRT, Table 4.6 shows a twofold reduction for both durations. For C_s, the improvement is substantial, decreasing from 24.2 % to 12.4 % for the 72-hour E-TRT and 11.0 % to 3.8 % for the full-duration E-TRT. For m, the uncertainty is already 4.7 % for the

72-hour E-TRT, meaning that it is well resolved.

To better understand the discrepancies in the estimated thermal parameters observed in (Table 4.5), we analyze the gridded misfit shown in Figure 4.10 following the methodology described previously. In contrast, the E-TRT misfit (top-left) reveals a better-defined confidence region, which includes both E-TRT estimates, the full dataset TRT solution, and the estimate from Beaudry *et al.* [38]. It excludes the 72-hour TRT MAP solution but falls within its 95% confidence region, highlighting the risk of relying solely on a single best-fit value and the advantage of the Bayesian inference framework.

On a final note, our uncertainty estimates compare favorably to those reported in the literature. Pasquier & Marcotte [19] and Jacques & Pasquier [45] estimate C_s using correlated temperature residuals and Bayesian inference of conventional TRT data and recovered uncertainties of 16.3 % and 14 %, respectively. These uncertainties are slightly lower than those recovered from TRT data. However, the latter was sampled at 10-minute intervals, while Pasquier & Marcotte [19] recommends using a minimum sampling rate of 30 seconds for an accurate estimation of heat capacity.

4.5 Conclusion

This study introduces and validates the Electrical Thermal Response Testing (E-TRT) as a novel field methodology for geothermal characterization, demonstrating that integrating electrical resistivity geophysical measurements into a conventional TRT substantially improves the estimation of the thermal conductivity k and volumetric heat capacity C_s. By incorporating spatially sensitive geophysical information and a robust Bayesian inversion framework, E-TRT reduces parameter trade-offs and provides more reliable uncertainty quantification than standard TRT approaches. Moreover, its installation does not alter the operation of a standard TRT and requires only a minor increase in field time, limited to the deployment of a multi-electrode cable and the instrumentation required to measure temperature and water electrical conductivity at the cable depth.

A major contribution of this work is the demonstrated breakthrough in resolving C_s, a parameter that has historically been poorly constrained by conventional TRTs. C_s governs both the short-term transient response of the GHE [13] and its long-term response [44]. Accurate estimation of C_s therefore improves modelling of the GHE temperature dynamics during intermittent operation, which has been shown to enhance the thermal performance of several types of GHEs [107, 108]. It also improves predictions of the long-term ground temperature drift under unbalanced loads, which influences long-term performance [109]. Both synthetic

and field results confirm that the E-TRT allows for a substantial reduction in uncertainty by approximately 50 to 70 % for C_s. In addition, this study presents the first reliable in-situ field-scale estimation of the temperature–resistivity coupling parameter m, offering a practical alternative to laboratory-based measurements [22, 23, 52] and core-scale methods [26, 27].

A 256-hour experimental E-TRT on a SCW validated these results and demonstrated the applicability of the E-TRT under realistic field conditions. The addition of ER data reduced the solution space, stabilized parameter estimates across survey durations, and yielded values consistent with prior site studies and expected lithological ranges.

The present work constitutes a proof of concept applied locally at a single depth of the borehole. The E-TRT could be extended to cover the entire SCW by placing a cable with bundled electrodes along its length to obtain section-wise electrical monitoring. Alternatively, since measurement frequency appears to have a limited influence on the ER sensitivity to C_s, a single diagraphy could be conducted at the end of the recirculation and heating phase.

In this fashion, the thermal parameters could be recovered for different sections of the SCW to quantify subsurface heterogeneity. Finally, the E-TRT framework could be adapted to a closed-loop GHE using an equivalent radius [34].

Nomenclature

Acronyms

DTS	Distributed temperature sensing
DC	Direct current
ERT	Electrical resistivity tomography
ER	Electrical resistivity
EWT	Entering water temperature
E-TRT	Electrical thermal responsetest
GHE	Ground heat exchanger
ICS	Infinite cylindrical source
ILS	Infinite line source
IW	Injection well
LWE	Leaving water temperature
MAP	Maximum a posteriori
MC	Monte Carlo
PVC	Polyvinyl chloride
RMSE	Root mean square error
SCW	Standing column well
TRT	Thermal response test

Symbols

α	Thermal diffusivity (m^2/s)
Δ	Difference
δ	Dirac delta distribution
∂	Partial derivative
C_s	Volumetric heat capacity ($J/m^3/K$)
Φ	Cost function
ρ	Electrical resistivity ($\Omega\,m$)
σ	Measurement uncertainty ; also used to denote electrical conductivity (S/m) where specified
a	Correlation range (s)
h	Time lag (s)

C_s	Volumetric heat capacity (MJ/m^3/K)
k	Thermal conductivity (W/m/K)
q	Unit heating load (W/m)
Q	Heating power (W)
$\dot{V}$	Circulation flow rate (m^3/s)
m	Fractional change in electrical conductivity (°C^{-1})
N	Number
R	Thermal resistance (Km/W)
r	Radius (m)
T	Temperature (°C)
t	Time (s)
V	Electrical potential (V)
p	Probability density function
$\mathbf{m}$	Model parameter vector
$\mathbf{d}$	Observed data vector
$\mathbf{g}$	Forward model operator
$\mathbf{C}$	Covariance matrix

Subscripts

0	Initial or reference
a	Apparent
b	Borehole
e	Electrode
eq	Equivalent
est	Estimated
f	Fluid
r	Bedrock
w	Groundwater

CRediT authorship contribution statement

Clarissa Szabo Som : Writing - review & editing, Writing - original draft, Investigation, Visualization, Software, Methodology. **Gabriel Fabien-Ouellet** : Writing - review & editing, Conceptualization, Software, Methodology, Supervision, Validation, Resources. **Philippe Pasquier** : Writing - review & editing, Supervision, Validation, Methodology, Resources, Funding acquisition. **Adrien Dimech** : Writing - review & editing, Validation.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgement

The authors would like to thank Maxime St-Jean, Levy Nougoua, Gabriel Dion and Gabrielle Beaudry for their valuable assistance during field investigations. The authors acknowledge the support from partners of the Geothermal Research Chair on the Integration of SCWs in Institutional Buildings, namely Hydro-Québec, the Ministry of higher education of Québec, CSSMI, CSSDM, CSSS, Versa Profiles, Marmott Energies, CanmetEnergy and NSERC. Additionally, we thank the anonymous reviewers and colleagues that provided constructive comments. This work was financed by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, Canada through grant number ALLRP 544477-19 and the Canada Graduate Research Scholarship – Master's program (CGS-M, 2024).

A Infinite line source

The analytical model most commonly used is the infinite line source by Ingersoll *et al.* [36] that describes the temperature variation at a distance r from the center of the borehole

$$\Delta T(r,t) = \frac{q}{2\pi k} \int_{\frac{r}{2\sqrt{\alpha t}}}^{\infty} \frac{e^{u^2}}{u} du, \tag{4.17}$$

where $\alpha = \frac{k}{\rho C_s}$ is the thermal diffusivity. The temperature at the borehole wall r_b can be approximated using the first-order approximation of the Taylor expansion of the exponential integral

$$\Delta T(r_b,t) = \frac{q}{2\pi k}\left(\ln\left(\frac{4\alpha t}{r_b^2}\right) - \gamma \right). \tag{4.18}$$

This model is valid for times greater than $t > \frac{5r_b^2}{\alpha}$, where $\gamma = 0.5772$ is Euler's constant. Substituting Equation 4.18 into Equation 4.2 allows to plot the temperature variation as a function of logarithmic time. By fixing C_s as a representative value of the geological material, a linear regression can be performed in which the slope is linked to k. A primary drawback of this method is that it requires a constant heating power [16, 19] and that both C_s and k cannot be evaluated conjointly.

$$\overline{T}_f(t) = \left[T_0 + qR_b - \frac{q\gamma}{4\pi k} + \frac{q}{4\pi k} \ln\left(\frac{4\alpha}{r^2}\right) \right] + \frac{q}{4\pi k} \ln(t) \tag{4.19}$$

B Sensitivity of ER and temperature to thermal parameters

In this section, we discuss the sensitivity of $\Delta\rho_a$ and ΔT to the thermo-electrical parameters, k, C_s and m, based on the synthetic experiment. The sensitivity is estimated using the Jacobian, which linearizes the forward model around the solution. In this context, a higher magnitude indicates that varying the parameter will cause significant changes in the model's response. In contrast, a lower value indicates that the response will remain unchanged, even if the parameter changes. Figure 4.11 illustrates the Jacobian matrix evaluated at the solution with respect to C_s ($\partial\Delta\rho_a/\partial C_s$, $\partial\Delta T/\partial C_s$), k ($\partial\Delta\rho_a/\partial k$, $\partial\Delta T/\partial k$) and m ($\partial\Delta\rho_a/\partial m$). The magnitude increases with time for all Jacobians, reflecting the increasing influence of the thermal parameters on the measured signal, likely due to the propagation of the heat plume.

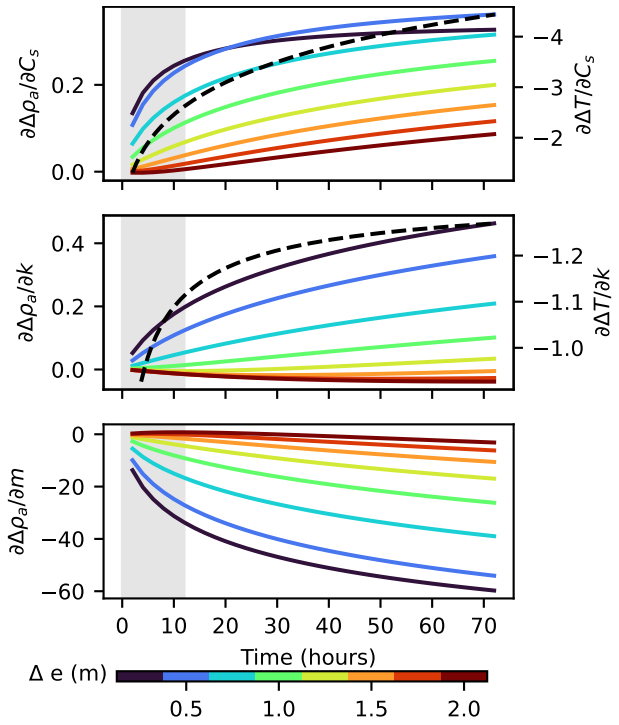


FIGURE 4.11 Jacobian of the electrical and temperature data concerning the estimated thermal parameters k, C_s and m. Electrical data is shown in terms of electrode spacing Δe.

Since electrode spacings Δe have varying sensitivities to temperature variations in the bedrock, they will also show varying sensitivities to the thermal parameters. For $\partial\Delta\rho_a/\partial C_s$, all Δe show similar sensitivity magnitudes, and the sensitivity of wider spacings increases over time, as the thermal front propagates deeper into the formation. The 25 cm spacing plateaus after 24 hours, with a similar trend observed for the 50 cm spacing. This stabilization reflects the limited depth of investigation at smaller spacing, which becomes stable once the thermal fronts extend beyond their effective reach. This demonstrates how ER measurement captures volumetric information. Because the 25 cm spacing is more sensitive to temperature near the borehole wall, its behaviour resembles that of $\partial\Delta T/\partial C_s$. However, unlike ER, the temperature sensitivity does not plateau. Indeed, $\partial\Delta T/\partial C_s$ shares a similar shape as ΔT as shown in Figure 4.4d), highlighting that sensitivity to C_s is driven by the increase in temperature at that fixed location. In contrast, $\partial\Delta\rho_a/\partial k$ shows the highest sensitivity for the 25 cm spacing and decreases logarithmically with increasing spacing. This behaviour reflects the strong influence of k on near-borehole temperature gradient and suggests that spatial measurements offer limited additional information. When comparing the 25 cm spacing to $\partial\Delta T/\partial k$, both sensitivities increase over time, but the ER response grows more slowly. Whereas ΔT captures the immediate borehole wall temperature, the volume averaging inherent to

ER measurements dilutes the local gradient, thereby smoothing the sensitivity to k. Finally, $\partial\Delta\rho_a/\partial m$ scales directly to $\Delta\rho_a$, shown in Figure 4.4d), consistent with the linear relationship described by Equation 4.4. This confirms that the sensitivity to m is primarily driven by the amplitude of the resistivity change itself.

In conclusion, the Jacobian analysis reveals that the volumetric nature of ER monitoring during the TRT provides additional sensitivity to C_s, compared to temperature data alone, and to m.

C Influence of E-TRT acquisition design on thermal parameter recovery

The following section evaluates the influence of E-TRT acquisition design. Figure 4.12 (top) illustrates the impact of acquisition design on the normalized misfit Φ'_ρ, in the (k, C_s) parameter plane for m fixed at the solution of the synthetic experiment. This normalization allows to highlight the overall sensitivity of the ER dataset, independently of data quantity. The confidence and $\Phi'_\rho = 1$ regions are plotted, the latter marks solutions that fit the ER dataset within σ_ρ. As a result, the Φ'_ρ region is generally broader, since normalization highlights the intrinsic sensitivity of the dataset, rather than its statistical confidence bounds. This distinction emphasizes that summing data with similar sensitivity reduces random error, thereby reducing the confidence region, while Φ'_ρ illustrates the overall leverage of ER measurements. Variations in the shape of these regions reveal how design changes alter ER sensitivity. The first column shows Φ'_ρ (top) and Φ'_T (bottom) for the reference acquisition setup (see Table 4.1). The other columns show Φ'_ρ for several modifications. Figure 4.12 (bottom) illustrates the effect of acquisition design on the MAP 95 % confidence intervals of the thermal parameters estimated with TRT and E-TRT. To better understand the role of specific design choices, the following aspects of the E-TRT acquisition design are examined in detail :

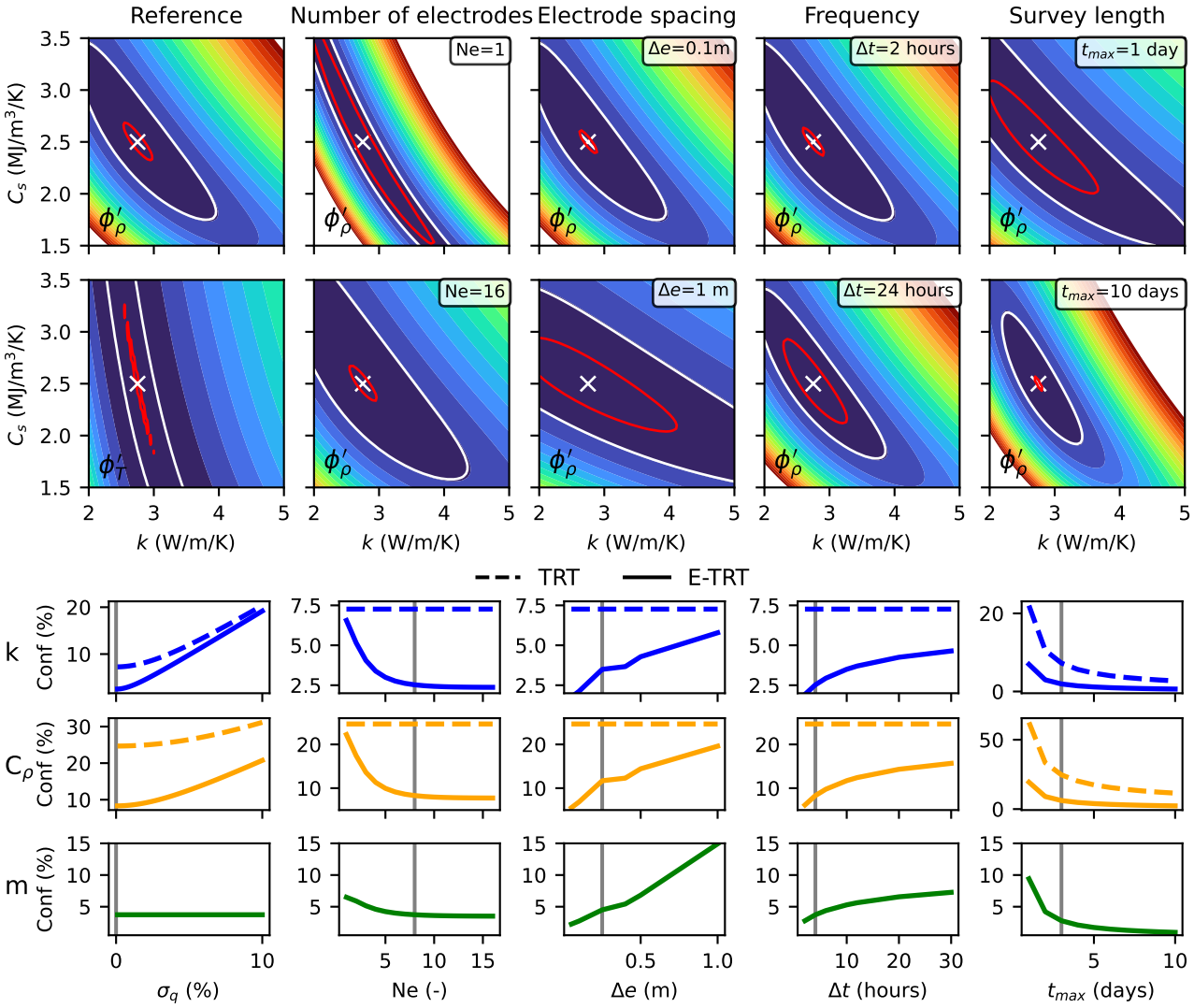


FIGURE 4.12 Impact of E-TRT acquisition parameters. Top : Influence of acquisition settings on the shape of Φ'_ρ (Φ_ρ normalized by the number of ER data points) in the (k, C_s) parameter plane for m fixed at the solution. The white cross is the solution. The confidence region is plotted in red and the plotted white isocontour corresponds to $\Phi'_\rho = 1$. The first column displays Φ'_ρ (top) and Φ'_T (bottom) for the reference acquisition setup (see Table 4.1) Bottom : Effect of these acquisition parameters on the 95 % confidence intervals for TRT and E-TRT datasets. The grey line is the reference case.

Number of electrodes Reducing the number of electrodes shifts the Φ'_ρ=1 and confidence regions towards the TRT regions, lowering the uncertainty gain of the E-TRT as the investigated volume becomes restricted to the borehole vicinity. The E-TRT uncertainty starts to plateau at 8 electrodes, after which the Φ'_ρ regions increase due to the inclusion of insensitive measurements in the normalization.

Electrode spacing Reducing Δe while maintaining a maximum spacing of 2 m increases Φ'_ρ sensitivity and decreases correlation between k and C_s, thereby lowering E-TRT uncertainty. However, decreasing the spacing below the 25 cm reference has little effect on Φ'_ρ, since the information from smaller electrode spacing is already captured in the larger spacing, whereas increasing the electrode spacing leads to a loss in resolution. Nevertheless, reducing Δe improves parameter resolution because measurements with similar sensitivity are added, which further reduces uncertainty.

Temporal sampling Temporal sampling shows negligible effects on Φ'_ρ, as smaller sampling intervals do not substantially increase information over larger intervals. This suggests that a minimal acquisition strategy, such as collecting electrical data only before and after heating, provides valuable constraints on k and C_s. For instance, a single measurement after 30 hours still shows a 36 % improvement over a standard TRT on C_s uncertainty, and this improvement is essentially the same for k. Still, a smaller sampling interval Δt substantially reduces uncertainty for all parameters (i.e. from ∼36 % at 30 hours to ∼74% at 2 hours for k and C_s) and should be favoured for high confidence estimation.

Survey length Extending the survey duration substantially reduces the $\Phi'_\rho = 1$ region and the overall TRT and E-TRT uncertainty of all parameters, as heat propagates more deeply in the bedrock. The uncertainty starts to plateau after 5 days. During shorter tests, the E-TRT contributes more effectively to lowering the absolute uncertainty of both k and C_s. With longer durations, the absolute advantage of the E-TRT narrows because TRT uncertainty also improves. Yet the relative advantage remains stable for k and C_s with reductions of ∼78 % after 10 days and ∼74 % after 3 days.

D Effect of heat injection rate error

Another factor influencing parameter recovery is the uncertainty of the heating power q, as it directly controls the amplitude of heat transfer. To assess its impact, q was incorporated into the synthetic data with an associated measurement uncertainty $\mathbf{C}_q$ defined as a constant. For this purpose, q was included in the estimated parameters with a tight prior, reflecting that it is a measured quantity. The uncertainty of q is propagated to the MAP uncertainties. Figure 4.12 (bottom-first column) illustrates how uncertainty of q increases uncertainty of k and C_s, while the impact on m remains minimal. These results show the importance of measuring q as precisely as possible for both TRT and E-TRT.

E Effect of borehole water resistivity

Another critical factor for borehole ER measurements is the intrinsic electrical properties of the borehole water ρ_w and the rock ρ_r. Figure 4.13 illustrates how water-to-rock resistivity ratio ρ_w/ρ_r influences the shape of Φ'_ρ in the (k, C_s) plane for the synthetic experiment. Table 4.7 presents the MAP 95 % confidence intervals for these ρ_w/ρ_r for $\rho_r = 10\ \Omega\,\mathrm{m}$, using the errors described in Table 4.2. The corresponding ellipsoids are plotted in Figure 4.13.

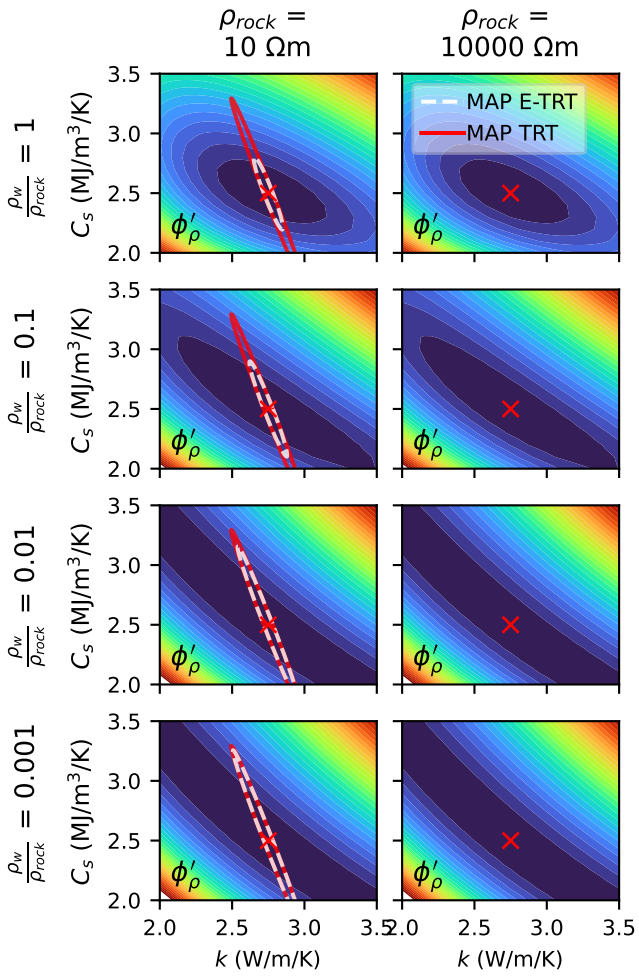


FIGURE 4.13 Influence of rock electrical resistivity ρ_r and the resistivity ratio between water and rock resistivity ρ_w/ρ_r on the shape of Φ'_ρ for the k, C_s plane. The corresponding MAP ellipsoids are plotted for $\rho_r = 10\ \Omega\,\mathrm{m}$.

As ρ_w/ρ_r decreases, current channelling along the more conductive borehole water is favoured, and Φ'_ρ develops the shape of a valley, as ER measurements become increasingly sensitive to the borehole water rather than the bedrock formation. For the given reference acquisition, ER data provides a 61 % improvement on the uncertainty of C_s for $\rho_w/\rho_r = 1$, 50 % when

TABLEAU 4.7 Effect of ρ_w/ρ_r on the MAP 95 % confidence intervals for $\rho_r = 10\,\Omega\,\mathrm{m}$. E-TRT values vary with ratio, while TRT values remain constant.

	ρ_w/ρ_r	k (%)	C_s (%)	m (%)
E-TRT	1	3.0	9.8	5.6
	0.1	3.8	12.8	5.5
	0.01	6.2	21.0	7.3
	0.001	7.1	24.3	8.5
TRT	all	7.5	25.4	–

$\rho_w/\rho_r = 0.1$, still an improvement of 17 % for ρ_w/ρ_r=0.01, but becomes ineffective (4 % improvement) when $\rho_w/\rho_r = 0.001$. Comparatively, the impact on k and m is marginal with only a 4.1 % and 2.9 % difference, respectively, between $\rho_w/\rho_r = 1$ and $\rho_w/\rho_r = 0.001$. This is unsurprising for k, already well constrained by the TRT data, but more unexpected for m, indicating that its estimation requires only minimal sensitivity to the bedrock. To mitigate current channelling effects, previous studies have proposed placing electrodes on the surface of a PVC tube in the borehole [75,77] or using ring-shaped electrodes [64]. On the other hand, the bedrock resistivity does not alter the shape of Φ'_ρ near the solution, but it does affect the magnitude of $\Delta\rho_a$. Low bedrock resistivity yields smaller $\Delta\rho_a$ that are more sensitive to measurement noise. In contrast, geological formations with higher electrical resistivity will yield greater $\Delta\rho_a$ to temperature for the same relative change, enhancing signal-to-noise ratio for a fixed error. However, this benefit is tempered given that measurement error typically increases with resistivity [85], and that higher bedrock resistivity implies a lower ρ_w/ρ_r ratio, which may reduce sensitivity to the rock formation.

CHAPITRE 5 DISCUSSION

Le présent chapitre propose d'approfondir et de compléter les résultats expérimentaux présentés au chapitre 4. Il discute d'abord des paramètres thermiques obtenus expérimentalement, puis de leur sensibilité au choix de l'espacement des électrodes et à la charge thermique appliquée. Puisque ces derniers sont obtenus en normalisant le jeu de données de température et électrique selon leur matrice de covariance, une analyse plus détaillée de l'erreur expérimentale affectant les données électriques est également présentée. Puis, la distribution a posteriori est évaluée afin de valider l'estimation de l'incertitude des paramètres thermiques obtenue dans le chapitre 4. Enfin, des perspectives futures sont explorées.

5.1 Estimation expérimentale des paramètres thermiques

5.1.1 Représentativité de la solution

L'E-TRT complété à Varennes est une preuve de concept ayant permis d'estimer, dans un cadre bayésien, les paramètres thermiques k, C_s et m. Cette estimation porte sur une section du PCP située entre 150 et 157.75 m, au sein d'une unité de mudshale. Cette unité peut comporter de petites fractures non productives parallèles à la lamination et, dans un PCP, la recirculation peut induire un écoulement entre la paroi du forage et la matrice poreuse du roc même en l'absence de saignée [28, 29]. Bien que limitée spatialement dans une zone absente de fractures productives, cette section reflète alors un transfert de chaleur combinant conduction et advection. Les paramètres obtenus peuvent être interprétés comme des paramètres thermiques locaux effectifs, ce qui est également typique des TRT conventionnels à l'échelle du puits [16].

5.1.2 Sensibilité de la solution

Les paramètres thermiques estimés à Varennes ont été obtenus par optimisation à partir d'un modèle initial. Dans ce modèle, k correspondait à l'estimation de premier ordre de la SLI issue du TRT, tandis que C_s et m étaient fixés aux valeurs typiques des matériaux, de manière à favoriser la convergence rapide de l'inversion. Les analyses de Monte-Carlo réalisées sur les données synthétiques incluaient à la fois la perturbation des données selon l'erreur de mesure, et la perturbation du modèle initial, ici équivalent au modèle réel. La plage de valeur attribuée au modèle initial, illustrée à la figure 5.1, est particulièrement étendue pour k et C_s (voir tableau 2.1) et dépasse largement la plage de valeur typiquement utilisée pour

m en géophysique de proche surface (0.0175 à 0.025 °C [51]). Étant donné que l'intervalle de confiance à 95 % issu de ces analyses reproduit l'ellipse de covariance MAP, tel que démontré dans le chapitre 4, il est possible de conclure que l'influence du modèle initial est contenue à l'intérieur de l'intervalle de confiance à 95 % et n'affecte pas significativement le résultat de l'inversion.

Les paramètres thermiques estimés à Varennes ont été obtenus en retirant les plus grands espacements d'électrodes, qui ne permettaient pas de reproduire les données observées sous l'erreur de mesure $\sigma_\rho = 0.092$ Ωm. En effet, le modèle électrique surestime $\Delta\rho_a$ pour les plus grands espacements ainsi que pour les temps courts. Ces différences peuvent être dues à une hétérogénéité des propriétés thermiques, liée à des fractures à la paroi du forage ou à l'anisotropie du massif rocheux, courante dans les shales [32]. De plus, le modèle suppose que la température est homogène dans le massif rocheux après la recirculation. Or, le gradient géothermique induit une augmentation de la température avec la profondeur, qui est homogénéisée dans le puits, mais non dans le massif rocheux. La température homogénéisée diffère donc de celle du massif, pouvant entraîner une légère diffusion thermique et une température initiale biaisée, puisque celle utilisée provient du puits homogénéisé. Cela pourrait expliquer l'écart observé aux grands espacements, qui sondent un volume moins perturbé thermiquement et sont donc davantage influencés par les conditions initiales.

L'inclusion de grands espacements, que le modèle tend à surestimer, contraint l'inversion à les reproduire et réduit $\Delta\rho_a$ prédit pour les autres espacements. Le tableau 5.1 illustre l'impact de ces électrodes sur les paramètres estimés. La référence utilise 4 électrodes (0.25-1.00 m) pour 72 h et 6 électrodes (0.25-1.50 m) pour 256 h. Pour l'E-TRT de 256 h, l'ajout d'espacements plus grands ne permet pas de reproduire les données électriques sous $\sigma_\rho = 0.92$ Ωm. Pour l'E-TRT de 72 h, l'ajout d'espacements augmente le RMSE. Dans les deux cas, la solution est déplacée vers des valeurs plus faibles pour C_s et m et plus élevées pour k. Le RMSE est plus discriminant pour 256 h, soit 0.108 Ωm et 0.131 Ωm pour sept et huit électrodes

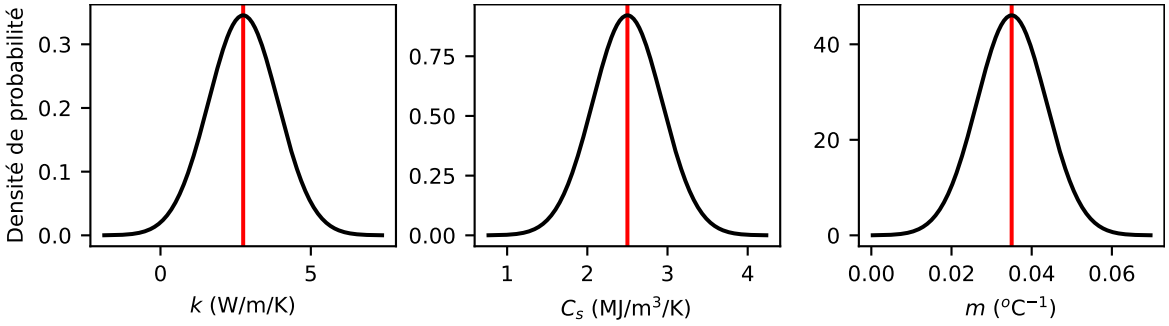


FIGURE 5.1 Plage de valeur initiale de l'analyse de Monte-Carlo.

respectivement, ce qui confirme que l'utilisation de six électrodes est optimale pour cette durée. À 72 h, conserver la cinquième électrode conduit à des paramètres thermiques incohérents avec ceux obtenus à 256 h, tandis que garder quatre électrodes permet de maintenir la cohérence entre les deux durées. Cela souligne l'importance d'une quantification rigoureuse de l'erreur, qui permet de déterminer quantitativement le nombre d'électrodes retenues.

Tableau 5.1 Influence du nombre d'électrodes et de la charge unitaire sur les paramètres thermiques obtenus par l'E-TRT sur le site de Varennes. La référence présente les paramètres obtenus dans le chapitre 4.

Modification	**k** (W/m/K)	**C_s** (MJ/m^3/K)	**m** (/^{o}C)	**RMSE$_{\rho_a}$** (Ωm)	**RMSE$_T$** (^{o}C)
72h E-TRT					
Référence ($N_e = 4$, $q = 115.6$ W/m)	2.68 $\pm$0.10	2.31 $\pm$0.29	0.0360 $\pm$0.0017	0.061	0.119
$N_e = 5$	2.75	2.11	0.0351	0.063	0.145
$N_e = 6$	2.87	1.81	0.0335	0.077	0.183
$q = 112.35$ W/m	2.59	2.30	0.0364	0.064	0.113
256h E-TRT					
Référence ($N_e = 6$, $q = 115.6$ W/m)	2.61 $\pm$0.02	2.35$\pm$0.09	0.0361 $\pm$0.0004	0.083	0.154
$N_e = 7$	2.74	2.04	0.0348	0.108	0.177
$N_e = 8$	2.80	1.86	0.0339	0.131	0.154
$q = 112.35$ W/m	2.58	2.29	0.0362	0.083	0.153

Un autre choix qui influe sur les paramètres thermiques obtenus est la longueur effective du puits utilisée pour calculer la charge unitaire requise pour modéliser la réponse électrique. En considérant la longueur totale du puits (215 m), et en soustrayant le niveau de la nappe, la longueur effective est de 214 m, ce qui correspond à une charge unitaire $q = 112.35$ W/m. Dans ce travail, la section crépinée du tuyau de réinjection a été exclue, ce qui conduit à une longueur effective de 208 m, correspondant à $q = 115.6$ W/m. Le tableau 5.1 présente les solutions obtenues avec $q = 112.35$ W/m. Les solutions pour des E-TRT de 72 h et de 256 h se situent dans les intervalles de confiance de la solution de référence, à l'exception de k à 256 h, légèrement en dehors de l'intervalle. Les intervalles de confiance obtenus en incluant l'erreur sur q selon la méthodologie dans la section C sont présentés dans le tableau 5.2. Inclure l'incertitude sur q dans l'estimation des intervalles de confiance se traduit par une augmentation de l'incertitude de k pour le TRT et l'E-TRT. Cela a pour effet de diminuer le gain de l'E-TRT sur k de 45 % à 27 % pour 72 heures et de 71 % à 7 % pour 256 heures. L'impact sur C_s et m demeure marginal, à l'exception de C_s à 256 h pour lequel le gain par

rapport au TRT diminue de 68 % à 55 %. Cela explique que seul k sort de son intervalle de confiance, contrairement aux deux autres paramètres, et confirme que la valeur de q et son incertitude influencent à la fois l'estimation MAP et l'intervalle de confiance.

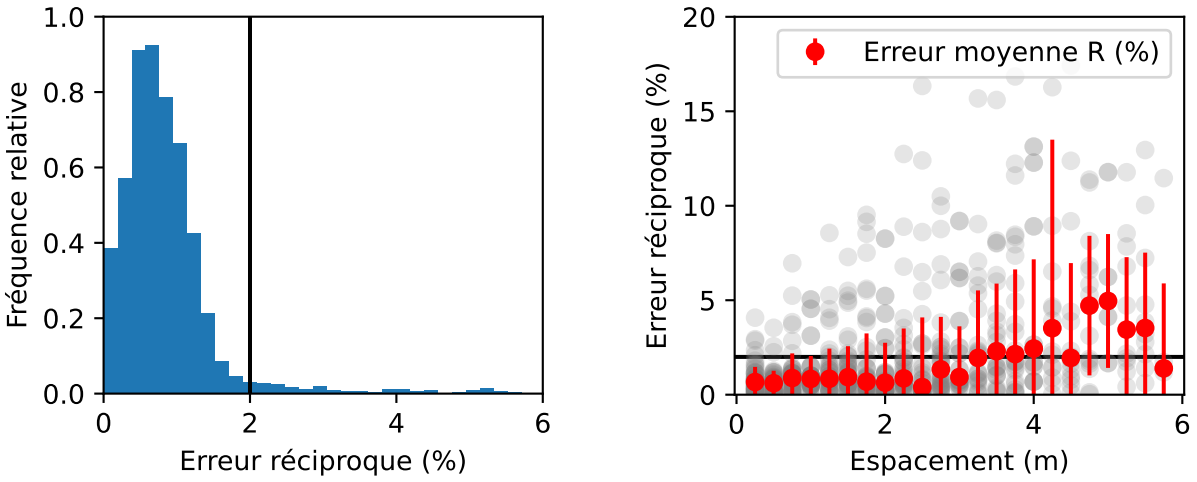
Tableau 5.2 Incertitude MAP en excluant et en incluant l'erreur sur q pour les paramètres thermo-électriques sous TRT et E-TRT.

Param.	**Method**	**TRT**		**E-TRT**	
		Sans q	Avec q	Sans q	Avec q
k (W/m/K)	MAP–72	0.18	0.21	0.10	0.16
	MAP–256	0.07	0.14	0.02	0.13
C_s (MJ/m^3/K)	MAP–72	0.75	0.76	0.29	0.31
	MAP–256	0.28	0.31	0.09	0.14
m (K^{-1})	MAP–72	–	–	0.0017	0.0017
	MAP–256	–	–	0.0004	0.0005

5.2 Erreur des données expérimentales

L'erreur sur les données électriques influence directement leur poids dans l'inversion, puisque la fonction coût (eq. 4.10) normalise les données par la matrice de covariance. Cette section présente plus en détail l'erreur des données électriques de l'E-TRT. La figure 5.2a présente l'histogramme des erreurs réciproques mesurées pour des espacements allant jusqu'à 2 m, incluant celles incluses dans le protocole de mesures temporelles, ainsi que les quatre protocoles réciproques réalisés lors des phases de recirculation, de saignée, de chauffage et de restitution. L'erreur réciproque est faible, avec un mode inférieur à 1 %. Étant proportionnelle à la résistance de contact [85, 110], cette faible valeur peut s'expliquer par la faible résistance de contact résultant de l'immersion du câble. La figure 5.2b illustre l'erreur réciproque en fonction de l'espacement entre les électrodes. L'erreur moyenne est inférieure à 2 % jusqu'à 3 m, maisl'écart-type augmente avec l'espacement. En effet, le potentiel tend à diminuer avec l'augmentation de l'espacement, ce qui dégrade le rapport signal/bruit.

Jusqu'à présent, il est supposé que les données électriques présentent une erreur indépendante et normalement distribuée pour chaque mesure. Dans le chapitre 4, les résidus de température sont décrits par un modèle de covariance exponentiel (eq. 4.14). Afin d'évaluer si les données électriques présentent une structure de dépendance comparable, un variogramme temporel



(a) (b)

FIGURE 5.2 Erreur réciproque des données électriques obtenues à Varennes. La ligne noire est l'erreur de 2 % retenue. a) Histogramme de l'erreur réciproque des mesures de résistivité électrique pour des espacements inférieurs à 2 m. b) Erreur réciproque en fonction de l'espacement entre les électrodes.

des résidus a été calculé. Le variogramme a été estimé selon :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z(x_i + h) - Z(x_i) \right]^2 , \tag{5.1}$$

où h désigne le décalage (temporel ou spatial), $N(h)$ est le nombre de paires séparées par h pour la variable aléatoire Z [111]. La variable aléatoire correspond aux résidus électriques, obtenus en soustrayant le modèle inversé des données expérimentales sur 256 heures pour des espacements d'électrodes allant jusqu'à 1.50 m. Toutes les données électriques filtrées ont été utilisées pour intégrer l'ensemble des duplicatas à l'analyse. Le variogramme temporel est calculé en comparant les paires de résidus à des instants distincts pour un même espacement.

Le variogramme temporel est présenté à la figure 5.3 pour chaque espacement ainsi que pour l'ensemble des espacements. Contrairement au variogramme de température (fig. 4.8), le variogramme révèle un effet pépite prononcé pour chaque espacement et pour le variogramme global, suggérant une indépendance temporelle entre les mesures. Le rapport entre l'effet pépite a et le plateau s (a/s), égal à 0.94, confirme une très faible dépendance temporelle des données électriques [111]. Par conséquent, l'utilisation d'un modèle de variogramme pour modéliser les résidus électriques n'est pas justifiée. La portée temporelle relativement élevée (40 h) s'explique par le fait que les données inversées reproduisent moins bien les données observées aux temps courts (voir fig. 4.9).

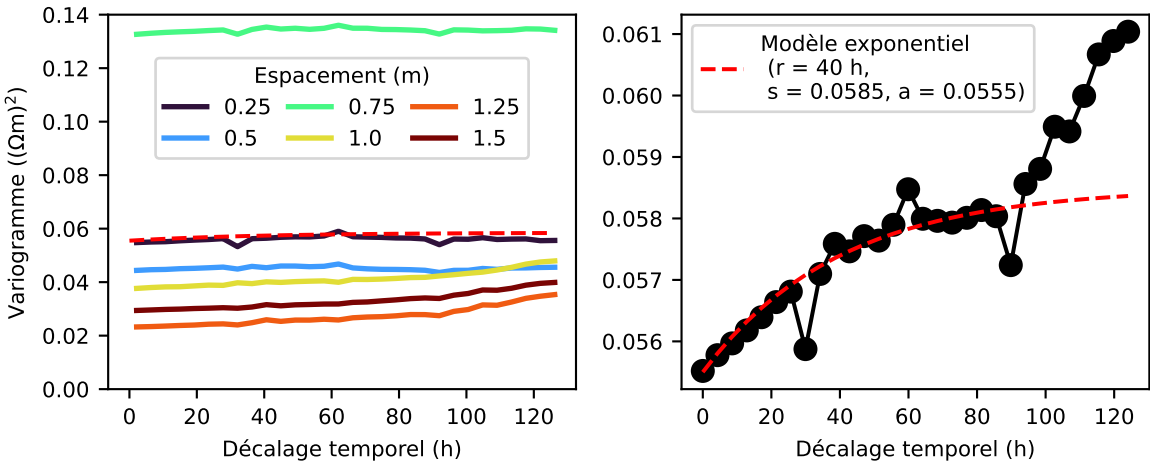


FIGURE 5.3 Variogramme temporel en fonction de l'espacement entre les électrodes (gauche) et combinant l'ensemble des espacements (droit) des données de résistivité électrique obtenues sur le site de Varennes. La ligne tiretée est l'ajustement au variogramme du modèle exponentiel (eq. 4.14).

L'analyse par espacement met en évidence que l'espacement de 0.75 m se distingue par une erreur nettement plus élevée, ce qui accroît le plateau du variogramme global. Ce constat est cohérent avec la figure 3.6 (voir chapitre 3) qui montre une variabilité plus importante entre duplicatas pour cet espacement. Dans cette optique, il aurait été pertinent d'utiliser une erreur spécifique à chaque espacement plutôt qu'une erreur moyenne, afin d'attribuer un poids plus important aux espacements présentant une variabilité plus faible.

Enfin, le variogramme indique un plateau d'environ 0.06 $(\Omega\text{m})^2$, ce qui correspond à une déviation standard de $\sim$0.24 Ωm. Dans le chapitre 4, l'erreur associée aux données correspond à une erreur réciproque de 2 %, normalisée par la racine du nombre de duplicatas disponible à chaque pas de temps (voir eq. 4.16), soit de 9 à 11 selon l'espacement. Ainsi, l'erreur standard devient $0.24/\sqrt{9} = \sim 0.080$ Ωm, ce qui demeure légèrement inférieur à l'erreur utilisée dans le chapitre 4, à savoir $\sigma_\rho = 0.092$ Ωm. Cette cohérence entre l'erreur estimée par variogramme et l'erreur estimée par mesures réciproques valide le choix de σ_ρ utilisé dans l'inversion.

5.3 Intervalles de confiance

Le chapitre 4 estime les intervalles de confiance TRT et E-TRT pour des données synthétiques et expérimentales à partir de la covariance du modèle MAP. Cette estimation est confirmée par une analyse de Monte Carlo (MC) et une recherche par grille de la fonction coût. La figure 4.5 présente les résultats de l'analyse MC sur l'E-TRT pour 2000 simulations. Les résultats de 10 000 simulations MC pour le TRT sont illustrés dans la figure 5.4 pour k et C_s.

La covariance MAP surestiment légèrement l'incertitude sur les paramètres, comme illustré dans le tableau 4.3, mais reproduit suffisamment fidèlement l'incertitude par MC.

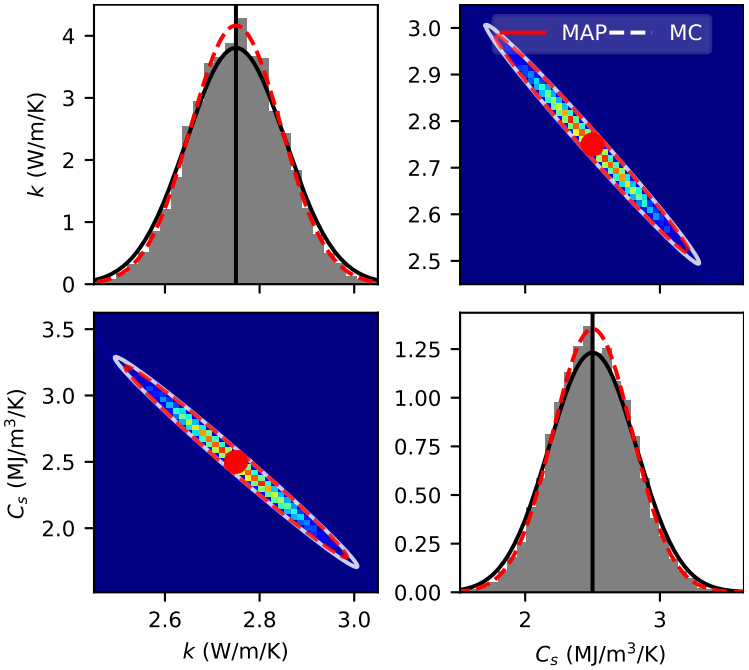


FIGURE 5.4 Analyse Monte Carlo (MC) des données de température. Les résultats de 10 000 simulations sont présentés, le modèle réel est indiqué par le point rouge. Les ellipsoïdes de covariance à 95 % sont tracés pour les estimations MC et MAP.

Les recherches par grille illustrant l'erreur d'ajustement des données de la fonction coût (eq. 4.10) sont présentées aux figures 4.6 et 4.10. Elles permettent de tracer l'isocontour du 95^e pourcentile de la distribution χ^2. Cependant, cette même recherche par grille permet également d'obtenir directement la distribution a posteriori $p(m|d)$, définie par l'équation 4.9, en normalisant pour que la somme totale sur la grille soit égale à 1. À partir de $p(m|d)$, il est alors possible d'obtenir :

- le modèle MAP, correspondant à la valeur maximale de $p(m|d)$;
- la moyenne a posteriori, obtenue en calculant l'espérance des paramètres, c'est-à-dire la somme pondérée des valeurs de chaque paramètre par leur probabilité a posteriori ;
- les distributions marginales des paramètres ;
- ainsi que les intervalles de confiance.

La distribution marginale d'un paramètre donné m_i est obtenue en sommant $p(m|d)$ sur l'ensemble des valeurs des autres paramètres. Sa transformation en distribution cumulative (CDF) permet de définir les bornes de l'intervalle de confiance à 95 %, correspondant aux quantiles 0.025 et 0.975. Les figures 5.5 et 5.6 présentent $p(m_1, m_2|d)$ pour les plans de pa-

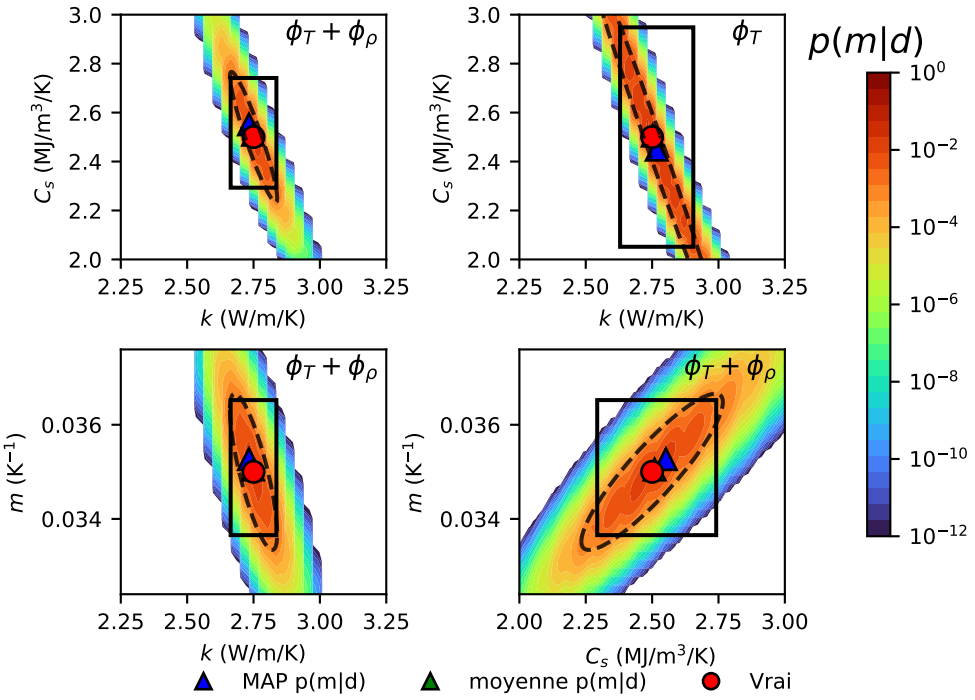


FIGURE 5.5 Visualisation de la distribution a posteriori $p(m|d)$ pour les plans de paramètres (k, C_s), (k, m) et (C_s, m) pour le cas synthétique. Les boîtes noires délimitent l'intervalle de confiance à 95 % obtenu et les ellipses celui de la covariance MAP. La solution MAP obtenue par la grille, la moyenne de $p(m|d)$ ainsi que les vrais paramètres thermiques sont identifiés.

ramètres m_1, m_2 (k, C_s), (k, m) et (C_s, m) dans lesquels la probabilité est intégrée sur le troisième paramètre, pour le cas synthétique et expérimental, respectivement. Les tableaux 5.3 et 5.4 présentent les valeurs obtenues à l'aide de cette grille, contraintes par sa résolution. L'incertitude obtenue par l'approche MAP reproduit fidèlement l'intervalle de confiance issu de $p(m|d)$ pour l'E-TRT, tant dans le cas synthétique que dans le cas expérimental. Cependant, elle surestime l'incertitude des données TRT. Cette différence s'explique par la normalisation nécessaire pour obtenir $p(m|d)$, qui équivaut à imposer un a priori uniforme sur la grille, ce que l'incertitude MAP ne prend pas en compte. Ainsi, cet a priori uniforme ne couvre pas entièrement l'ellipse de confiance à 95 % de l'approche MAP, ce qui conduit à une sous-estimation de l'incertitude lorsqu'elle est dérivée par $p(m|d)$. Dans le cas synthétique, l'estimation MAP s'écarte légèrement du modèle vrai en raison de la résolution de la grille, mais la moyenne $p(m|d)$ compense cet effet et retrouve les valeurs du modèle, tant pour l'E-TRT que pour le TRT. Pour les données expérimentales, l'estimation MAP comme la moyenne a posteriori confirme les résultats obtenus à 72 h. La recherche par grille n'est ici qu'un moyen de vérifier la solution. Son coût de calcul pour un seul CPU ($\sim$ 140 h) est près de 2100 fois supérieur à celui de l'estimation MAP ($\sim$ 4 minutes). En pratique, il est donc

Tableau 5.3 Estimations MAP, moyennes a posteriori et intervalles de confiance à 95% pour k, C_s et m pour le TRT et l'E-TRT synthétique.

	Statistique	k	C_s	m
Vrai		2.50	2.75	0.035
E-TRT	Estimation MAP	2.55	2.73	0.0353
	Moyenne a posteriori	2.51	2.75	0.0351
	IC 95% $p(m\|d)$	0.086 (3.4%)	0.224 (8.4%)	0.00143 (4.0%)
	IC 95% MAP	0.07 (2.6%)	0.21 (8.5%)	0.00133 (3.8%)
TRT	Estimation MAP	2.45	2.77	–
	Moyenne a posteriori	2.51	2.75	–
	IC 95% $p(m\|d)$	0.138 (5.5%)	0.448 (16.1%)	–
	IC 95% MAP	0.21 (7.5%)	0.63 (25.4%)	–

préconisé d'utiliser la méthode MAP.

5.4 Perspectives

5.4.1 Essai E-TRT distribué

Comme les PCP peuvent atteindre 450 m de profondeur [9], il serait intéressant d'étendre l'essai à l'ensemble du puits afin d'obtenir une caractérisation verticale des hétérogénéités thermiques du PCP et une estimation plus précise de C_s à l'échelle du puits. Une telle approche pourrait utiliser un câble usiné intégrant plusieurs regroupements d'électrodes. À titre d'exemple, pour le site de Varennes, un essai de 72 h ne requiert que quatre paires d'électrodes espacées de 0.25 m à 1.00 m, soit cinq électrodes au total. Cette configuration permet d'estimer k avec une incertitude de 3.8 %, C_s avec 12.4 % et m avec 4.7 %. Ainsi, un câble de 40 électrodes organisé en regroupement de cinq électrodes permettrait de mesurer 8 niveaux sur environ 200 m du puits (en excluant la chambre de pompage, où le cuvelage métallique empêche les mesures), avec un espacement de 25 m. Pour un puits profond de l'ordre de 400 m, cet espacement pourrait être adapté à 50 m tout en conservant le même nombre de niveaux de mesure.

Cette avenue reste cependant localisée à quelques niveaux le long du puits. Pour y remédier, une seconde option consiste à réaliser plusieurs diagraphies au cours de l'essai, afin de caractériser l'ensemble du puits. Cependant, cette approche réduirait nécessairement l'échantillonnage temporel des données électriques. Même si la sensibilité du jeu de données électrique en sera peu affectée, une diminution de la quantité de mesures accroît l'incertitude des pa-

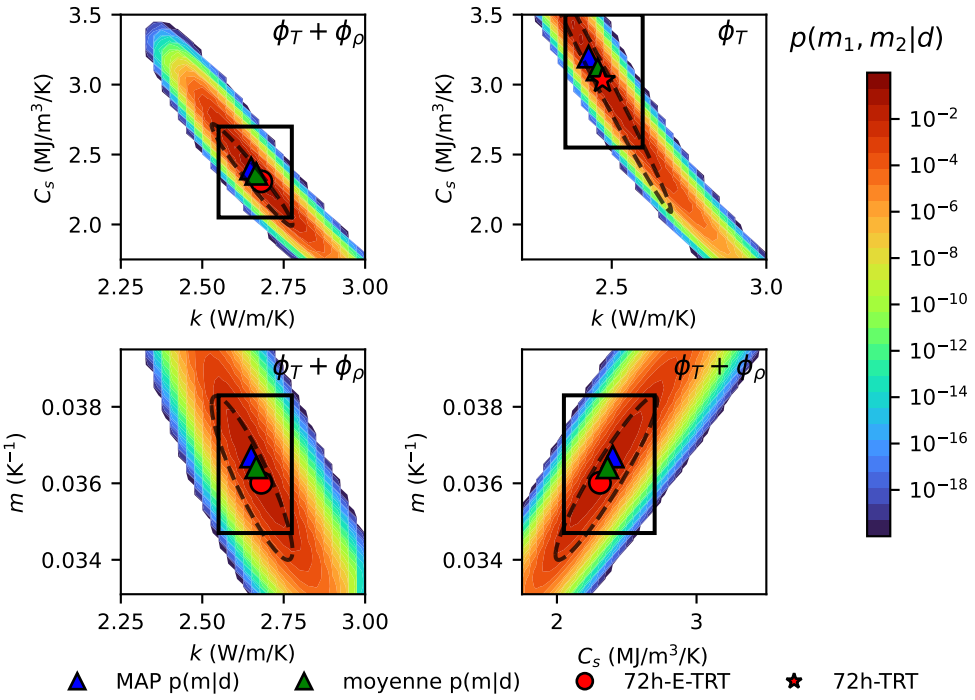


FIGURE 5.6 Visualisation de la distribution a posteriori $p(m|d)$ pour les plans de paramètres (k, C_s), (k, m) et (C_s, m) pour le cas expérimental. Les boîtes noires délimitent l'intervalle de confiance à 95 % obtenu et les ellipses celui de la covariance MAP. La solution MAP obtenue par la grille, ainsi que la moyenne de $p(m|d)$ sont identifiées, avec les solutions obtenues à 72 heures par inversion.

ramètres thermiques (voir fig. 4.12) et doit être prise en considération dans la conception d'un tel protocole. À titre d'exemple, pour une configuration comprenant une mesure avec diagraphie à la fin de la recirculation et une autre à la fin du chauffage à 72 heures, les paramètres obtenus pour Varennes par inversion sont $k = 2.46$ W/m/K $\pm$ 6.5%, $C_s = 3.07$ MJ/m^3/K $\pm$ 21.7 % et $m = 0.0386$ °C^{-1} $\pm$ 8.5 %, se rapprochant ainsi de l'estimation par TRT (voir tableau 5.4). Cette configuration entraîne une incertitude environ deux fois plus élevée que celle de l'E-TRT de référence et réduit le gain relatif de l'E-TRT sur l'incertitude, par rapport au TRT et pour la même solution, à 6 % pour k et 11 % pour C_s. Une complexité supplémentaire concerne l'erreur potentielle de localisation des électrodes entre les diagraphies, qui pourrait être majeure compte tenu de l'espacement de 25 cm entre les électrodes. De plus, comme évoqué dans la section 3, le déplacement du câble électrique pendant l'essai augmente les risques d'emmêlement avec la fibre optique. Pour limiter ces deux risques, la fibre et le câble électrique pourraient être fixés ensemble, descendus jusqu'au fond du puits et déplacés simultanément lors des diagraphies.

TABLEAU 5.4 Estimations MAP, moyennes a posteriori et intervalles de confiance à 95% pour k, C_s et m pour l'E-TRT et le TRT expérimental de 72 heures.

	Statistique	k	C_s	m
E-TRT	Inversion 72h	2.65	2.31	0.0361
	Estimation MAP	2.65	2.40	0.0367
	Moyenne a posteriori	2.67	2.36	0.03642
	IC 95% $p(m\|d)$	0.1125 (4.8%)	0.325 (12.2%)	0.00180 (4.9%)
	IC 95% MAP	0.10 (3.8%)	0.29 (12.4%)	0.0017 (4.7%)
TRT	Inversion 72h	2.41	3.27	–
	Estimation MAP	2.43	3.20	–
	Moyenne a posteriori	2.45	3.11	–
	IC 95% $p(m\|d)$	0.125 (5.1%)	0.475 (15.3%)	–
	IC 95% MAP	0.18 (6.7%)	0.75 (32.1%)	–

5.4.2 Inversion spatiale des données électriques

Pour les applications géoélectriques en géothermie de basse température, les données électriques temporelles sont généralement inversées spatialement afin d'imager les dynamiques spatio-temporelles des panaches thermiques [22–24, 52, 98]. Dans le cadre de l'E-TRT, une telle approche serait particulièrement utile pour la mesure électrique de référence acquise à la fin de la recirculation, puisqu'elle permettrait d'obtenir un modèle initial intégrant la distribution locale de la résistivité électrique. Le modèle électrique prendrait ainsi en compte les caractéristiques locales du puits, notamment la résistivité électrique de l'eau, le rayon du puits et la distribution de la résistivité électrique du massif rocheux. Cela contribuerait à expliquer et réduire les écarts de modélisation observés pour les grands espacements d'électrode.

En revanche, l'inversion spatiale des données acquises durant la chauffage pour l'estimation de la valeur absolue des paramètres thermiques pourrait conduire à des estimations biaisées, en raison du lissage intrinsèque à la méthode électrique, qui limite l'estimation directe et précise des paramètres hydrogéologiques et de transfert de chaleur [22]. Toutefois, cette approche demeure pertinente pour la caractérisation des hétérogénéités spatiales des paramètres [90]. À l'inverse, l'inversion spatiale des données électriques acquises durant les phases de saignée et de restitution permettrait de visualiser la propagation de la chaleur en intégrant simultanément les effets conductifs et advectifs, offrant ainsi un moyen de visualiser *in situ* le comportement thermique des PCP. Cette information pourrait servir à modéliser l'évolution dynamique du panache thermique et être intégrée à un modèle couplé thermique, hydraulique et électrique, afin de calibrer les modèles numériques utilisés pour l'interprétation des

TRT [29, 41, 112], à partir de mesures sensibles au massif rocheux.

5.4.3 Estimation in-situ de m

Les paramètres thermiques k et C_s sont couramment utilisés en géothermie, tandis que le paramètre m est davantage associé à des applications en géophysique de proche surface. L'E-TRT de 72 heures a permis d'estimer ce paramètre avec une incertitude de 5.8 %, fournissant ainsi une valeur représentant des conditions *in situ* autour du puits. Or, en géophysique de proche surface, la relation entre la conductivité électrique et la température est généralement supposée dépendre uniquement de la conductivité électrolytique, calibrée en laboratoire à partir de l'eau de la formation [22, 23, 51]. L'obtention d'une estimation *in situ* nuance cette hypothèse, permet une calibration plus réaliste et ouvre la possibilité d'études sur des matériaux ne respectant pas cette hypothèse, notamment contenant de l'argile [20, 49]. Les études en forage pourraient intégrer l'estimation de m, ce qui permettrait de quantifier plus précisément l'amplitude des variations thermiques obtenues par inversion spatiale des données électriques (eq. 2.18).

CHAPITRE 6 CONCLUSION

Les PACG présentent une solution prometteuse à l'électrification du secteur des bâtiments et à la réduction de leur consommation énergétique. Les PACG assurent l'échange de chaleur entre le sol et le bâtiment au moyen d'un ECS, permettant de répondre aux besoins en chauffage et en climatisation. La conception de l'ECS nécessite une caractérisation précise des propriétés thermiques locales du sous-sol, en particulier de la conductivité thermique et de la capacité thermique volumique. Ces propriétés sont généralement obtenues à l'aide d'un TRT, réalisé sur un puits de dimension représentative du système final. Cet essai consiste à faire circuler le fluide caloporteur dans le puits en appliquant une puissance thermique constante, puis à mesurer l'évolution de la température du fluide dans le temps [16]. L'interprétation des TRT permet d'estimer la conductivité thermique avec une incertitude relativement faible [19], mais elle peine à estimer la capacité thermique volumique, en raison de la faible sensibilité des mesures de température à ce paramètre [11]. De nouvelles mesures sont donc requises pour en améliorer l'estimation. Ce travail étudie la capacité des mesures électriques pour y parvenir.

6.1 Synthèse des travaux

Les travaux présentés dans ce mémoire décrivent une preuve de concept d'une nouvelle approche intégrant un suivi électrique en forage à un TRT. Cette méthode, notée E-TRT (*Electrical Thermal Response Test*), utilise conjointement des mesures volumiques de résistivité électrique et des mesures ponctuelles de température. Elle permet ainsi d'estimer les paramètres thermiques du massif rocheux, notamment k, C_s et m.

Le développement et la mise en œuvre d'un protocole expérimental d'un E-TRT permettent son intégration directe à des essais TRT standards sur des PCP (OS 1). Ce protocole a été élaboré et validé à partir de deux sites expérimentaux complémentaires. Ceux-ci ont permis d'identifier expérimentalement les conditions thermiques et électriques favorables et défavorables à la sensibilité des mesures électriques aux perturbations thermiques induites par le TRT.

La méthodologie d'estimation développée, fondée sur une inversion bayésienne robuste combinant les données de température et de résistivité électrique (OS 2), a permis l'estimation *in situ* fiable de C_s et de m sur des données synthétiques et expérimentales (OS 3). Enfin, cette méthodologie a été appuyée par une analyse rigoureuse de l'incertitude, qui a démontré

l'apport quantifiable des mesures électriques à la réduction de l'incertitude des paramètres thermiques estimés, comparativement à un TRT conventionnel (OS 4). Pour un TRT expérimental de 72 h, les incertitudes associées à l'estimation des paramètres thermiques sont de 3,8 % pour k, de 12,4 % pour C_s et de 4,7 % pour m. L'apport du suivi électrique est significatif. Pour les cas étudiés, le gain par rapport à une inversion basée uniquement sur les données de température varie entre 45 % à 65 % pour k et entre 50 % à 70 % pour C_s.

Par conséquent, l'amélioration de l'estimation de C_s grâce à l'E-TRT conduirait à une modélisation plus précise de la réponse thermique à long terme des PAGC [44], ainsi que sous des charges thermiques variables typiques des profils de consommation des bâtiments [13]. Une meilleure connaissance de C_s favoriserait ainsi l'optimisation du dimensionnement et de l'opération des ECS.

6.2 Limitations

Le présent travail de recherche présente quelques limites. Tout d'abord, l'amélioration apportée à l'estimation des paramètres thermiques par l'E-TRT repose sur l'acquisition de mesures électriques suffisamment sensibles aux variations de température dans le massif rocheux. Or, cette sensibilité diminue lorsque le contraste de résistivité entre l'eau du puits et le roc augmente, ce qui limite l'applicabilité de la méthode à des contextes géologiques favorables avec un faible contraste de résistivité. De plus, le protocole expérimental de l'E-TRT n'a été mis en œuvre que sur deux sites, et uniquement sur une section restreinte de 7,75 m. La complexité de l'installation du câble multi-électrode dans un PCP de 165 mm de diamètre est accrue par la présence d'un tuyau de réinjection de 51 mm, d'une fibre optique ainsi que par le débit de recirculation dirigé du bas vers le haut du PCP. Les contraintes d'installation et le niveau de bruit sur les mesures représentent les principales difficultés sur le terrain, particulièrement sur le premier site où l'eau présentait une forte conductivité électrique. Ainsi, la méthodologie d'estimation des paramètres n'a été appliquée qu'au deuxième site pour lequel le protocole expérimental a été adapté, limitant ainsi la généralisation des résultats obtenus.

L'estimation des paramètres demeure également sensible à l'incertitude sur la puissance de chauffage unitaire et à l'erreur sur les données électriques et de température, qui pondère la contribution relative des deux jeux de données. Les mesures électriques, en particulier pour les grands espacements d'électrodes, sont plus sensibles au bruit en raison des faibles potentiels mesurés, ce qui limite le nombre de données utilisables dans l'inversion.

De plus, le modèle thermo-électrique développé dans le cadre de cette étude suppose un massif rocheux thermiquement et électriquement homogène. Cette simplification ne permet

pas de reproduire adéquatement les mesures associées aux grands espacements d'électrode. L'inclusion de ces espacements dans l'inversion biaise également les paramètres thermiques estimés. Les écarts observés peuvent être attribués à des hétérogénéités des propriétés du massif rocheux, notamment en lien avec le contraste de température entre le massif rocheux, définie par le gradient thermique, et l'eau homogénéisée du puits. Le modèle ne tient pas non plus compte des processus physico-chimiques pouvant influencer le paramètre m. Enfin, il suppose un transfert de chaleur purement conductif dans le massif rocheux, alors des processus advectifs peuvent affecter les PCP, même en recirculation lors du chauffage [28].

6.3 Améliorations futures

La méthodologie d'estimation des paramètres par E-TRT étant restreinte à un seul site, son déploiement à d'autres contextes géologiques serait nécessaire afin d'évaluer sa robustesse et transférabilité. L'acquisition électrique pourrait être remplacée par une sonde de diagraphie avec focalisation du courant pour des sites ayant un fort contraste de résistivité eau/roc. Par ailleurs, l'E-TRT pourrait aussi être adapté afin de couvrir l'ensemble du puits, soit par la mise en œuvre d'un E-TRT distribué, soit par la réalisation de plusieurs diagraphies au cours de l'essai. Néanmoins, cela nécessiterait d'adapter le modèle thermo-électrique pour considérer les mesures de faible profondeur dans le PCP, pour lesquelles l'hypothèse des électrodes de référence situées à l'infini n'est pas respectée. Cette approche permettrait d'évaluer plus concrètement l'impact de l'estimation de C_s sur la conception et l'optimisation des ECS, en fournissant une estimation équivalente à l'ensemble du PCP ainsi qu'une caractérisation de sa variabilité le long du PCP. Enfin, l'E-TRT pourrait également être adapté à d'autres types d'ECS, notamment aux systèmes en boucle fermée pour lesquels une installation permanente équivalente au câble multiélectrodes pourrait être déployée dans le coulis.

Finalement, l'inversion spatiale des données électriques acquises durant la phase de chauffage permettrait d'obtenir un modèle de référence plus représentatif des conditions électriques locales, contribuant ainsi à réduire les erreurs de modélisation. L'inversion des données acquises lors des phases de saignée et de restitution offrirait la possibilité de mieux caractériser les dynamiques hydrothermiques propres aux PCP, intégrant à la fois les mécanismes de transfert de chaleur conductif et advectif.

RÉFÉRENCES

[1] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), "Summary for policymakers," dans *Climate Change 2023 : Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, H. Lee et J. Romero, édit. Geneva, Switzerland : IPCC, 2023, p. 1–34.

[2] Ministère de l'environnement et de la lutte contre les changements climatiques, "Plan pour une économie verte 2030 : Politique-cadre d'électrification et de lutte contre les changements climatiques," 2020.

[3] International Energy Agency, "The future of geothermal energy," Paris, 2024, licence : CC BY 4.0. [En ligne]. Disponible : https://www.iea.org/reports/the-future-of-geothermal-energy

[4] P. Bayer, G. Attard, P. Blum et K. Menberg, "The geothermal potential of cities," *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 106, p. 17–30, 2019.

[5] S. E. Grasby, D. M. Allen, S. Bell, Z. Chen, G. Ferguson, A. Jessop, M. Kelman, M. Ko, J. Majorowicz, M. Moore, J. Raymond et R. Therrien, "Geothermal energy resource potential of canada," 2012.

[6] A. M. Omer, "Ground-source heat pumps systems and applications," *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 12, n°. 2, p. 344–371, 2008.

[7] D. Marcotte et P. Pasquier, "Fast fluid and ground temperature computation for geothermal ground-loop heat exchanger systems," *Geothermics*, vol. 37, n°. 6, p. 651–665, 2008.

[8] American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers, "Chapter 32 : Geothermal energy," dans *2003 ASHRAE Handbook : Heating, Ventilating, and Air-Conditioning Applications*. Atlanta, GA : ASHRAE, 2003, p. 32.1–32.28.

[9] C. D. Orio, C. N. Johnson, S. J. Rees, A. Chiasson, Z. Deng et J. D. Spitler, "A survey of standing column well installations in north america," *ASHRAE Transactions*, vol. 111, n°. 2, p. 109–121, 2005, rP-1119.

[10] P. Pasquier, A. Nguyen, F. Eppner, D. Marcotte et P. Baudron, *Standing column wells*. Elsevier, 2016.

[11] R. Wagner et C. Clauser, "Evaluating thermal response tests using parameter estimation for thermal conductivity and thermal capacity," *Journal of Geophysics and Engineering*, vol. 2, n°. 4, p. 349–356, 2005.

[12] J. D. Spitler, S. J. Rees, Z. Deng, A. Chiasson, C. D. Orio et C. Johnson, "R&d studies applied to standing column well design," Oklahoma State University, School of Mechanical and Aerospace Engineering, Water and Energy Systems Corporation, Final Report ASHRAE 1119-RP, 2002.

[13] G. Huang, Y. Liu, C. Zhuang, H. Zhang, J. Lu et L. Zhu, "Experimental study on heat transfer characteristics of helix ground heat exchanger coil under dynamic load," *Thermal Science and Engineering Progress*, vol. 18, p. 100546, 2020.

[14] S. Gehlin, "Thermal response test : method development and evaluation," Thèse de doctorat, Luleå tekniska universitet, 2002.

[15] S. Signorelli, S. Bassetti, D. Pahud et T. Kohl, "Numerical evaluation of thermal response tests," *Geothermics*, vol. 36, n°. 2, p. 141–166, 2007.

[16] J. D. Spitler et S. E. A. Gehlin, "Thermal response testing for ground source heat pump systems—an historical review," *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 50, p. 1125–1137, 2015.

[17] W. Choi, H. Kikumoto, R. Choudhary et R. Ooka, "Bayesian inference for thermal response test parameter estimation and uncertainty assessment," *Applied Energy*, vol. 209, p. 306–321, 2018.

[18] J. Raymond, R. Therrien, L. Gosselin et R. Lefebvre, "A review of thermal response test analysis using pumping test concepts," *Ground Water*, vol. 49, n°. 6, p. 932–945, 2011.

[19] P. Pasquier et D. Marcotte, "Robust identification of volumetric heat capacity and analysis of thermal response tests by bayesian inference with correlated residuals," *Applied Energy*, vol. 261, p. 114394, 2020.

[20] A. Revil, L. Cathles, S. Losh et J. Nunn, "Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications." *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, vol. 103, n°. B10, p. 23925-23936, 1998.

[21] K. Hayley, L. R. Bentley, M. Gharibi et M. Nightingale, "Low temperature dependence of electrical resistivity : Implications for near surface geophysical monitoring." *Geophysical Research Letters*, vol. 34, n°. 18, 2007.

[22] T. Hermans, A. Vandenbohede, L. Lebbe et F. Nguyen, "A shallow geothermal experiment in a sandy aquifer monitored using electric resistivity tomography," *Geophysics*, vol. 77, n°. 1, 2012.

[23] N. Giordano, A. Arato, C. Comina et G. Mandrone, "Time-lapse electrical resistivity imaging of the thermally affected zone of a borehole thermal energy storage system near torino (northern italy)," *Journal of Applied Geophysic*, vol. 140, p. 123-134, 2017.

[24] A. Arato, J. Boaga, C. Comina, M. De Seta, E. Di Sipio, A. Galgaro, N. Giordano et G. Mandrone, "Geophysical monitoring for shallow geothermal applications – two italian case histories," *First Break*, vol. 33, n°. 8, 2015.

[25] T. Hermans, F. Nguyen, G. De Schepper, N. Lesparre et T. Robert, "10 years of temperature monitoring experiments using electrical resistivity tomography—what have we learned ?" dans *1st Conference on Geophysics for Geothermal-Energy Utilization and Renewable-Energy Storage*, 2019, p. 1–5.

[26] L. H. Kristinsdóttir, Ólafur G. Flóvenz, K. Árnason, D. Bruhn, H. Milsch, E. Spangenberg et J. Kulenkampff, "Electrical conductivity and p-wave velocity in rock samples from high-temperature icelandic geothermal fields," *Geothermics*, vol. 39, p. 94–105, 2010.

[27] F. Nono, B. Gibert, F. Parat, D. Loggia, S. Cichy et V. Marie, "Electrical conductivity of icelandic deep geothermal reservoirs up to supercritical conditions : Insight from laboratory experiments," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 391, p. 106364, 2020.

[28] S. J. Rees, J. D. Spitler, Z. Deng, C. D. Orio et C. N. Johnson, *A Study of Geothermal Heat Pump and Standing Column Well Performance*. ASHRAE Transactions, 2004.

[29] S. Robert, P. Pasquier et A. Nguyen, "Impact of layered heterogeneity on thermal response test interpretation performed on a standing column well operated without bleed," *Geothermics*, vol. 101, p. 102353, 2022.

[30] H. S. Carslaw et J. C. Jaeger, *Conduction of heat in solids*, 2e éd. Oxford : Clarendon Press, 1959.

[31] L. V. Eppelbaum, I. Kutasov et A. Pilchin, *Thermal Properties of Rocks and Density of Fluids*, ser. Lecture Notes in Earth System Sciences. Springer, 2014, ch. 2, p. 99–149.

[32] J. Sundberg, "Thermal properties of soils and rocks," Statens geotekniska institut, Linköping, Thèse, 1988.

[33] A. McDaniel, J. Tinjum, D. J. Hart, Y.-F. Lin, A. Stumpf et L. Thomas, "Distributed thermal response test to analyze thermal properties in heterogeneous lithology," *Geothermics*, vol. 76, p. 116–124, 2018.

[34] H. Fujii, H. Okubo, K. Nishi, R. Itoi, K. Ohyama et K. Shibata, "An improved thermal response test for u-tube ground heat exchanger based on optical fiber thermometers," *Geothermics*, vol. 38, n°. 4, p. 399–406, 2009.

[35] V. F. Bense, T. Read, O. Bour, T. Le Borgne, T. Coleman, S. Krause, A. Chalari, M. Mondanos, F. Ciocca et J. S. Selker, "Distributed temperature sensing as a downhole tool in hydrogeology," *Water Resources Research*, vol. 52, n°. 12, p. 9259–9273, 2016.

[36] A. I. Ingersoll, O. Zobel, *Heat Conduction with Engineering, Geological and Other Applications*. University of Wisconsin Press, 1954.

[37] P. Eskilson, "Thermal analysis of heat extraction boreholes," Doctoral Thesis (compilation), Department of Physics, 1987.

[38] G. Beaudry, P. Pasquier et D. Marcotte, "Hydrogeothermal characterization and modelling of a standing column well experimental installation," dans *IGSHPA Research Track*, 2018.

[39] A. Özüdoğru, G. C. Olgun et T. Y. Senol, "3d numerical modeling of vertical geothermal heat exchangers," *Geothermics*, vol. 51, p. 312–324, 2014.

[40] V. Wagner, P. Bayer, M. Kübert et P. Blum, "Numerical sensitivity study of thermal response tests," *Renewable Energy*, vol. 41, p. 245–253, 2012.

[41] L. Champagne-Péladeau, P. Pasquier, D. Millette et J. C. Dupuis, "Delineation of the thermal plume associated with a standing column well system in a fractured aquifer using numerical modeling," *Geothermics*, vol. 127, p. 103260, 2025.

[42] P. Pasquier, "Stochastic interpretation of thermal response test with TRT-SInterp," *Computers & Geosciences*, vol. 75, p. 73–87, 2015.

[43] P. Pasquier, A. Zarrella et D. Marcotte, "A multi-objective optimization strategy to reduce correlation and uncertainty for thermal response test analysis," *Geothermics*, vol. 79, p. 176–187, 2019.

[44] M. Li, L. Zhang et G. Liu, "Estimation of thermal properties of soil and backfilling material from thermal response tests (trts) for exploiting shallow geothermal energy : Sensitivity, identifiability, and uncertainty," *Renewable Energy*, vol. 132, p. 1263–1270, 2019.

[45] L. Jacques et P. Pasquier, "Obtaining the hydraulic and thermal properties of the main hydrostratigraphic units surrounding a standing column well using a thermal response test," *Journal of Hydrology*, vol. 623, p. 129823, 2023.

[46] A. Binley et L. Slater, *Resistivity and Induced Polarization : Theory and Applications to the Near-Surface Earth*, 1er éd. Cambridge University Press., 2020.

[47] G. E. Archie, "The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics," *Transactions of the Society of Petroleum Engineers*, vol. 146, no. 01, p. 54–62, 1942.

[48] J. Kummerowa et S. Raab, "Temperature dependence of electrical resistivity - part ii : A new experimental set-up to study fluid-saturated rocks," *Energy Procedia*, vol. 76, p. 247–255, 2015.

[49] M. Waxman et L. Smits, “Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands,” *SPE Journal*, vol. 8, n°. 2, p. 107–122, 1968.

[50] F. J. Liera, M. Sato, K. Nakatsuka et H. Yokoyama, “Temperature dependence of the electrical resistivity of water-saturated rocks,” *Geophysics*, vol. 55, n°. 5, p. 576–585, 1990.

[51] R. Ma, A. McBratney, B. Whelan, B. Minasny et M. Short, “Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement,” *Precision Agriculture*, vol. 12, n°. 1, p. 55–66, 2011.

[52] C. Comina, N. Giordano, G. Ghidone et F. Fischanger, “Time-lapse 3d electric tomography for short-time monitoring of an experimental heat storage system,” *Geosciences*, vol. 9, n°. 4, p. 167, 2019.

[53] T. Han, H. He et L.-Y. Fu, “New insights into how temperature affects the electrical conductivity of clay-free porous rocks,” *Geophysical Journal International*, vol. 238, p. 313–320, 2024.

[54] R. D. Barker, “Signal contribution sections and their use in resistivity studies,” *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 59, n°. 1, p. 123–129, 1979.

[55] H. Storz, W. Storz et F. Jacobs, “Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth’s upper crust,” *Geophysical Prospecting*, vol. 48, n°. 3, p. 455–471, 2000.

[56] C. Hauck, D. V. Mühll et H. Maurer, “Using dc resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost,” *Geophysical Prospecting*, vol. 51, n°. 4, p. 273–284, 2003.

[57] S. Kumari, M. Israil, S. Mittal et J. Rai, “Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations,” *Journal of Applied Geophysics*, vol. 67, n°. 1, p. 74–79, 2009.

[58] K. Koch, J. Wenninger, S. Uhlenbrook et M. Bonell, “Joint interpretation of hydrological and geophysical data : electrical resistivity tomography results from a process hydrological research site in the black forest mountains, germany,” *Hydrological Processes*, vol. 23, n°. 10, p. 1501–1513, 2009.

[59] B. Redhaounia, B. O. Ilondo, H. Gabtni, K. Sami et M. Beédir, “Electrical resistivity tomography (ert) applied to karst carbonate aquifers : Case study from amdoun, northwestern tunisia,” *Pure and Applied Geophysics*, vol. 173, n°. 6, p. 1289–1303, 2016.

[60] N. G. Papadopoulos, P. Tsourlos, G. N. Tsokas et A. Sarris, “Two-dimensional and three-dimensional resistivity imaging in archaeological site investigation,” *Archaeological Prospection*, vol. 13, n°. 3, p. 163–181, 2006.

[61] A. Perrone, V. Lapenna et S. Piscitelli, "Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation : A review," *Earth-Science Reviews*, vol. 135, p. 65–82, 2014.

[62] C. M. Sainato, B. N. Losinno et H. J. Malleville, "Assessment of contamination by intensive cattle activity through electrical resistivity tomography," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 76, p. 82–91, 2012.

[63] H. Wang, C.-P. Lin et H.-C. Liu, "Pitfalls and refinement of 2d cross-hole electrical resistivity tomography," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 181, p. 104143, 2020.

[64] F. M. Wagner, P. Bergmann, C. Rücker, B. Wiese, T. Labitzke, C. Schmidt-Hattenberger et H. Maurer, "Impact and mitigation of borehole related effects in permanent crosshole resistivity imaging : An example from the ketzin co2 storage site," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 123, p. 102–111, 2015.

[65] D. V. Ellis et J. M. Singer, *Well logging for earth scientists*, 2e éd. Hoboken, NJ : Springer, 2007.

[66] H. G. Doll, "Two decades of electrical logging," *Journal of Petroleum Technology*, vol. 5, no. 09, p. 33–41, 1953.

[67] G. Itskovich, A. Mezzatesta, K.-M. Strack et L. Tabarovsky, "High-definition lateral log resistivity device : basic physics and resolution," dans *Trans SPWLA 39th Annual Logging Symposium*, Houston, Texas, 1998, paper V.

[68] Y. Fang-Wei et S. H. Ward, "Inversion of borehole normal resistivity logs," *Geophysics*, vol. 49, no. 9, p. 1541–1548, 1984.

[69] J. C. Goswami, R. Mydur, P. Wu et D. Heliot, "A robust technique for well-log data inversion," *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, vol. 52, no. 3, p. 717–724, Mar 2004.

[70] E. U. Ulugergerli, "Two dimensional combined inversion of short- and long-normal dc resistivity well log data," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 73, no. 2, p. 130–138, Feb 2011.

[71] F. L. Paillet et R. H. Morin, "Analysis of geophysical well logs obtained in the state 2–14 borehole, salton sea geothermal area, california," *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, no. B11, p. 12 981–12 994, 1988.

[72] D. J. Schnoebelen, E. F. Bugliosi et N. C. Krothe, "Delineation of a saline ground-water boundary from borehole geophysical data," *Journal of Ground Water*, vol. 33, no. 6, p. 965–976, 1995.

[73] T. Kwader, "The use of geophysical logs for determining formation water quality," *Journal of Ground Water*, vol. 24, no. 1, p. 11–15, 1986.

[74] S. Hwang, J. Shin, I. Park et S. Lee, "Assessment of seawater intrusion using geophysical well logging and electrical soundings in a coastal aquifer, youngkwang-gun, korea," *Exploration Geophysics*, vol. 35, n°. 1, p. 99–104, 2004.

[75] P. Tsourlos, R. Ogilvy, P. Meldrum et G. Williams, "Time-lapse monitoring in single boreholes using electrical resistivity tomography." *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, vol. 8, n°. 1, p. 1-14, 2003.

[76] M. H. Loke, "Tutorial : 2-d and 3-d electrical imaging surveys," 2001.

[77] D. J. LaBrecque, A. L. Ramirez, W. D. Daily, A. M. Binley et S. A. Schima, "Ert monitoring of environmental remediation processes," *Measurement Science and Technology*, vol. 7, n°. 3, p. 375, 1996.

[78] A. Dimech, L. Cheng, M. Chouteau, J. Chambers, S. Uhlemann, P. Wilkinson, P. Meldrum, B. Mary, G. Fabien-Ouellet et A. Isabelle, "A review on applications of time-lapse electrical resistivity tomography over the last 30 years : Perspectives for mining waste monitoring," *Surveys in Geophysics*, vol. 43, p. 1699–1759, 2022.

[79] L. Busato, J. Boaga, M. T. Perri, B. Majone, A. Bellin et G. Cassiani, "Hydrogeophysical characterization and monitoring of the hyporheic and riparian zones : The vermigliana creek case study," *Science of the Total Environment*, vol. 648, p. 1105–1120, 2019.

[80] K. Singha, F. D. Day-Lewis, T. Johnson et L. D. Slater, "Advances in interpretation of subsurface processes with time-lapse electrical imaging," *Hydrological Processes*, vol. 29, p. 1549–1576, 2015.

[81] N. Lesparre, T. Robert, F. Nguyen, A. Boyle et T. Hermans, "4d electrical resistivity tomography (ert) for aquifer thermal energy storage monitoring," *Geothermics*, vol. 77, p. 368-382, 2019.

[82] M. Farzamian, G. Vieira, F. A. M. Santos, B. Y. Tabar, C. Hauck, M. C. Paz, I. Bernardo, M. Ramos et M. A. de Pablo, "Detailed detection of active layer freeze–thaw dynamics using quasi-continuous electrical resistivity tomography (deception island, antarctica)," *The Cryosphere*, vol. 14, n°. 3, p. 1105–1120, 2020.

[83] M. O. Cimpoiaşu, O. Kuras, T. Pridmore et S. J. Mooney, "Potential of geoelectrical methods to monitor root zone processes and structure : A review," *Geoderma*, vol. 365, p. 114232, 2020.

[84] P. Bergmann, M. Diersch, J. Götz, M. Ivandic, A. Ivanova, C. Juhlin, J. Kummerow, A. Liebscher, S. Lüth, S. Meekes, B. Norden, C. Schmidt-Hattenberger, F. M. Wagner et F. Zhang, "Review on geophysical monitoring of co2 injection at ketzin, germany," *Journal of Petroleum Science and Engineering*, vol. 139, p. 112–136, 2016.

[85] C.-H. M. Tso, O. Kuras, P. B. Wilkinson, S. Uhlemann, J. E. Chambers, P. I. Meldrum, J. Graham, E. F. Sherlock et A. Binley, "Improved characterisation and modelling of measurement errors in electrical resistivity tomography (ert) surveys," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 146, p. 103–119, 2017.

[86] L. J. Heagy, R. Cockett, S. Kang, G. K. Rosenkjaer et D. W. Oldenburg, "A framework for simulation and inversion in electromagnetics," *Computers & Geosciences*, vol. 107, p. 1 – 19, 2017.

[87] R. C. Aster, B. Borchers et C. H. Thurber, *Parameter Estimation and Inverse Problems*, 3e éd. Elsevier, 2018.

[88] A. Tarantola, *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics, 2005.

[89] T. Hermans, F. Nguyen, T. Robert et A. Revil, "Geophysical methods for monitoring temperature changes in shallow low enthalpy geothermal systems," *Energies*, vol. 7, no. 8, p. 5083-5118, 2014.

[90] B. Shariatinik, E. Gloaguen, J. Raymond, L.-C. Boutin et G. Fabien-Ouellet, "Ert data assimilation to characterize aquifer hydraulic conductivity heterogeneity through a heat-tracing experiment," *Near Surface Geophysics*, vol. 22, no. 3, p. 358–371, 2024.

[91] T. Hermans, S. Wildemeersch, P. Jamin, P. Orban, S. Brouyère, A. Dassargues et F. Nguyen, "Quantitative temperature monitoring of a heat tracing experiment using cross-borehole ert," *Geothermics*, vol. 53, p. 14-26, 2015.

[92] T. Robert, T. Hermans, G. Dumont, F. Nguyen et D. E. Rwabuhungu, "Near surface geoscience," dans *Reliability of ERT-derived Temperature—Insights from Laboratory Measurements*, 2013.

[93] B. Tian, Y. Kong, Y. Gong, C. Ye, Z. Pang, J. Wang et P. Qin, "Thermal conductivity characterisation of shallow ground via correlations with geophysical parameters," *Engineering Geology*, vol. 272, p. 105633, 2020.

[94] C. Sáez Blázquez, I. Martín Nieto, A. Farfán Martín, D. González-Aguilera et P. Carrasco García, "Comparative analysis of different methodologies used to estimate the ground thermal conductivity in low enthalpy geothermal systems," *Energies*, vol. 12, no. 9, p. 1672, 2019.

[95] G. Dion et P. Pasquier, "Acquisition des données pour la conception de puits à colonne permanente au 172 de la 3e avenue à saint-anne-des-plaines," Chaire de recherche en géothermie sur l'intégration des puits à colonne permanente dans les bâtiments institutionnels, Saint-Anne-des-Plaines, Québec, Canada, Rapport technique ERT-24-110, sept. 2024, préparé pour la CSSMI.

[96] J. W. Lund et A. N. Toth, "Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review," *Geothermics*, vol. 90, p. 101915, 2021.

[97] J. M. A. Márquez, M. Ángel Martínez Bohórquez et S. G. Melgar, "Ground thermal diffusivity calculation by direct soil temperature measurement. application to very low enthalpy geothermal energy systems," *Sensors*, vol. 16, nº. 3, p. 306, 2016.

[98] K. Kyrkou, A. Booth, Y. J. Ngui, J. Chambers, F. Loveridge, J. Kelly, E. Smith, A. Nowacki, E. Hough, D. Boon et O. Kuras, "Geophysical surveys to inform heat-flow experiments in a fractured chalk aquifer, berkshire, uk," dans *EGU General Assembly 2024*, Vienna, Austria, 2024, p. EGU24–12 616. [En ligne]. Disponible : https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-12616

[99] G. A. Florides et S. A. Kalogirou, "First in situ determination of the thermal performance of a u-pipe borehole heat exchanger, in cyprus," *Applied Thermal Engineering*, vol. 28, nº. 2-3, p. 157–163, 2008.

[100] L. Jacques, P. Pasquier, G. Dion et G. Beaudry, "Experimental assessment of inter-well reinjection in standing column wells by analysis of transfer functions obtained from non-stationary deconvolution," *Geothermics*, vol. 125, p. 103184, 2025.

[101] R. Cockett, S. Kang, L. J. Heagy, A. Pidlisecky et D. W. Oldenburg, "Simpeg : An open source framework for simulation and gradient based parameter estimation in geophysical applications," *Computers & Geosciences*, 2015.

[102] R. E. Nimmer, J. L. Osiensky, A. M. Binley et B. C. Williams, "Three-dimensional effects causing artifacts in two-dimensional, cross-borehole, electrical imaging," *Journal of Hydrology*, vol. 359, nº. 1-2, p. 59–70, 2008.

[103] J. A. Doetsch, I. Coscia, S. Greenhalgh, N. Linde, A. Green et T. Günther, "The borehole-fluid effect in electrical resistivity imaging," *Geophysics*, vol. 75, nº. 4, p. F107–F114, 2010.

[104] M. Li et A. C. K. Lai, "Parameter estimation of in-situ thermal response tests for borehole ground heat exchangers," *International Journal of Heat and Mass Transfer*, vol. 55, nº. 9-10, p. 2615–2624, 2012.

[105] C. Zhang, W. Song, S. Sun et D. Peng, "Parameter estimation of in-situ thermal response test with unstable heat rate," *Energy*, vol. 88, p. 497–505, 2015.

[106] G. K. Yuill et V. Mikler, "Analysis of the effect of induced groundwater flow on heat transfer from a vertical open-hole concentric-tube thermal well," *ASHRAE Transactions*, vol. 101, p. 173–185, 1995.

[107] Jalaluddin et A. Miyara, "Thermal performance investigation of several types of vertical ground heat exchangers with different operation mode," *Applied Thermal Engineering*,

vol. 33–34, p. 167–174, 2012.

[108] Q. Gao, M. Li et M. Yu, “Experiment and simulation of temperature characteristics of intermittently-controlled ground heat exchanges,” *Renewable Energy*, vol. 35, nº. 6, p. 1169–1174, 2010.

[109] S. Koohi-Fayegh et M. A. Rosen, “Long-term study of vertical ground heat exchangers with varying seasonal heat fluxes,” *Geothermics*, vol. 75, p. 15–25, 2018.

[110] A. Li, A. D. Parsekian, D. Grana et B. J. Carr, “Quantification of measurement uncertainty in electrical resistivity tomography data and its effect on the inverted resistivity model,” *Geophysics*, vol. 90, nº. 3, p. WA275–WA291, 2025.

[111] T. E. Smith, “Notebook on spatial data analysis,” http://www.seas.upenn.edu/~ese502/#notebook, 2016.

[112] G. Beaudry, P. Pasquier et D. Marcotte, “The impact of rock fracturing and pump intake location on the thermal recovery of a standing column well : Model development, experimental validation, and numerical analysis,” *Science and Technology for the Built Environment*, vol. 25, nº. 8, p. 1052–1068, 2019.

ANNEXE A PROTOCOLE E-TRT

Cette section présente une liste des points clés à considérer lors de la réalisation d'un E-TRT. Elle comprend les informations essentielles à documenter pour le site d'essai, une liste générale des équipements requis et des préparatifs nécessaires, ainsi que les principales étapes du protocole de TRT et du suivi électrique. Les lignes pointillées indiquent les informations à compléter, tandis que les cases à cocher permettent de vérifier que les éléments essentiels du protocole ont bien été pris en compte. Le lecteur est invité à se référer au chapitre 3 pour une description plus détaillée du protocole expérimental.

1. **Caractérisation du site d'essai**
   Cette section permet de contextualiser l'essai et de documenter les informations géologiques, hydrogéologiques ainsi que les dimensions du puits à considérer pour l'E-TRT.
   - Contexte géologique
     - Géologie locale : .....
     - Informations issues du forage : .....
   - Puits d'essai
     - Type d'ECS (PCP, boucle fermée) : .....
     - Profondeur et diamètre de la chambre de pompage : .....
     - Profondeur totale du puits : .....
     - Diamètre du puits sous la chambre de pompage : .....
     - Niveau piézométrique : .....
     - Longueur effective du puits L : .....
   - ☐ Vérifier l'historique du site (essais antérieurs : TRT, pompage, logs électriques, etc.)
2. **Équipement et instrumentation requises**
   Cette section liste l'équipement et l'instrumentation nécessaires à la réalisation d'un E-TRT.

   (a) Système de TRT
   - ☐ Source de chaleur : .....
   - ☐ Pompe submersible
   - ☐ Deux sondes de température
     Type : .....
     Précision, résolution : .....
   - ☐ Débitmètre

Type : .....

Précision, résolution : .....

— ☐ Sonde de pression et sonde barométrique

Type : .....

Précision, résolution : .....

(b) Système de résistivité électrique

— ☐ Câble multi-électrodes

Nombre (N) / espacement (Δe) d'électrode : .....

Longueur de la zone étudiée ($(N-1)*\Delta e$) : .....

— ☐ Résistivimètre

Type : .....

Précision, résolution : .....

— ☐ Deux électrodes de référence

(c) Mesure de la conductivité électrique de l'eau

— ☐ Sonde de conductivité électrique et température

Type : .....

Précision, résolution : .....

— ☐ Contenants en verre (1 L) pour l'échantillonage

(d) Mesure de température par DTS

— ☐ Système d'acquisition DTS

Type : .....

Précision, résolution : .....

— ☐ Fibre optique multimode 50/125 μm

— ☐ Bain de calibration avec sonde de température

Type : .....

Précision, résolution : .....

3. **Préparation et installation de l'essai**

Cette section décrit les étapes préalables au démarrage l'E-TRT et couvre l'installation des différents systèmes dans le puits. À titre de rappel, la section investiguée par le câble électrique doit être homogène électriquement et thermiquement. La distance des électrodes de surface doit excéder 20 fois l'espacement maximal entre les électrodes actives du câble.

(a) ☐ Installation du système TRT

(b) Installation de la fibre optique

— ☐ Descendre la fibre dans le puits

— ☐ Enrouler $\sim$15 m dans le bain de calibration

(c) Installation du câble géoélectrique
- Profondeur du câble : .....
- Géologie à la profondeur du câble : .....
- ☐ Vérifier la tension du câble
- ☐ Installer les électrodes de référence en surface
  Distance par rapport au puits : .....
- ☐ Test de résistance de contact

4. **Mesure de la conductivité électrique de l'eau**

Cette section détaille les mesures de caractérisation des propriétés électriques de l'eau souterraine réalisées pendant et après l'essai.

(a) Mesures en continu
- ☐ Sonde LTC installée sous la pompe submersible
- ☐ Échantillonnage de l'eau souterraine
  Fréquence de l'échantillonnage : .....

(b) Analyses en laboratoire sur les échantillons
- Mesurer de la conductivité effective σ_{25}
- ☐ Déterminer m_f

5. **Protocole TRT**

Cette section présente les paramètres cibles du TRT, ainsi que les principales étapes de l'essai. À titre de rappel, la puissance de chauffage doit être suffisante pour atteindre $q >$ 50-80 W/m pour des puits à boucle fermés, et $q >$ 100 W/m pour des PCP. Le débit de recirculation doit assurer que $\Delta T > 2$ °C selon l'équation 3.1.

(a) Paramètres cibles
- ☐ Puissance de chauffage Q : .....
- ☐ Flux thermique unitaire $q = L/Q$: .....
- ☐ Débit de recirculation : .....

(b) Déroulement
- ☐ Phase de recirculation
  Durée : .....
- ☐ Phase de chauffage
  Durée : .....
- ☐ Phase de saignée (optionnelle)
  Durée : .....
  Débit de saignée : .....
- ☐ Phase de restitution (optionnelle)

Durée : .....

(c) Variables à enregistrer
- — ☐ Températures à l'entrée et la sortie de la source de chaleur
- — ☐ Débit
- — ☐ Puissance de chauffage
- — ☐ Niveau d'eau du puits

6. **Protocole d'acquisition électrique (E-TRT)**

Cette section décrit le protocole électrique complété conjointement à l'essai de réponse thermique. Une (ou plusieurs) mesure de référence est acquise à la fin de la phase de recirculation, suivie de mesures électriques temporelles pendant le chauffage.

(a) Conception du protocole
- — Type de quadripôle : .....
- — Stratégie d'injection : .....
- — Plage d'espacements des électrodes : .....
- — Nombre de sommations et variance maximale : .....
- — Courant injecté : .....

(b) ☐ Acquisition de référence à la fin de la recirculation

(c) Fréquence d'acquisition pendant le chauffage : .....

(d) Fréquence des mesures réciproques : .....