



Ressources naturelles  
Canada

Natural Resources  
Canada

**COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA  
DOSSIER PUBLIC 9289f**

**Cartographie électromagnétique du pergélisol salin  
sous-lacustre, Rankin Inlet (Nunavut)**

**G.A. Oldenborger**

**2026**

**Canada** 

**COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA**  
**DOSSIER PUBLIC 9289f**

**Cartographie électromagnétique du pergélisol salin  
sous-lacustre, Rankin Inlet (Nunavut)**

**G.A. Oldenborger**

**2026**

© Sa Majesté le Roi du chef du Canada, représenté par le ministre des Ressources naturelles, 2026

Le contenu de cette publication ou de ce produit peut être reproduit en tout ou en partie, et par quelque moyen que ce soit, sous réserve que la reproduction soit effectuée uniquement à des fins personnelles ou publiques mais non commerciales, sans frais ni autre permission, à moins d'avis contraire.

On demande seulement :

- de faire preuve de diligence raisonnable en assurant l'exactitude du matériel reproduit;
- d'indiquer le titre complet du matériel reproduit et le nom de l'organisation qui en est l'auteur;
- d'indiquer que la reproduction est une copie d'un document officiel publié par Ressources naturelles Canada (RNCAN) et que la reproduction n'a pas été faite en association avec RNCAN ni avec l'appui de celui-ci.

La reproduction et la distribution à des fins commerciales sont interdites, sauf avec la permission écrite de RNCAN. Pour de plus amples renseignements, veuillez communiquer avec RNCAN à [copyright-droitdauteur@nrcan-rncan.gc.ca](mailto:copyright-droitdauteur@nrcan-rncan.gc.ca).

On peut télécharger cette publication gratuitement à partir du Dépôt ouvert des sciences et technologie de RNCAN (<https://ostrnrcan-dostrncan.canada.ca/>).

**Notation bibliographique conseillée**

Oldenborger, G.A., 2026. Cartographie électromagnétique du pergélisol salin sous-lacustre, Rankin Inlet (Nunavut); Commission géologique du Canada, Dossier public 9289f, 24 p. <https://doi.org/10.4095/p18gjpum9d>

Les publications de cette série ne sont pas révisées; elles sont publiées telles que soumises par l'auteur.

ISSN 2816-7163  
ISBN 978-0-660-98069-0  
N° de catalogue M183-2/9289F-PDF  
<https://doi.org/10.4095/p18gjpum9d>

## **SOMMAIRE**

Un levé géophysique électromagnétique a été effectué sur le lac First Landing, près de Rankin Inlet (Nunavut), dans le cadre d'une étude sur les taliks lacustres. Les résultats du levé révèlent des zones de forte conductivité électrique associées à la terrasse lacustre peu profonde. On interprète la forte conductivité électrique comme résultant du pergélisol salin sous-lacustre. Le pergélisol salin influera directement la dynamique du pergélisol et la formation de taliks lacustres.

## Table des matières

|                    |    |
|--------------------|----|
| SOMMAIRE .....     | i  |
| INTRODUCTION ..... | 1  |
| ZONE D'ÉTUDE.....  | 1  |
| MÉTHODES .....     | 2  |
| RÉSULTATS .....    | 4  |
| ANALYSE .....      | 5  |
| CONCLUSION.....    | 6  |
| RÉFÉRENCES .....   | 8  |
| ANNEXE A .....     | 18 |

## INTRODUCTION

Ce dossier public décrit la présence de pergélisol salin sous-lacustre détectée par un levé électromagnétique en domaine fréquentiel (FEM) mené sur le lac First Landing, près de Rankin Inlet (Nunavut). Le levé géophysique a été effectué dans le but principal d'analyser la compatibilité des méthodes FEM pour cartographier la présence de glace de fond et de substrat gelé dans le cadre d'une étude plus vaste sur les taliks lacustres (LeBlanc et coll., 2021, LeBlanc et coll., 2022; Sladen et coll., 2024). Dans la région de Rankin Inlet, on s'attend à trouver de la glace de fond aux profondeurs de l'eau inférieures à l'épaisseur moyenne de la glace de 1,7 m et du pergélisol aux profondeurs de l'eau inférieures à 1,1 m où la durée de contact entre la glace et le substrat est suffisamment longue pour maintenir une température annuelle moyenne sous zéro (LeBlanc et coll., 2024). En revanche, on s'attend à trouver de la glace flottante, de l'eau non gelée et des taliks dans les grands lacs et les eaux plus profondes. Cependant, de nombreux grands lacs présentent des terrasses peu profondes qui peuvent influencer sur les taliks lacustres. Les levés FEM peuvent fournir des renseignements non invasifs sur l'état des glaces et du pergélisol.

Les méthodes géophysiques qui sont sensibles à la conductivité électrique, comme les levés FEM, peuvent être utiles pour les études du pergélisol en raison de la forte dépendance de la conductivité électrique au changement de phase de l'eau en glace (p. ex. Herring et coll., 2023). En général, la glace de fond dotée d'un substrat gelé sera moins conductrice que celle présentant un substrat non gelé ou que la glace flottante, la présence d'eau et un substrat non gelés. Les levés effectués près du moment de l'épaisseur maximale de la glace peuvent permettre de déduire la présence de glace de fond, de substrat gelé ainsi que de potentiel talik.

## ZONE D'ÉTUDE

Le hameau de Rankin Inlet est situé sur la côte ouest de la baie d'Hudson, dans la région de Kivalliq, au Nunavut, Canada (figure 1). Rankin Inlet se trouve dans la zone de pergélisol continu où de 90 à 100 % du territoire est recouvert de pergélisol (Heginbottom et coll., 1995). La température annuelle moyenne du sol au sommet du pergélisol varie de  $-9,5$  à  $-5,5$  °C et l'épaisseur de la couche active va de 60 à 160 cm (LeBlanc et Oldenborger, 2021). Le lac First Landing est situé à environ 7 km au nord-ouest du hameau de Rankin Inlet. Il a un volume approximatif de  $4,2 \times 10^6$  m<sup>3</sup> et une profondeur maximale de 17,6 m (Budkewitsch et coll., 2011). Le substratum rocheux sous le lac est en grande partie volcanique, avec des roches sédimentaires traversant le centre du lac dans le sens est-ouest (Golder Associates Ltd., 2021). La géologie de surface environnante est de type marine, glaciaire et

fluvioglaciaire, et présente des falaises rocheuses sur la rive sud (McMartin, 2002). Le lac First Landing est suffisamment grand et profond pour générer un talik (LeBlanc et coll., 2021). Cependant, une terrasse qui s'étend sur plusieurs centaines de mètres dans le lac à partir de la rive nord (figure 1) pourrait influencer sur la formation du talik.

## **MÉTHODES**

Les levés électromagnétiques en domaine fréquentiel (FEM) comprennent la mesure des intensités du champ magnétique secondaire en phase et en quadrature résultant d'une configuration d'un capteur à double boucle fixe (p. ex. Huang et Fraser, 2001). Les mesures sont sensibles à la conductivité électrique, à la permittivité diélectrique et à la perméabilité magnétique de la subsurface (p. ex. Hanssens et coll., 2019b). Les instruments FEM au sol sont généralement utilisés dans une configuration où la réponse en quadrature est principalement fonction de la conductivité électrique (McNeil, 1980). La réponse en phase est souvent instable (p. ex. Delefortrie et coll., 2014) et est généralement ignorée, tout comme les effets de la permittivité diélectrique et la perméabilité magnétique.

### **Acquisition des données**

Des données FEM sur la glace et le sol ont été recueillies sur le lac First Landing le 28 avril 2024, au moment approximatif de l'épaisseur maximale de la glace. La zone d'étude et le tracé du levé sont illustrés à la figure 1. Le site du levé a été choisi en fonction d'une grande terrasse lacustre qui pourrait influencer sur la présence du talik (LeBlanc et coll., 2022). Le site était caractérisé par de la glace lacustre recouverte de neige et des rives de toundra, avec une température de l'air d'environ  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  pendant l'acquisition des données.

Les données ont été recueillies à l'aide d'un capteur DualEM-42 (Taylor, 1999). Le capteur DualEM-42 est muni de deux ensembles de paires de bobines coplanaires horizontales (HCP) et perpendiculaires (PRP), fixés respectivement à une distance de 2,0/2,1 m et de 4/4,1 m, fonctionnant à une fréquence de 9 kHz (figure 2a). Les profondeurs nominales de l'étude sont 1 m (PRP2), 2 m (PRP4), 3 m (HCP2) et 6 m (HCP4). Les mesures comprennent quatre canaux de conductivité apparente (mS/m) et de réponse en phase (ppt), ainsi que le tangage, le roulis, la température et la tension du capteur.

Le capteur DualEM a été installé sur un traîneau à une hauteur de 0,14 m (figure 2b) et les données ont été recueillies à la vitesse de marche à un taux d'échantillonnage de 1 Hz avec collecte synchrone des données de position du GNSS. Les données en phase se sont révélées instables et ne sont pas

davantage prises en compte. Le levé a été réalisé sous forme d'acquisitions multiples faites à partir d'un point de référence fixe avec un retour jusqu'à celui-ci (figure 1). À un site de mesures situé à proximité du levé, l'épaisseur de la neige, l'épaisseur de la glace et la profondeur de l'eau ont été mesurées comme étant de 0,4 m, 1,3 m et 5,1 m par rapport à la surface de la glace (figure 1). À ce site de mesures, la conductivité électrique de l'eau du lac à 5 m sous la surface de la glace était de 20 mS/m à 1,5 °C.

## **Traitement et inversion**

Le flux de traitement des données comprend la synchronisation des positions, les corrections instrumentales, l'étalonnage statique, le filtrage et la moyenne spatiale de la conductivité apparente, et est suivi de l'inversion des données traitées pour la conductivité électrique. Aucune compensation de la température n'est prise en compte et les données représentent les conditions aux températures *in situ* (c.-à-d. Oldenborger et coll., 2020; Oldenborger, 2021).

La synchronisation des positions nécessite d'attribuer à chaque échantillon de données des coordonnées géographiques acquises au moyen d'un récepteur GNSS externe, par une comparaison avec l'horodatage du récepteur GNSS du capteur interne utilisé pour la temporisation de signal. La même position a été attribuée aux quatre canaux du capteur, malgré le décalage de 1 m entre les centres des paires de bobines à 2 m et 4 m (figure 2a). La synchronisation est précise à 0,5 s et aucun calcul de la moyenne temporelle n'a été fait étant donné les taux d'échantillonnage de 1 Hz du capteur DualEM et du récepteur GNSS.

La correction instrumentale tente de tenir compte des variations des mesures du capteur dues aux changements de température, de tension et d'autres facteurs. On a calculé la dérive canal par canal en comparant les données des 30 premières secondes et des 30 dernières secondes pour chaque acquisition. La correction instrumentale a été appliquée à l'aide d'une compensation linéaire temporelle propre au canal. La dérive observée était inférieure à 1 mS/m par heure pour tous les canaux; HCP4 était le canal le plus stable avec une dérive inférieure à 0,01 mS/m par heure.

On a recours à l'étalonnage (ou mise à niveau) pour tenir compte des décalages et des différences propres aux canaux au point de référence entre les acquisitions. L'alimentation électrique, l'enregistreur de données et le récepteur GNSS causent des décalages dans la conductivité apparente, plus particulièrement pour les canaux PRP2 et HCP2, et de manière négligeable pour le canal HCP4. Les décalages n'ont pas été mesurés pour la configuration du champ. En l'absence de mesures directes du décalage, on a calculé un étalonnage canal par canal pour chaque acquisition en corrigeant les données au point de référence afin qu'elles correspondent aux données synthétiques

simulées à l'aide de la solution électromagnétique complète pour un modèle de référence (Hanssens et coll., 2019b).

Le modèle de référence est fondé sur les données obtenues au site de mesures à proximité (figure 1) et comprend deux couches : 1,7 m de neige et de glace à 1 mS/m sur l'eau et le substrat à 20 mS/m. La conductivité électrique attribuée à la couche supérieure est représentative de la neige et de la glace sèches (p. ex. Reynolds et Paren, 1984; Mikucki et coll., 2015) et se situe près de la limite de résolution minimale de la conductivité du capteur DualEM-42. Le substrat lacustre au point de référence se trouve à 5,6 m du capteur et peut avoir une incidence sur l'étalonnage. Toutefois, la conductivité électrique globale prévue du substrat non gelé est semblable à la conductivité mesurée de l'eau du lac (p. ex. Oldenborger et coll., 2020; Oldenborger, 2024) et le modèle de référence à deux couches reproduit avec exactitude la conductivité apparente mesurée pour le canal HCP4 au point de référence, tout en reproduisant généralement la conductivité apparente mesurée pour tous les autres canaux.

La modélisation synthétique établit un ensemble constant de valeurs de la conductivité apparente au point de référence auquel toutes les acquisitions ont été mises à niveau :

$$[\sigma_{\text{PRP2}}, \sigma_{\text{PRP4}}, \sigma_{\text{HCP2}}, \sigma_{\text{HCP4}}]_{\text{réf}} = [3,3 \text{ mS/m}, 7,2 \text{ mS/m}, 9,0 \text{ mS/m}, 12,9 \text{ mS/m}].$$

Cette procédure tient compte des deux décalages dus à l'alimentation électrique et aux variations entre les acquisitions. (Il convient de noter que, si des décalages ont été directement mesurés pour la configuration du champ, le nivellement au point de référence pourrait encore être nécessaire.) Les corrections précises dépendent de l'acquisition, mais sont d'environ 3,5 mS/m, 1,5 mS/m, -3 mS/m et 0,5 mS/m pour les canaux PRP2, PRP4, HCP2 et HCP4. Des étalonnages semblables des données FEM qui utilisent des données terrain ont été mis en œuvre dans le passé (p. ex. McLachlan et coll., 2021). Dans cette étude, la procédure d'étalonnage dans les présentes nécessite une hypothèse implicite voulant que le modèle de référence soit correct et applicable latéralement sur l'empreinte de l'instrument. La figure 3 illustre un exemple d'acquisition avec application de la correction instrumentale et de l'étalonnage.

## RÉSULTATS

Après la correction instrumentale et l'étalonnage de toutes les acquisitions, les mesures continues de la conductivité apparente ont été moyennées sur une grille de 10 m sur 10 m pour chaque canal, tout comme le tangage, le roulis, la température et la tension du capteur (figures 4 et 5). Sur chaque cellule de la grille, les écarts-types spatiaux ont été calculés pour chaque canal, ainsi que l'écart-type spatial moyen pour les quatre canaux de conductivité apparente. Les moyennes comportant

moins de trois observations par cellule de la grille ont été supprimées. Les données moyennées ont un tangage absolu maximal de  $4,3^\circ$ , un roulis absolu maximal de  $8,9^\circ$  et un écart-type spatial moyen de 6,3 %. Les mesures moyennes de la conductivité apparente ont ensuite été inversées pour obtenir la conductivité électrique réelle sous forme de sondages indépendants pour chaque cellule de la grille selon la méthode décrite en détail à l'annexe A. On obtient un ensemble de modèles unidimensionnels de conductivité électrique qui sont ensuite combinés pour former un modèle tridimensionnel. Les modèles unidimensionnels individuels ayant une erreur quadratique moyenne (EQM) supérieure à 20 % ont été exclus du modèle tridimensionnel. Les résultats de la conductivité électrique réelle sont présentés pour une inversion à deux couches sans contrainte (figures 6 et 7) et une inversion multicouche avec contrainte de lissage (figure 8).

Les deux modèles s'ajustent aux données à des degrés presque équivalents ( $\phi_d = 1,6$ ,  $\phi_d = 1,5$ ) et une grande partie de la structure obtenues par inversion est semblable. Les deux modèles prédisent une conductivité très faible à la surface correspondant à de la neige sur la glace lacustre en eaux profondes et à de la neige sur une couche active gelée terrestre. Cette couche de surface à très faible conductivité est très uniforme sur les eaux profondes, mais son épaisseur varie au-dessus de la terrasse et augmente près du rivage. Sous la couche de surface, la conductivité électrique réelle est faible et uniforme en eaux profondes (y compris le point de référence). Les deux modèles prédisent une région variable de conductivité électrique élevée correspondant à la terrasse lacustre, ainsi qu'une conductivité électrique très élevée dans deux régions distinctes. L'inversion multicouche prédit une zone plus vaste de conductivité élevée, dont les régions extérieures sont à une plus grande profondeur (figure 8). Sur la terre, la conductivité électrique est intermédiaire sur le plan de l'importance et de l'uniformité. Pour le modèle à deux couches, la transition près du rivage d'une conductivité faible à modérée en profondeur est nécessairement abrupte (figure 7). En revanche, l'inversion multicouche prédit une transition progressive vers un sol modérément conducteur en profondeur, ce qui peut être dû à la contrainte de lissage, mais aucun effet de lissage semblable n'est observé en eaux profondes (figure 8).

## ANALYSE

Les variations observées de la conductivité électrique de la terrasse lacustre, et en particulier des régions à forte conductivité, sont interprétées comme résultant d'un pergélisol salin, et pas uniquement de la répartition de la glace de fond et du talik. Compte tenu de l'eau douce interstitielle, la glace de fond accompagnée d'un substrat gelé entraînerait une réduction de la teneur en eau non gelée et de la conductivité électrique (p. ex. Oldenborger, 2021) que l'on n'observe nulle part sur la terrasse lacustre (figure 6). On constate une augmentation de la conductivité électrique à la transition terrestre/lacustre et à la transition des eaux profondes à la terrasse.

À la transition entre les eaux profondes et le bord de la terrasse, on a remarqué que la conductivité électrique sous la couche de glace était légèrement plus élevée que celle de l'eau du lac (figure 6). Dans le cas d'un sol non gelé, ce résultat peut s'expliquer si la conductivité de l'eau interstitielle du substrat est environ 5 à 10 fois supérieure à celle de l'eau douce du lac, soit 100 à 200 mS/m. Cependant, on observe une augmentation de la conductivité électrique du bord de la terrasse vers le rivage, jusqu'à un maximum dépassant 300 mS/m près d'un emplacement connu de glace de fond (1,3 m d'épaisseur) au moment du levé (figure 6). À elle seule, l'existence de la glace de fond ne sous-entend pas des conditions de pergélisol, mais une conductivité électrique élevée persiste vers le rivage, au-delà de l'isobathe de 1 m où du pergélisol est probablement présent.

Dans le cas d'un sol non gelé, une conductivité électrique globale de 300 mS/m nécessiterait que la conductivité de l'eau interstitielle du substrat soit plus de 100 fois supérieure à celle de l'eau douce du lac (environ 2 S/m). Dans un sol partiellement gelé, il faudrait que la conductivité de l'eau interstitielle soit plus élevée pour qu'on obtienne la conductivité électrique observée en raison de la teneur réduite en eau non gelée. Sur le plan de la salinité, une conductivité de l'eau de 2 S/m à 0 °C correspond à environ 20 g/kg de NaCl avec une dépression du point de congélation de 1,2 °C (p. ex. Oldenborger, 2021). La présence de pergélisol salin correspond à une inondation postglaciaire de la surface terrestre dans la région de Kivalliq (Dyke, 2004). Dans le hameau de Rankin Inlet, une salinité du pergélisol de 3,0 à 30,6 ppt (g/kg) a été signalée à des profondeurs de 2,4 à 6,1 m (Hivon, 1991).

## CONCLUSION

Un levé électromagnétique en domaine fréquentiel (FEM) a été effectué sur le lac First Landing, près de Rankin Inlet, au Nunavut. Les modèles de conductivité électrique à deux couches et multicouche obtenus par inversion ne sont pas conformes à un simple modèle conceptuel des variations de la conductivité électrique représentatif de la répartition spatiale de la glace de fond et du substrat gelé sur la terrasse lacustre peu profonde. On observe une conductivité électrique élevée associée à la terrasse lacustre, que l'on considère comme résultant de la présence de pergélisol salin sous-lacustre, laquelle complique l'interprétation des données FEM relatives à la glace de fond et au substrat gelé ou non gelé. Le pergélisol salin influera directement la dynamique du pergélisol et la formation de taliks.

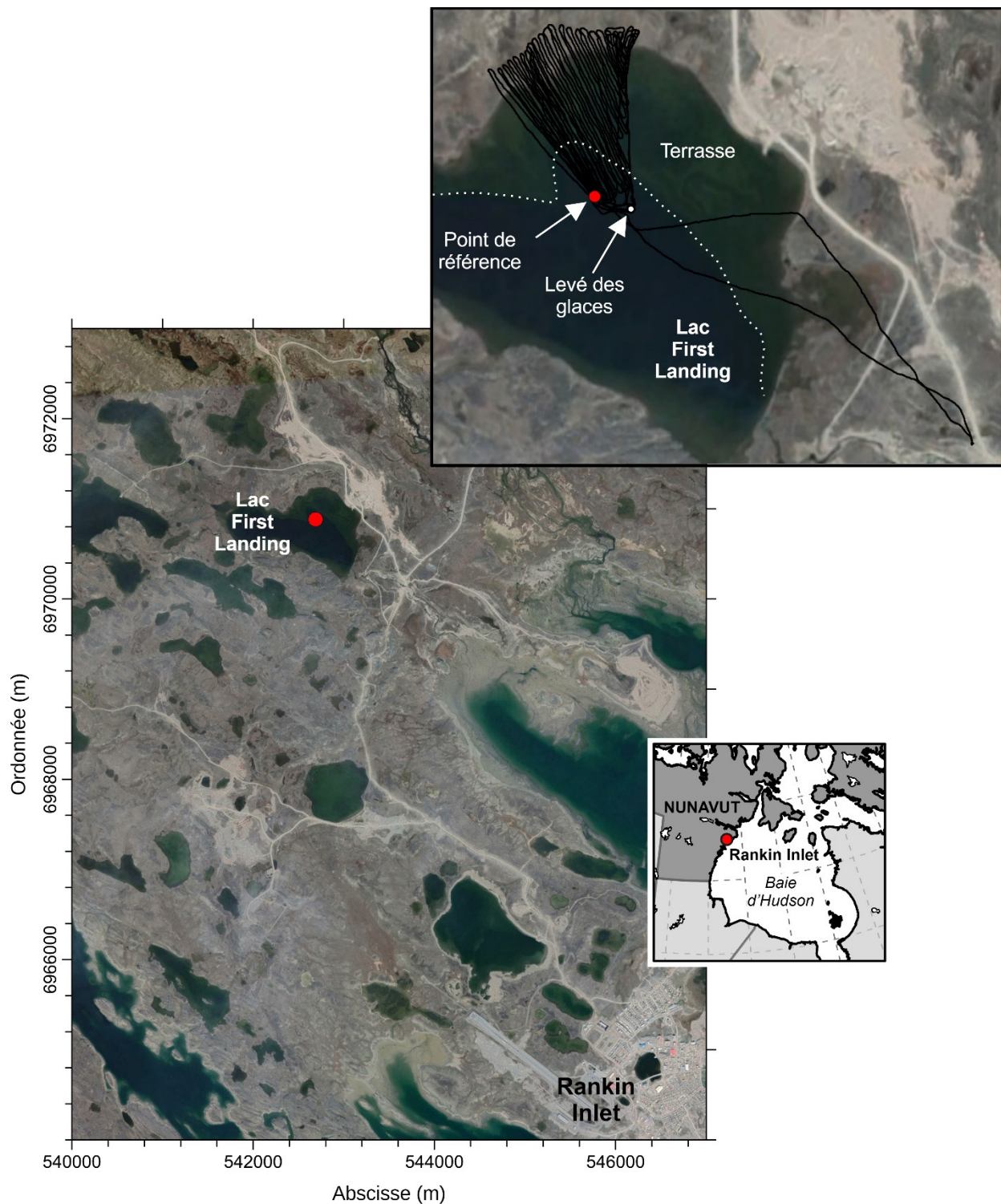
## **REMERCIEMENTS**

Travaux réalisés dans le cadre du programme GEM-GéoNord de Ressources naturelles Canada.  
Données recueillies avec l'aide de C. Duchesne. Données du levé des glaces fournies par W. Sladen.  
Révision interne effectuée par A.-M. LeBlanc.

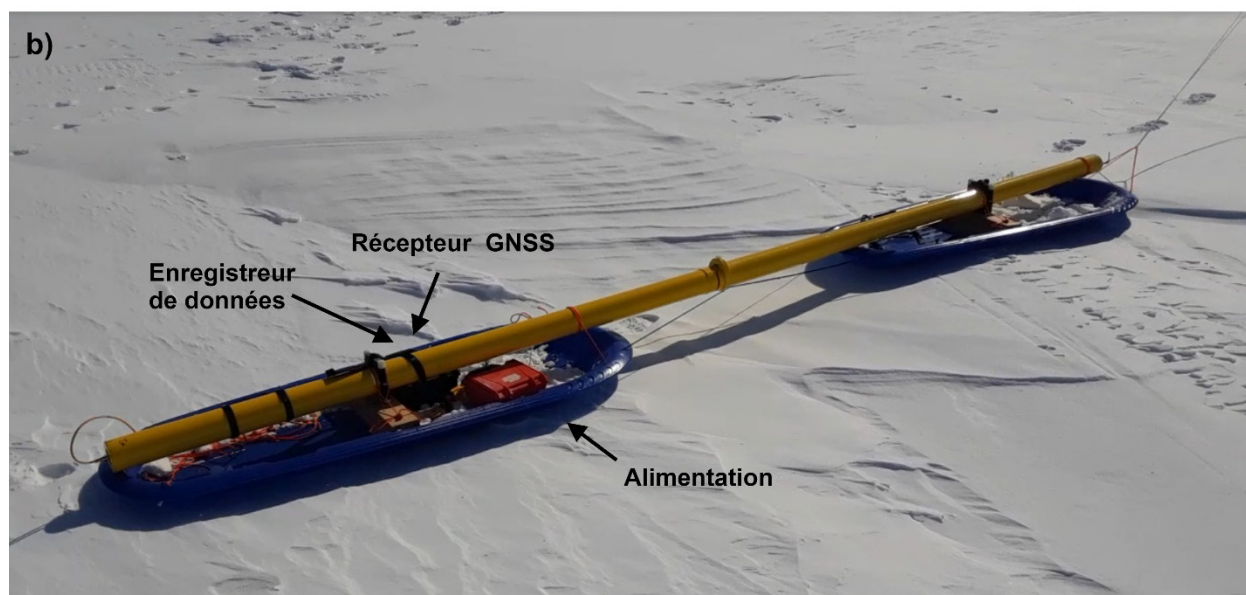
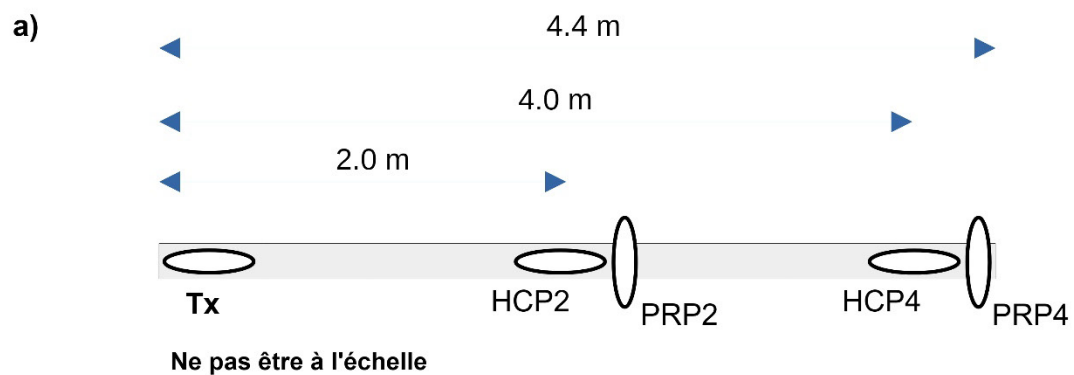
## RÉFÉRENCES

- Budkewitsch, P., Prévost, C., Pavlic, G. et Pregitzer, M. (2011). Description of water depth survey datasets from Rankin Inlet, Nunavut; Commission géologique du Canada, Dossier public 6751. <https://doi.org/10.4095/288667>
- Delefortrie, S., De Smedt, P., Saey, T., Van De Vijver, E. et Van Meirvenne, M. (2014). An efficient calibration procedure for correction of drift in EMI survey data; *Journal of Applied Geophysics*, 110, 115-125. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.09.004>
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada; *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 373-424. [https://doi.org/10.1016/s1571-0866\(04\)80209-4](https://doi.org/10.1016/s1571-0866(04)80209-4)
- Golder Associates Ltd. (2021). Summary of Hydrogeology Existing Conditions, Meliadine Extension; Rapport no. 20136436-855-R-ExistingConditionsReport-Rev3, Agnico Eagle Mines Limited.
- Hanssens, D., Delefortrie, S., Bobe, C., Hermans, T. et De Smedt, P. (2019a). Improving the reliability of soil EC-mapping: Robust apparent electrical conductivity (rECa) estimation in ground-based frequency domain electromagnetics; *Geoderma*, 337, 1155-1163. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.11.030>
- Hanssens, D., Delefortrie, S., De Pue, J., Van Meirvenne, M. et De Smedt, P. (2019b). Frequency-domain electromagnetic forward and sensitivity modeling: Practical aspects of modeling a magnetic dipole in a multilayered half-space; *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, 7, 74-85. <https://doi.org/10.1109/MGRS.2018.2881767>
- Heginbottom, J. A., Dubreuil, M. H. et Harker, P. T. (1995). Canada, Pergélisol; L'Atlas national du Canada, 5<sup>e</sup> éd., Plaque 2.1, MCR 4177.
- Herring, T., Lewkowicz, A. G., Hauck, C., Hilbich, C., Mollaret, C., Oldenborger, G. A., Uhlemann, S., Farzamian, M., Calmels, F. et Scandroglio, R. (2023). Best practices for using electrical resistivity tomography to investigate permafrost; *Permafrost and Periglacial Processes*, 34, 494-512. <https://doi.org/10.1002/ppp.2207>
- Hivon, E. G. (1991). Behaviour of Saline Frozen Soils; [thèse de doctorat, University of Alberta].
- Huang, H. et Fraser, D. C. (2001). Mapping of the resistivity, susceptibility, and permittivity of the earth using a helicopter-borne electromagnetic system; *Geophysics*, 66, 148-157. <https://doi.org/10.1190/1.1444889>
- Lagarias, J. C., Reeds, J. A., Wright, M. H. et Wright, P. E. (1998). Convergence properties of the Nelder-Mead simplex method in low dimensions; *SIAM Journal of Optimization*, 9, 112-147. <https://doi.org/10.1137/S1052623496303470>
- LeBlanc, A.-M., Chartrand, J. et Smith, S. L. (2021). Estimation of maximum lake depth from the surrounding topography: Towards a regional assessment of the occurrence of taliks below Arctic lakes; Commission géologique du Canada, Présentation scientifique 122. <https://doi.org/10.4095/328242>
- LeBlanc, A.-M., Chartrand, J. et Smith, S. L. (2022). Regional assessment of the presence of taliks below Arctic lakes, Nunavut; Commission géologique du Canada, Présentation scientifique 138. <https://doi.org/10.4095/330205>
- LeBlanc, A.-M. et Oldenborger, G. A. (2021). Ground temperature, active layer thickness and ground ice conditions in the vicinity of Rankin Inlet, Nunavut; Bureau géoscientifique Canada-Nunavut, Sommaire des activités 2020, p. 71-81.
- LeBlanc, A.-M., Sladen, W. E. et Faucher, B. (2024). Lake-bottom temperature on shallow and deep terraces for sublacustrine open talik assessment near Rankin Inlet, Nunavut, Canada; *International Conference on Permafrost*, 378-379.

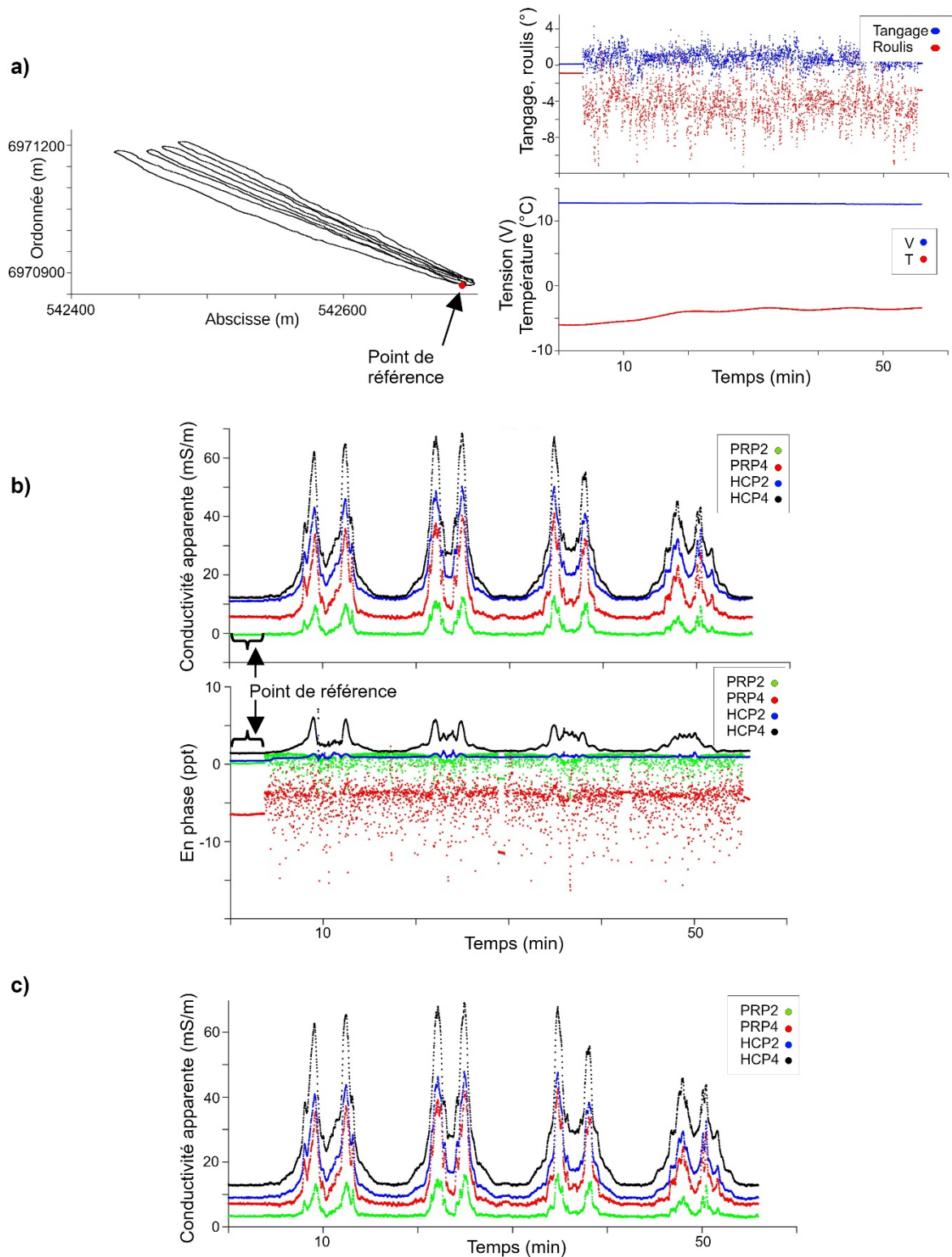
- McLachlan, P., Blanchy, G. et Binley, A. (2021). EMagPy: Open-source standalone software for processing, forward modeling and inversion of electromagnetic induction data; *Computers & Geosciences*, 146, 104561. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104561>
- McMartin, I. (2002). Surficial geology, Rankin Inlet, Nunavut; Commission géologique du Canada, Dossier public 4116. <https://doi.org/10.4095/299616>
- McNeil, J. D. (1980). Electromagnetic Terrain Conductivity Measurements at Low Induction Numbers; Geonics Ltd., note technique TN-6.
- Mikucki, J., Auken, E., Tulaczyk, S., Virginia, R. A., Schamper, C., Sørensen, K. I., Doran, P. T., Dugan, H. et Foley, N. (2015). Deep groundwater and potential subsurface habitats beneath an Antarctic dry valley; *Nature Communications*, 6, 6831. <https://doi.org/10.1038/ncomms7831>
- Nocedal, J. et Wright, S. J. (2006). Numerical Optimization (2<sup>e</sup> éd.); Springer Series in Operations Research, Springer Verlag.
- Oldenborger, G. A. (2021). Subzero temperature dependence of electrical conductivity for permafrost geophysics; *Cold Regions Science and Technology*, 182, 103214. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2020.103214>
- Oldenborger, G. A. (2024). Time-domain electromagnetic soundings for talik investigations, Rankin Inlet, Nunavut; Commission géologique du Canada, Dossier public 9170. <https://doi.org/10.4095/pmt3139>
- Oldenborger, G. A., Short, N. et LeBlanc, A.-M. (2020). Electrical conductivity and ground displacement in permafrost terrain; *Journal of Applied Geophysics*, 181, 104148. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104148>
- Reynolds, J. et Paren, J. (1984). Electrical resistivity of ice from the Antarctic Peninsula, Antarctica; *Journal of Glaciology*, 30, 289–295. <https://doi.org/10.3189/S0022143000006110>
- Sladen, W. E., LeBlanc, A.-M., Chartrand, J. et van der Sanden, J. (2024). Using RADARSAT constellation mission imagery to support talik mapping, Rankin Inlet, Nunavut, Canada; *Proceedings of the International Conference on Permafrost*, 390-397.
- Taylor, R. S. (1999). Development and applications of geometric-sounding electromagnetic (EM) systems, in: SEG Expanded Abstracts; Society of Exploration Geophysicists, 544-547. <https://doi.org/10.1190/1.1821076>



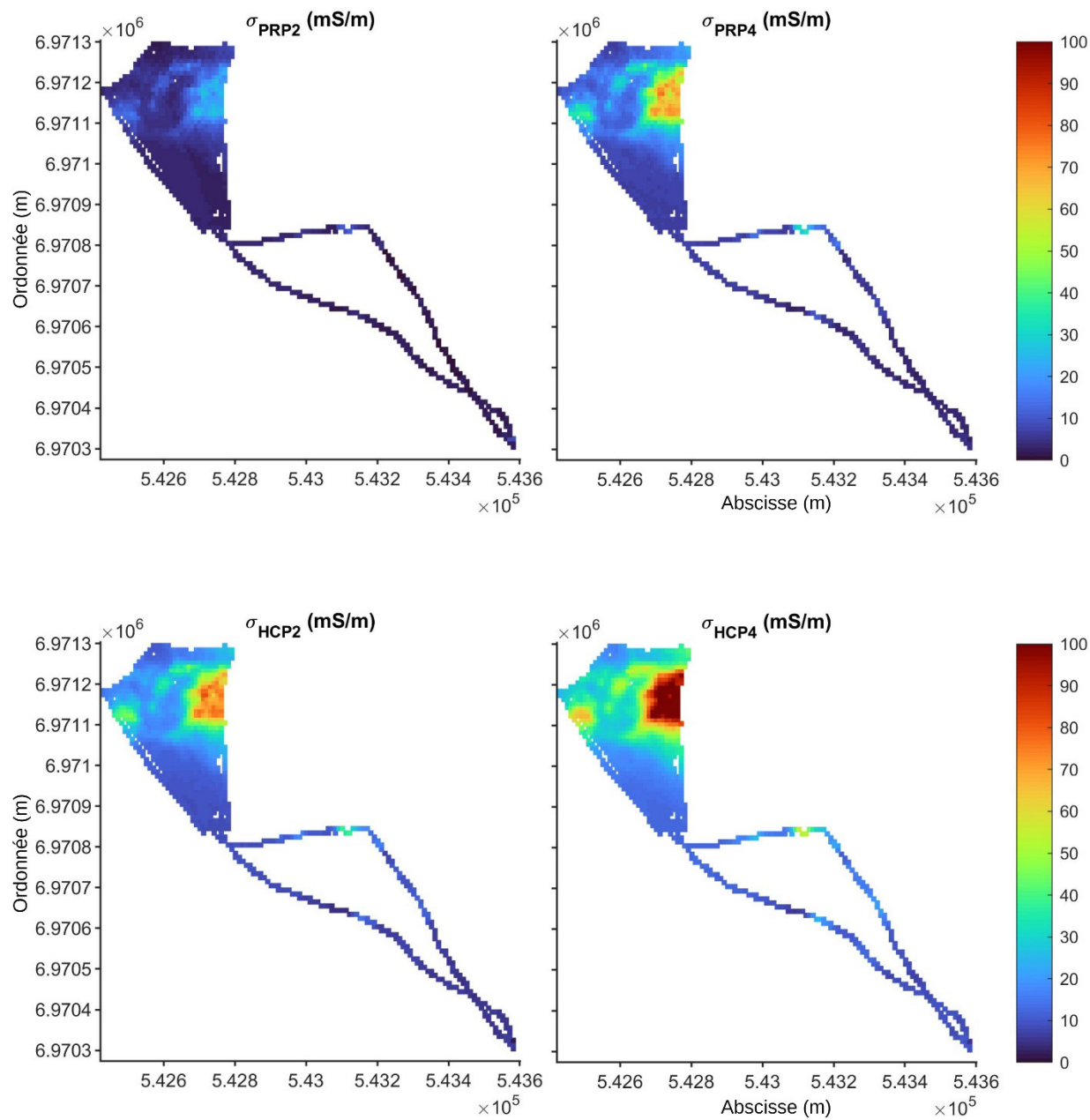
**Figure 1.** Zone d'étude du lac First Landing près de Rankin Inlet, au Nunavut. L'encadré supérieur indique la trajectoire du levé du lac sur la terrasse lacustre, le point de référence (cercle rouge) et l'emplacement du site de mesures (épaisseurs de neige et de glace, profondeur de l'eau) à proximité du levé (cercle blanc). Coordonnées d'abscisse (W-E) et d'ordonnée (S-N) fournies selon le WGS84, dans la projection UTM, zone 15N. Image de fond : Google Earth, © 2023 Maxar Technologies, © 2023 TerraMetrics.



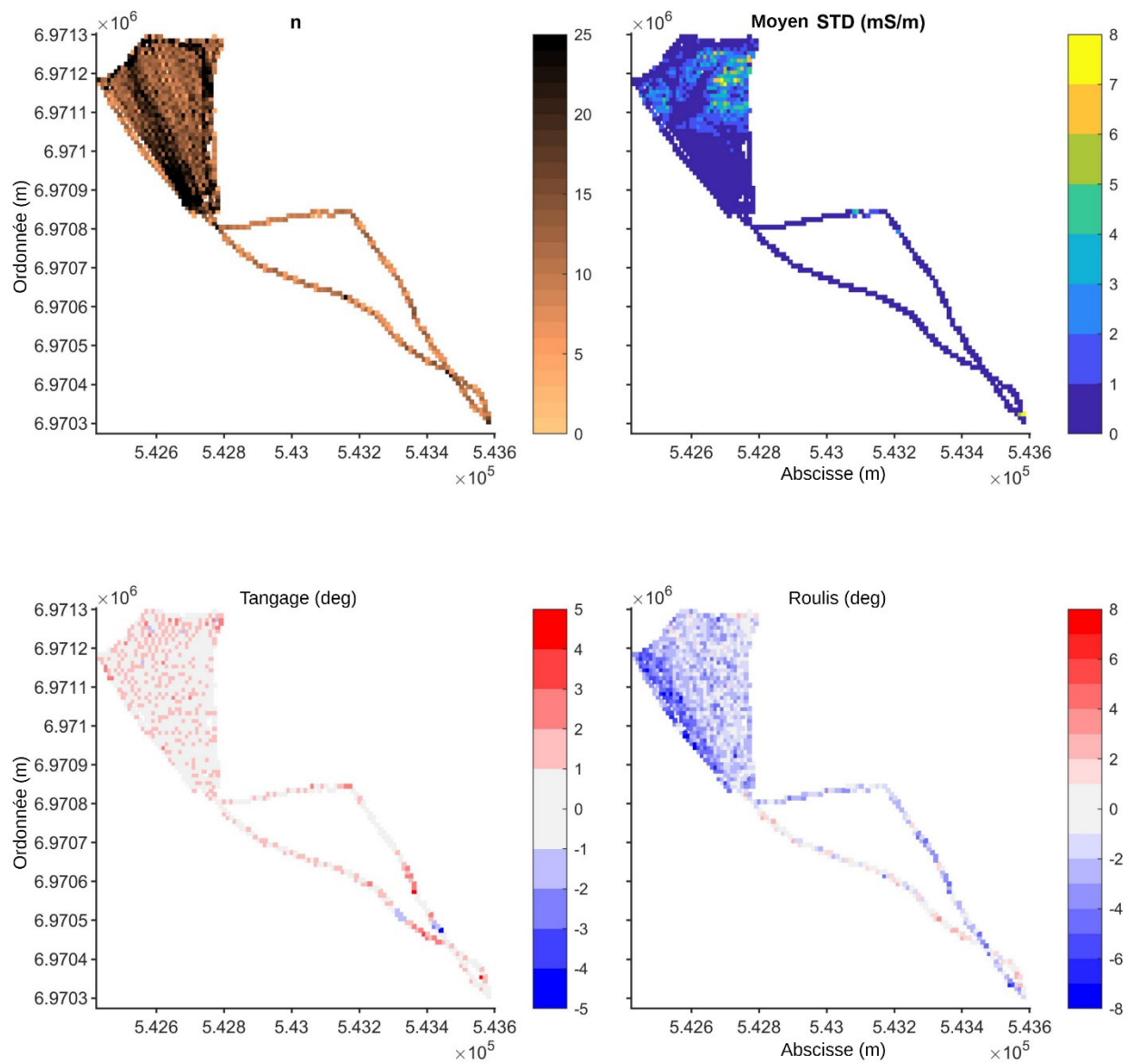
**Figure 2.** a) Schéma de la configuration du capteur DualEM-42 avec quatre paires de bobines coplanaires horizontales (HCP) et perpendiculaires (PRP). b) Déploiement du capteur sur des traîneaux.



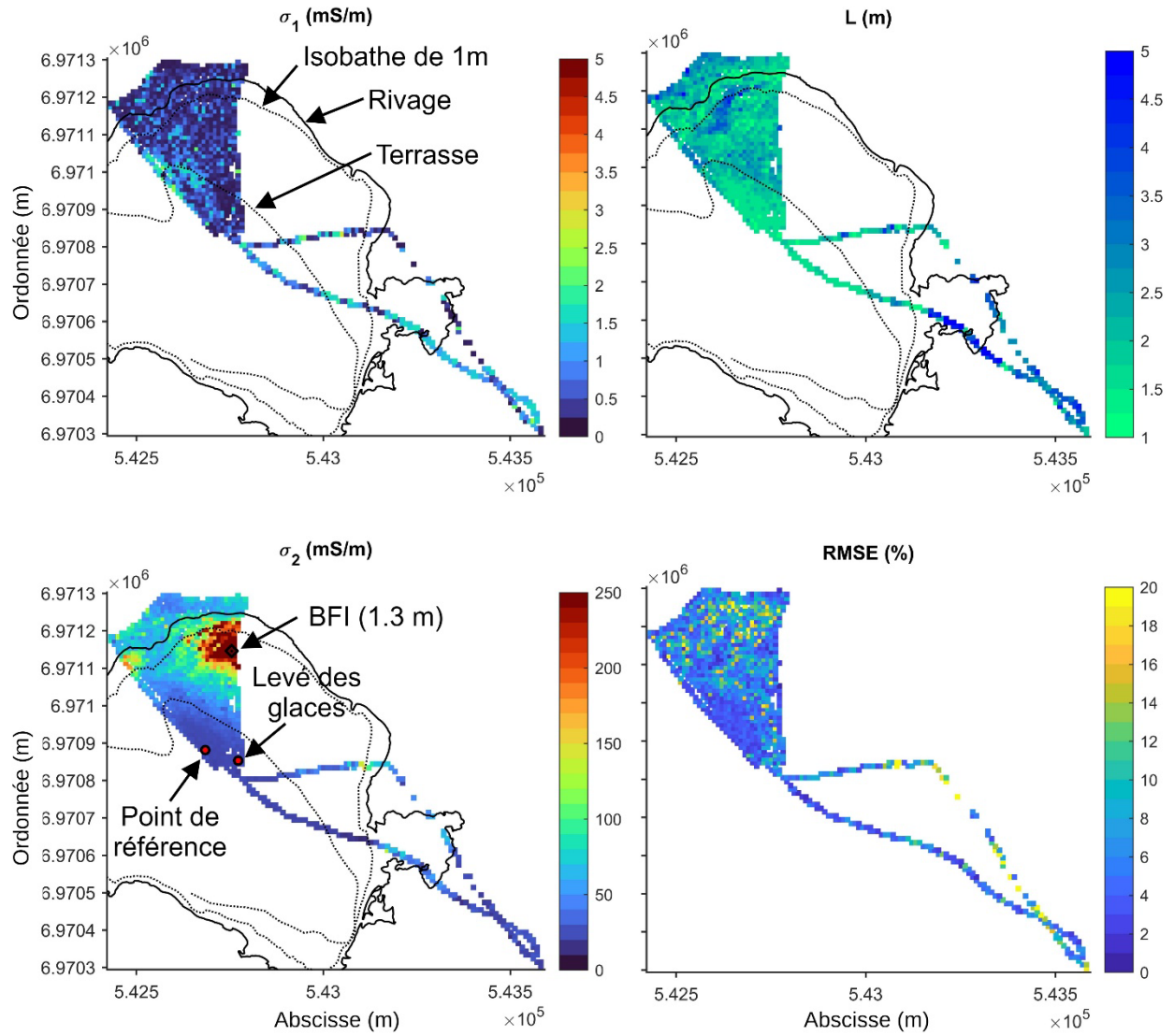
**Figure 3.** Exemple d'acquisition de données commençant et se terminant au point de référence. a) Coordonnées du levé, tangage, roulis, tension et température. b) Données brutes sur la conductivité apparente (en quadrature) et en phase provenant des quatre paires de bobines. c) Conductivité apparente corrigée en fonction de la dérive et étalonnée.



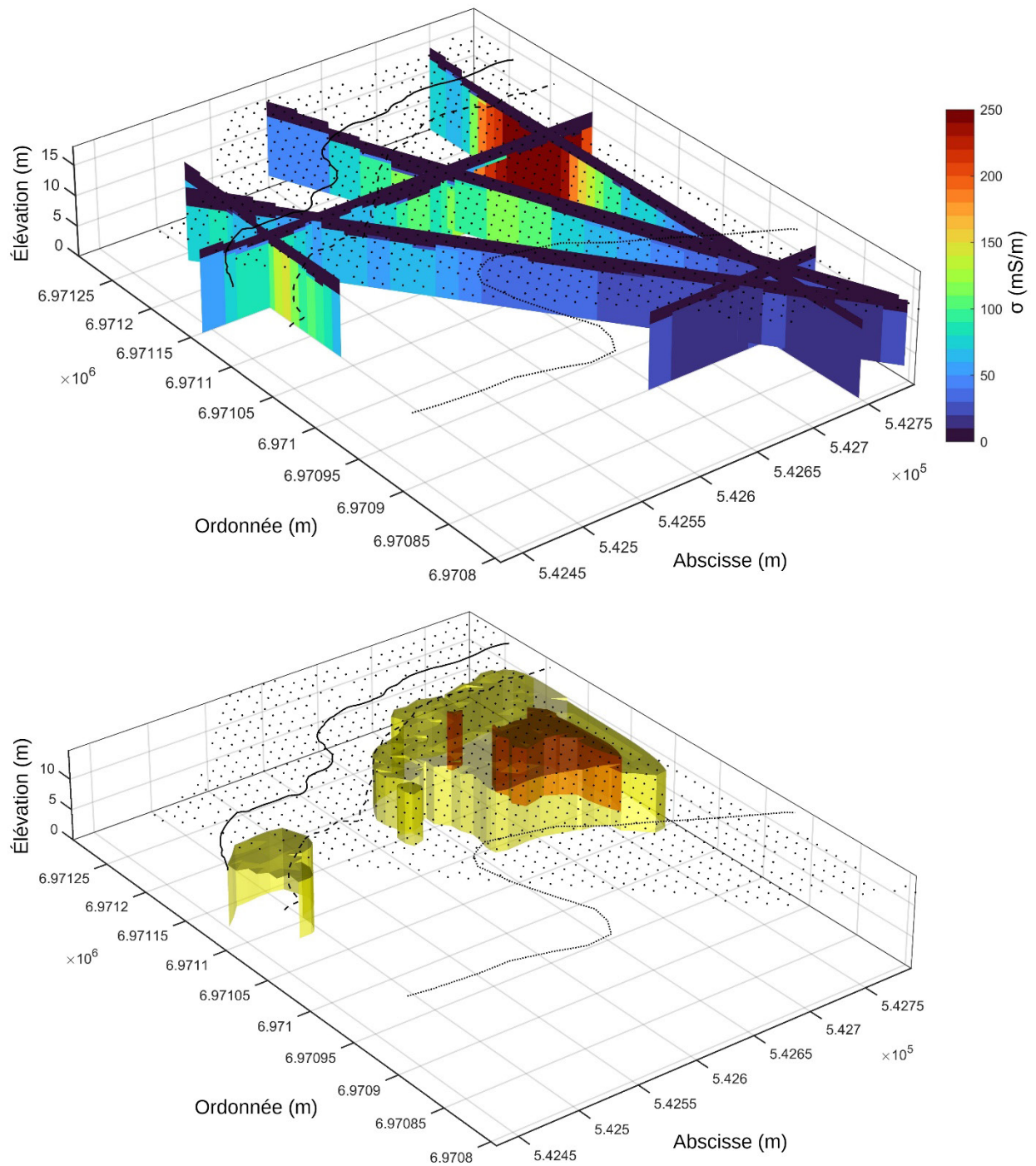
**Figure 4.** Conductivité électrique apparente pour les quatre paires de bobines, moyennée sur une grille de 10 m sur 10 m.



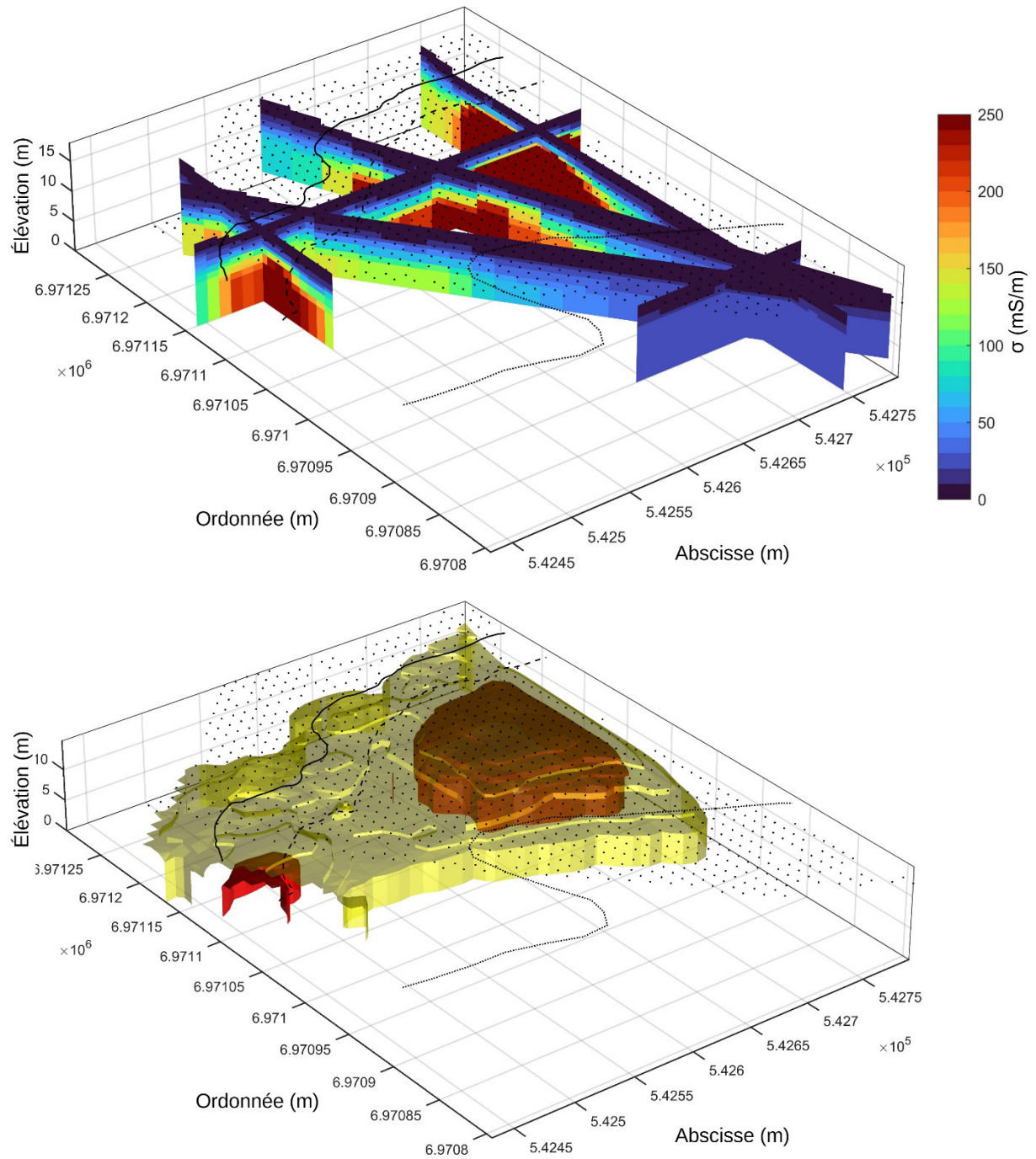
**Figure 5.** Nombre d'observations, écart-type moyen de la conductivité électrique apparente, tangage moyen et roulis moyen sur une grille de 10 m sur 10 m.



**Figure 6.** Conductivité électrique réelle pour un modèle à deux couches sans contrainte et initialisé avec une épaisseur de 1,7 m pour et une conductivité de 1 mS/m pour la couche supérieure et une conductivité de  $\sigma_{HCP2}$  pour la couche inférieure. La valeur moyenne de  $\phi_d$  est de 1,6 et l'EQM (RMSE) moyenne est de 7,8 %. L'épaisseur moyenne de la couche supérieure obtenue par inversion est de 2,2 m; les conductivités supérieure et inférieure moyennes réelles sont de 0,5 mS/m et 71 mS/m. Le rivage du lac, l'isobathe de 1 m et la terrasse sont représentés par les lignes noires continues, tiretées et pointillées.



**Figure 7.** Conductivité électrique réelle pour le modèle à deux couches sans contrainte de la figure 6. Le panneau supérieur montre la conductivité électrique et les emplacements de sondage aux points de mailles. Le panneau inférieur montre les isosurfaces de la conductivité électrique à 100 mS/m (en jaune) et à 300 mS/m (en rouge). Le rivage du lac, l'isobathe de 1 m et la terrasse sont représentés par les lignes noires continues, tiretées et pointillées.



**Figure 8.** Conductivité électrique récupérée pour un modèle à dix couches avec contrainte de lissage ( $\beta = 5$ ) initialisé avec une conductivité de 1 mS/m pour le premier 1,7 m du modèle ( $\alpha = 2$ ) et une conductivité de  $\sigma_{HCP2}$  pour les couches restantes ( $\alpha = 0$ ). La valeur moyenne de  $\phi_d$  est de 1,5 et l'EQM moyenne est de 9,9 %. Le panneau inférieur montre les isosurfaces de la conductivité électrique à 100 mS/m (en jaune) et à 300 mS/m (en rouge). Le rivage du lac, l'isobathe de 1 m et la terrasse sont représentés par les lignes noires continues, tiretées et pointillées.

## ANNEXE A

Pour un levé effectué avec un capteur DualEM-42 ou d'autres levés électromagnétiques en domaine fréquentiel à boucle fixe, les mesures portent sur l'intensité du champ magnétique secondaire en phase et en quadrature par rapport au champ primaire (p. ex. Taylor, 1999). Les mesures de la phase en quadrature sont les plus sensibles à la conductivité électrique et sont généralement transformées en conductivité apparente par approximation du nombre d'induction faible (McNeil, 1980). Bien que l'approximation du nombre d'induction faible ne soit pas toujours valide, la transformation des données en conductivité apparente n'entraîne aucune perte d'information, mais il faut prendre soin d'intégrer toute compensation ou tout étalonnage de la hauteur appliqué en usine ou par l'utilisateur (p. ex. Oldenborger et coll., 2020). Les mesures en phase sont moins sensibles à la conductivité électrique, sont généralement instables et ne sont habituellement pas intégrées à l'inversion pour la conductivité électrique (p. ex. McLachlan et coll., 2021).

Pour les mesures en quadrature seulement, les données d'un seul sondage par DualEM-42 comprennent la conductivité apparente de quatre canaux :  $\sigma_{PRP2}$ ,  $\sigma_{PRP4}$ ,  $\sigma_{HCP2}$  et  $\sigma_{HCP4}$  (figure 2). Les données sont simulées pour une terre unidimensionnelle au moyen de la solution électromagnétique complète pour les champs magnétiques qui tient compte de l'orientation des bobines et de leur hauteur au-dessus du sol (Hanssens et coll., 2019b). Les intensités simulées du champ magnétique secondaire en quadrature sont transformées en conductivité apparente (plutôt que de convertir les mesures de la conductivité apparente en intensité du champ magnétique). Toutes les simulations supposent la permittivité diélectrique et la perméabilité magnétique du vide (une constante diélectrique égale à un et une susceptibilité magnétique de zéro). Les données sont inversées afin de récupérer la conductivité électrique en limitant l'erreur de prédiction des moindres carrés, sous réserve des contraintes du modèle décrites par les fonctions objectives pour les données et le modèle.

La fonction objective des données est formulée comme suit :

$$\psi_d = |\phi_d - 1| \quad \text{où} \quad \phi_d = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[ \frac{d_i - f_i(m)}{e_i} \right]^2$$

où  $d_i$  est la conductivité apparente pour le canal  $i$ ,  $f_i(m)$  est la conductivité apparente simulée comme une fonction du modèle  $m$ ,  $e_i$  est l'écart-type de la  $i^{\text{e}}$  donnée et  $N$  est le nombre de données ( $N = 4$  pour le capteur DualEM-42). Pour les erreurs de prédiction à distribution normale,  $\phi_d$  prend la forme d'une distribution chi carré réduite avec une valeur d'unité attendue. Lorsque  $\psi_d$  est réduit à zéro,  $\phi_d = 1$  et les erreurs de prédiction sont proportionnelles à l'écart-type des données conformément au principe de divergence. Dans le cas où  $\psi_d$  ne peut pas être réduit à zéro, la valeur de  $\phi_d$  à la convergence donne une mesure de l'erreur de prédiction de la somme des carrés par rapport à

l'erreur de données. Pour cette étude,  $e_i$  est estimé par l'écart-type spatial maillé de la conductivité apparente pour chaque canal, mais il peut être estimé par d'autres moyens.

La fonction objective du modèle est formulée comme suit :

$$\psi_m = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \left( \alpha_j \left[ \frac{m_j - m_j^r}{m_j^r} \right]^2 + \beta_j \left[ \frac{d}{dz} \frac{\sigma_j}{\sigma_j^r} \right]^2 + b_{min} \left[ \frac{\max(0, m^{min} - m_j)}{m_j^r} \right]^2 + b_{max} \left[ \frac{\max(0, m_j - m^{max})}{m_j^r} \right]^2 \right)$$

Où  $m^r$  est un modèle de référence,  $m^{min}$  est un modèle de la limite inférieure,  $m^{max}$  est un modèle de la limite supérieure et  $M$  est le nombre de paramètres du modèle. La pondération  $\alpha_j$  régularise le modèle de référence et la pondération  $\beta_j$  régularise le lissage pour la  $j^e$  couche. Les pondérations  $b_{min}$  et  $b_{max}$  régissent les termes barrières pour les limites inférieures et supérieures des modèles  $m^{min}$  et  $m^{max}$ . Le modèle  $m$  prend l'une des deux formes suivantes : 1) une terre à deux ou trois couches avec des paires de paramètres conductivité-épaisseur  $[\sigma_j, L_j]$  ou 2) une terre multicouche à plus de trois couches, chacune d'une épaisseur fixe, avec une conductivité électrique  $\sigma_j$ . Dans les deux cas, l'épaisseur de la couche inférieure est fixe et infinie.

## Cas 1

Dans le cas d'un modèle à deux ou trois couches,  $M = 3$  ou  $M = 5$ . La fonction objective totale  $\psi = \psi_d + \psi_m$  est réduite à l'aide de l'optimisation simplexe de Nelder-Mead (Lagarias et coll., 1998), les contraintes implicites du modèle étant données par  $\psi_m$ . L'optimisation simplexe ne nécessite pas de gradient et convient particulièrement lorsque le problème d'optimisation n'est pas lisse, comme lorsqu'il s'agit de résoudre simultanément la conductivité et l'épaisseur de la couche. Un modèle à deux couches est initialisé avec le modèle de référence par défaut de  $[\sigma_{HCP2}, 3,0 \text{ m}, \sigma_{HCP4}, (\infty)]$  et un modèle à trois couches est initialisé avec le modèle de référence par défaut de  $[\sigma_{PRP2}, 1,0 \text{ m}, \sigma_{HCP2}, 2,0 \text{ m}, \sigma_{HCP4}, (\infty)]$ , sauf indication contraire. La référence par défaut, le lissage et les pondérations de la limite supérieure sont nuls, de sorte que l'inversion est (presque) sans contrainte. Pour forcer la positivité de la conductivité électrique et de l'épaisseur, la limite inférieure par défaut est fixée selon  $\sigma_{min} = 0,1 \text{ mS/m}$ ,  $L_{min} = 0,1 \text{ m}$  et  $b_{min} = 10^4$ . Dans le cas d'un modèle à deux couches, l'inversion sans contrainte est strictement surdéterminée, bien que des données imparfaites ou redondantes puissent nécessiter l'utilisation de contraintes pour obtenir une solution stable. Un modèle à trois couches sans contrainte est strictement sous-déterminé, et la pratique montre qu'un modèle stable ne peut être obtenu sans l'application de contraintes importantes.

## Cas 2

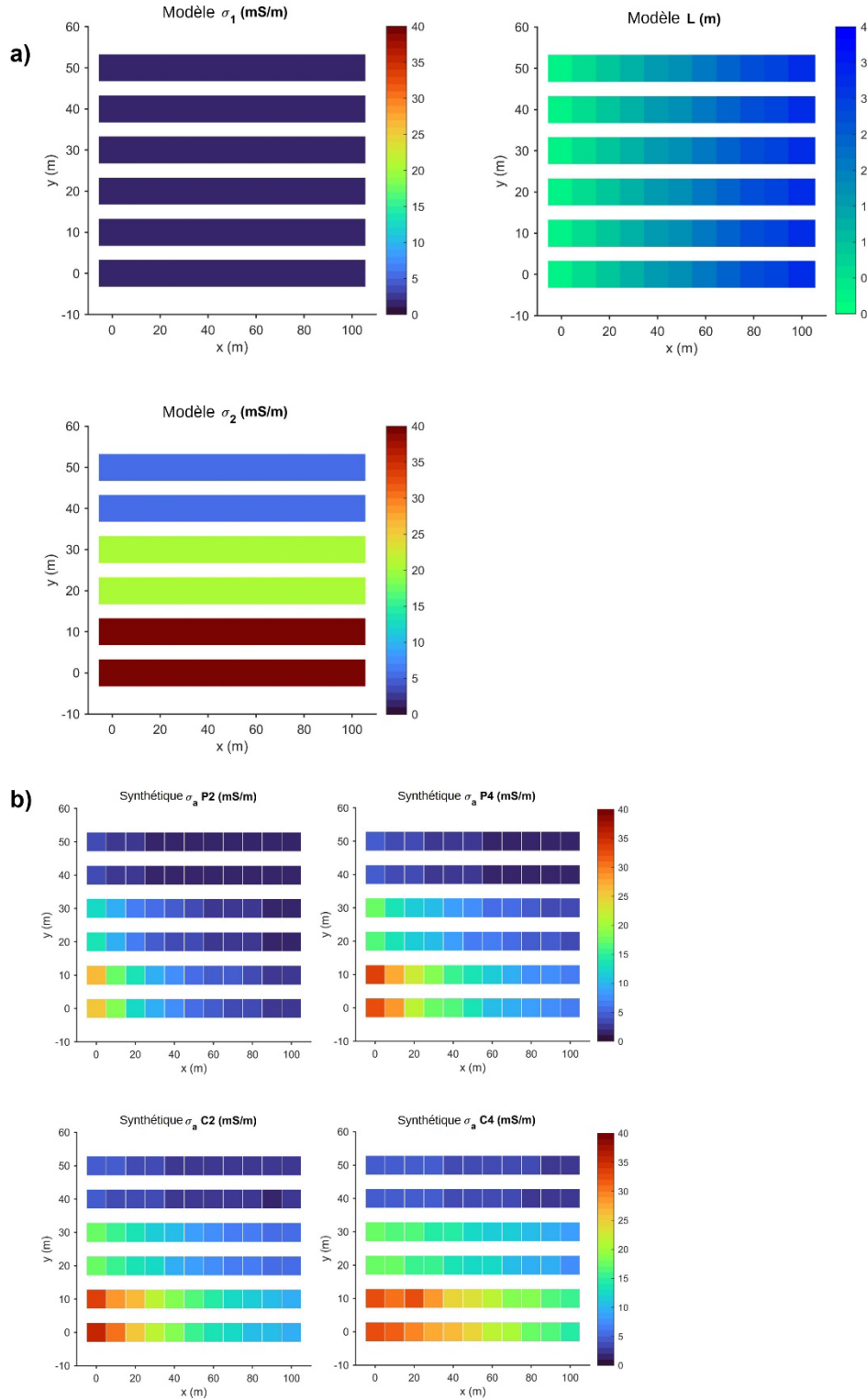
Dans le cas d'un modèle multicouche, les couches sont précisées et  $M$  est égal au nombre de couches, y compris la couche inférieure. La fonction objective totale  $\psi = \psi_d + \psi_m$  est réduite à l'aide d'une méthode d'optimisation de quasi-Newton (Nocedal et Wright, 2006) avec calcul de la différence finie du gradient, les contraintes implicites du modèle étant données par  $\psi_m$ . Le modèle est initialisé avec le modèle de référence homogène par défaut de  $[\sigma_{\text{HCP2}}]$ , sauf indication contraire, et les pondérations de régularisation de référence et de lissage par défaut sont nulles. Pour le cas multicouche, le modèle est soumis à une transformation logarithmique en  $m_j = \ln(\sigma_j)$ , ce qui améliore le rendement de l'optimisation de quasi-Newton. Dans ce cas, les termes de la fonction objective du modèle *ne sont pas* normalisés par le modèle de référence, puisque la transformation logarithmique est sans unité et tient compte de la mise à l'échelle sans qu'une normalisation soit nécessaire. La transformation logarithmique force également la positivité et les pondérations des termes barrières par défaut sont réglées à zéro. Pour le modèle multicouche, l'inversion sans contrainte est strictement sous-déterminée, et la pratique montre qu'un modèle stable ne peut être obtenu sans application de lissage ou de régularisation de la référence.

Dans les deux cas de paramétrage du modèle, l'algorithme d'inversion ne prend pas en compte le comportement non monotone du champ magnétique secondaire en quadrature comme fonction de la conductivité du sol (p. ex. Hanssens et coll., 2019a; McLachlan et coll., 2021). Cette lacune entraîne une réduction de la sensibilité suivie d'une non-unicité inhérente à la composante de modélisation directe de l'inversion pour une conductivité électrique supérieure à environ 1 000 mS/m pour le canal HCP4 du capteur DualEM-42. Pour ces environnements à forte conductivité, l'inversion peut trouver un minimum local valide de la fonction objective d'un côté ou de l'autre du maximum de conductivité en quadrature (indépendamment de la non-unicité introduite par le bruit et le surparamétrage du modèle). Pour l'algorithme donné, on peut surmonter cette lacune en utilisant un modèle de référence ou initial approprié.

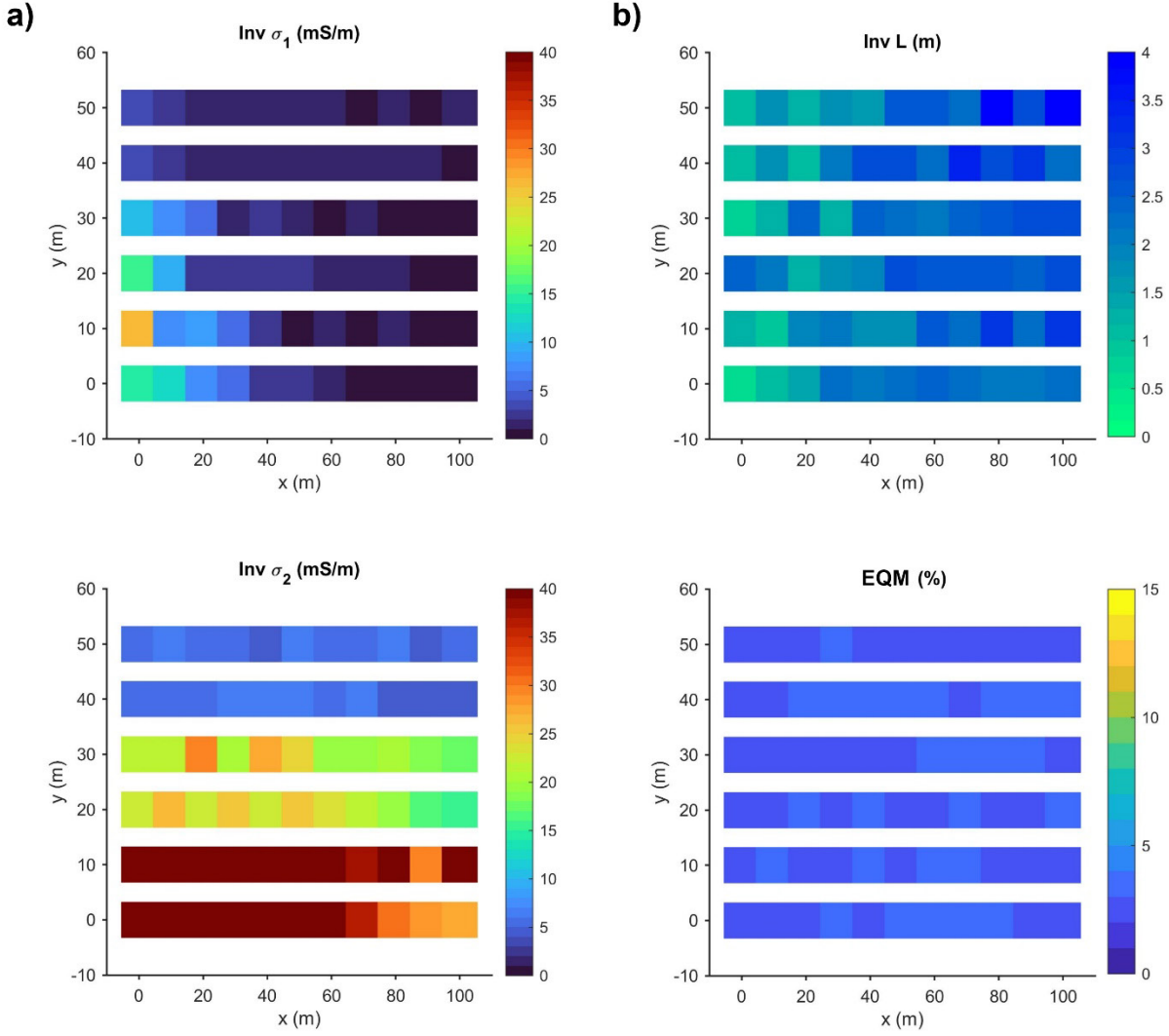
### Exemple synthétique

La figure A1 illustre un modèle synthétique simple à deux couches ayant une épaisseur de couche variable. Le modèle comprend une couche à faible conductivité sur un substrat plus conducteur. Les données simulées de conductivité apparente reflètent clairement les caractéristiques du modèle, voire les véritables conductivité électrique et géométrie. Les résultats d'une inversion sans contrainte à deux couches sont présentés à la figure A2, tandis que ceux d'une inversion initialisée à deux couches sont illustrés à la figure A3. Lorsqu'il n'y a absolument aucune contrainte, l'inversion récupère raisonnablement bien un modèle à deux couches, bien qu'il y ait un certain compromis entre la conductivité et l'épaisseur de la couche, ce qui est bien connu pour l'inversion

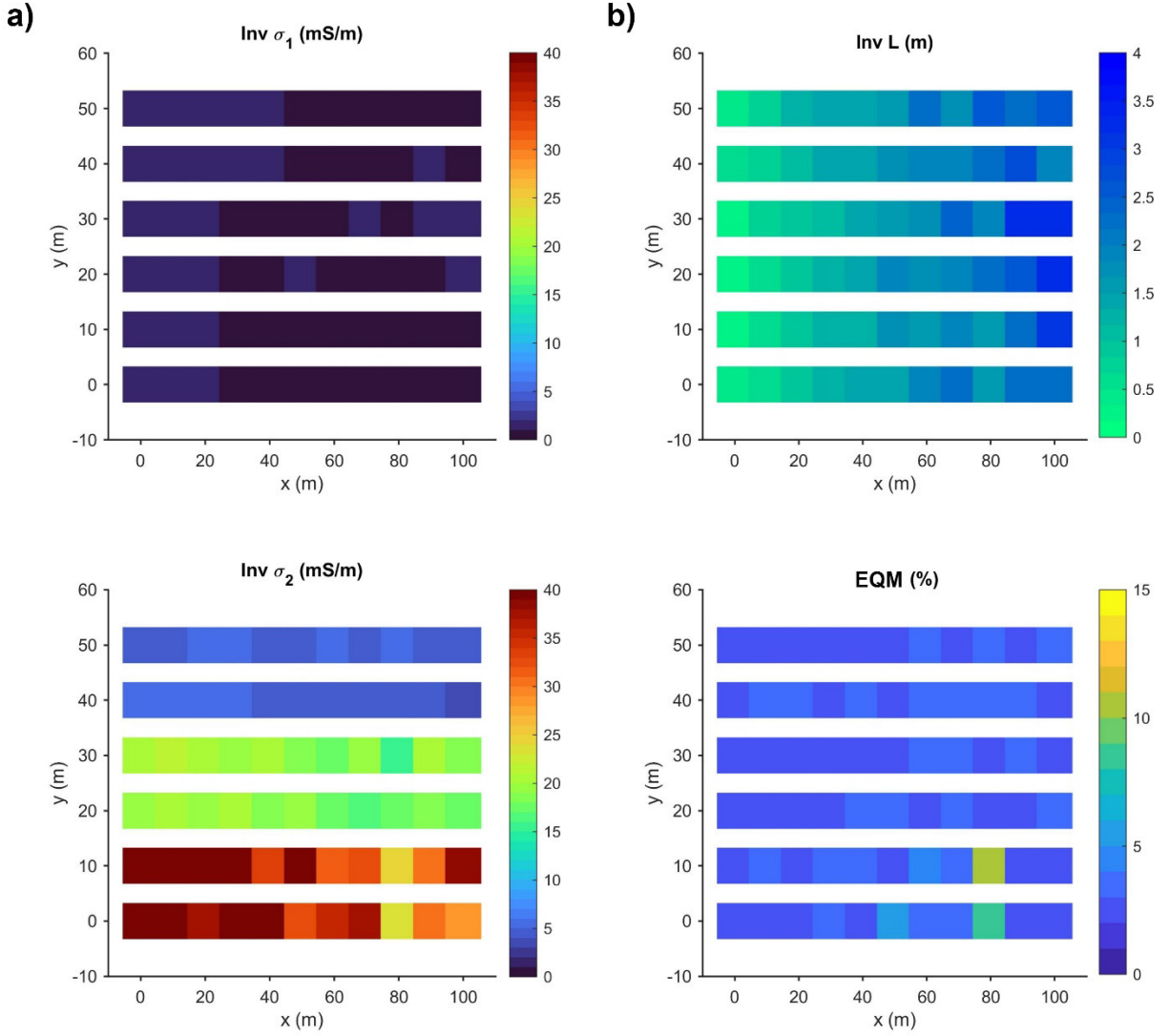
de données électromagnétiques (figure A2). Lorsque la couche supérieure est initialisée à 1 mS/m, le modèle obtenu est plus exact en matière de conductivité électrique et d'épaisseur des couches (figure A3). Les deux modèles sont tout aussi bien adaptés aux données, ce qui illustre la non-unicité inhérente du problème causée par la redondance des données : les données ne sont pas totalement indépendantes sur le plan de la sensibilité au modèle. L'espace du modèle peut être encore plus contraint par l'ajout d'un modèle de référence ou par l'application d'un lissage au modèle (bien que le lissage ne soit pas nécessairement compatible avec une inversion de modèle en couches).



**Figure A1.** a) Modèle synthétique à deux couches ayant une conductivité de la couche supérieure  $\sigma_1$ , une conductivité de la couche inférieure  $\sigma_2$  et une épaisseur de la couche supérieure  $L$ . b) Conductivité apparente simulée, mesurée par un capteur DualEM-42 à une hauteur de 0,1 m avec l'ajout d'un bruit aléatoire de 3 % à distribution normale.



**Figure A2.** a) Conductivité électrique réelle pour les données bruitées simulées à la figure A1, au moyen d'une inversion sans contrainte à deux couches avec le modèle initial par défaut (voir l'annexe). b) . La valeur moyenne de  $\phi_d$  est de 1,0 et l'EQM moyenne est de 3 %, proportionnelle au bruit des données.



**Figure A3.** a) Conductivité électrique réelle pour les données bruitées simulées à la figure A1, au moyen d'une inversion sans contrainte à deux couches avec la conductivité initiale de la couche supérieure réglée à 1 mS/m. b) Épaisseur de la couche obtenue et EQM. La valeur moyenne de  $\phi_d$  est de 1,0 et l'EQM moyenne est de 3 %, proportionnelle au bruit des données.