Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme héliporté : application à l'île de La Réunion

Marc Dumont

▶ **To cite this version:**

Marc Dumont. Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme héliporté : application à l'île de La Réunion. Hydrologie. Université de la Réunion, 2018. Français. NNT : 2018LARE0010 . tel-01940195

HAL Id: tel-01940195
https://theses.hal.science/tel-01940195

Submitted on 30 Nov 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

BRGM Réunion & Orléans - ENSEGID Bordeaux
Université de La Réunion - Laboratoire Géosciences Réunion

THÈSE DE DOCTORAT

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'Université de la Réunion

Spécialité : Hydrogéophysique

Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme héliporté

Application à l'île de La Réunion

présentée et soutenue publiquement par

Marc Dumont

le 16 avril 2018

Jury

Laurent Michon	Université de La Réunion - LGSR	Président du jury
Nathalie Dörfliger	Bureau de Recherche Géologiques et Minières	Rapporteuse
Roger Guérin	Université Pierre et Marie Curie - METIS	Rapporteur
Jean-Christophe Comte	Université d'Aberdeen - Geosciences	Examinateur
Jean-Lambert Join	Université de La Réunion - LGSR	Directeur
Bertrand Aunay	Bureau de Recherche Géologiques et Minières	Co-encadrant
Pierre-Alexandre Reninger	Bureau de Recherche Géologiques et Minières	Co-encadrant
Alexandre Pryet	Institut Polytechnique Bordeaux - ENSEGID	Co-encadrant

*Cette thèse a reçu le soutien financier de la **Région Réunion**, du **FEDER**, de l'**Office de l'Eau de La Réunion** et du **BRGM**.*

"Vous savez, moi je ne crois pas qu'il y ait de ***bonne ou de mauvaise situation****. Moi, si je devais résumer ma vie aujourd'hui avec vous, je dirais que* ***c'est d'abord des rencontres****. Des gens qui m'ont tendu la main, peut-être à un moment où je ne pouvais pas, où j'étais seul chez moi.* ***Et c'est assez curieux de se dire que les hasards, les rencontres forgent une destinée...***

Parce que quand on a ***le goût de la chose, quand on a le goût de la chose bien faite, le beau geste****, parfois on ne trouve pas l'interlocuteur en face je dirais, le miroir qui vous aide à avancer. Alors ça n'est pas mon cas, comme je disais là, puisque moi au contraire, j'ai pu : et* ***je dis merci à la vie, je lui dis merci, je chante la vie, je danse la vie... je ne suis qu'amour!***

Et finalement, quand beaucoup de gens aujourd'hui me disent « Mais comment fais-tu pour avoir cette humanité? », et bien je leur réponds très simplement, je leur dis que c'est ***ce goût de l'amour*** *ce goût donc qui m'a poussé aujourd'hui à entreprendre une construction mécanique, mais demain qui sait?* ***Peut-être simplement à me mettre au service de la communauté, à faire le don, le don de soi..."***

OTIS - MISSION CLÉOPÂTRE

CC BY NC ND

Table des matières

Table des matières v

Liste des figures vii

Liste des tableaux xi

Liste des acronymes xiii

Remerciements 1

Avant propos 3

1 Introduction générale 5
- 1.1 Prendre de la hauteur pour caractériser les aquifères . . . 6
- 1.2 Verrous et objectifs scientifiques . . . 7
- 1.3 Approche régionale intégrée . . . 8
- 1.4 Organisation du manuscrit . . . 10

2 État de l'art 13
- 2.1 L'hydrogéologie en milieu volcanique . . . 14
- 2.2 La géophysique héliportée . . . 26
- 2.3 La Réunion - deux volcans insulaires . . . 45

3 La géophysique héliportée : un outil régional 59
- 3.1 Utilisation multi-échelle de la géophysique héliportée . . . 60
- 3.2 Classification statistiques des sondages AEM . . . 60
- 3.3 Analyse régionale des résultats de la CAH . . . 70
- 3.4 Conclusion . . . 88

4 Complexe aquifère régional : quelle vulnérabilité face à l'océan 91
- 4.1 Imagerie AEM de l'intrusion saline . . . 92
- 4.2 Benchmark de l'inversion AEM . . . 107
- 4.3 Caractérisation quantitative de l'intrusion saline . . . 129
- 4.4 Conclusion . . . 146

5 Aquifères d'altitude : entre structures géologiques et altérations 149
- 5.1 Imagerie géophysique multi-méthode de la zone non-saturée . . . 150
- 5.2 Amélioration de l'imagerie AEM . . . 208
- 5.3 Conclusion . . . 222

6 Conclusion générale 225
- 6.1 Synthèse des résultats . . . 226
- 6.2 Réponses aux objectifs du travail de recherche . . . 232
- 6.3 Perspectives . . . 233

Références bibliographiques **237**

ANNEXE A **249**

ANNEXE B **261**

ANNEXE C **267**

Liste des figures

1.1 Logigramme de la méthodologie hydrogéophysique multi-échelle développée au cours de la présente thèse. 9

2.1 Modèles hydrogéologiques conceptuels hawaïen (en haut) et canarien (en bas). 15
2.2 Modèles conceptuels pour les différentes unitées hydrogéologiques. 16
2.3 Modèle hydrogéologique conceptuel du volcan M'Tsapere (Mayotte). 17
2.4 Coupe d'une coulée de lave basaltique en grattons 19
2.5 Revue des perméabilités des formations basaltiques. 20
2.6 Modèle conceptuel du profil d'altération météorique en contexte de socle. . 23
2.7 Coupe 2D schématique de différents modèles d'intrusion saline. 24
2.8 Schéma de l'intrusion saline pour les deux modèles conceptuels historiques. 26
2.9 Acquisition Time Domaine Electromagnetic (TDEM) héliportée. 30
2.10 Vue schématique de la propagation des champs électromagnétique (EM) dans le sol. 31
2.11 Bruits électromagnétiques anthropiques. 32
2.12 Système SkyTEM® en vol. 33
2.13 Filtres seuils intégrés au *WORKBENCH*. 35
2.14 Schéma des contraintes spatiales des inversions (a) LCI et (b) SCI. 36
2.15 Synthèse des traitements et inversion des données Airborne Electromagnetic (AEM). 38
2.16 Carte et coupes 2D des résistivités AEM sur l'île de San Cristóbal. 39
2.17 Confrontation des transmissivités et résistivités pour différentes phases éruptives sur l'île de Mayotte. 40
2.18 Relation linéaire entre la conductivité de l'eau et la résistivité AEM (gauche) et cartographie de la salinité de l'eau souterraine (droite). 41
2.19 Réponses théoriques d'une anomalie magnétique avant et après l'application d'une réduction au pôle. 44
2.20 Carte de l'Océan Indien centrée sur le bassin des Mascareignes. 45
2.21 Structure interne des trois principaux édifices volcaniques de La Réunion. . 46
2.22 Alignements volcaniques associés à l'activité du point chaud de La Réunion. 46
2.23 Carte du Piton des Neiges avec les cicatrices d'avalanche de débris, les directions et âges des 5 déstabilisations majeures ayant affectées le volcan. . . 50
2.24 Carte des normales pluviométriques annuelles à La Réunion. 52
2.25 Carte géologique de La Réunion. 53
2.26 Schéma conceptuel des trois types d'aquifères présents à La Réunion. 57

3.1 Signatures géo-électriques des clusters du complexe aquifère régional. . . . 74
3.2 Carte des clusters du domaine littoral. 76

3.3 Carte géologique et carte des clusters Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) sur le secteur du Cap la Houssaye. 77
3.4 Carte magnétique Réduction au pôle (RTP) et carte des clusters sur le secteur d'Étang-salé et des Makes. 79
3.5 Signatures géo-électriques des clusters du domaine d'altitude. 81
3.6 Carte des clusters du domaine d'altitude. 83
3.7 Dynamique de mise en place des profils d'altération des coulées de lave. . . 85
3.8 Carte des clusters des cirques et des plaines de La Réunion. 87

4.1 Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur du Baril. 94
4.2 Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur de Grande Ravine. 96
4.3 Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur d'Étang-Salé. 97
4.4 Confrontation du log de conductivité électrique de l'eau souterraine (log CE) et géologique du piézomètre 33066. 98
4.5 Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la Plaine du Gol. 99
4.6 Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur du Gol. 100
4.7 Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur de Pierrefonds. 101
4.8 Exemple de confrontations des cartes CAH 11 clusters, de résistivité et géologique. 103
4.9 Carte de l'extension de l'intrusion saline à La Réunion en fonction de la géologie du littoral. 104
4.10 Présentation des trois secteurs du Baril. 109
4.11 Répartition et valeurs du modèle *a priori* automatique pour le Baril. 111
4.12 Répartition et valeurs du modèle *a priori* HydroGeophysics Group (HGG) pour le Baril. 111
4.13 Répartition et valeurs du modèle *a priori* "discrétisé" dérivé de la CAH pour le Baril. 111
4.14 Répartition et valeurs du modèle *a priori* "few-layer" 2 couches dérivé de la CAH pour le Baril. 112
4.15 Répartition et valeurs du modèle *a priori* homogène dérivé de la CAH pour le Baril. 112
4.16 Profils d'analyse du modèle *a priori auto*. 115
4.17 Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori auto* avec les données du piézomètre JOS2. 116
4.18 Profils d'analyse du modèle *a priori hgg*. 118
4.19 Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori hgg* avec les données du piézomètre JOS2. 119
4.20 Profils d'analyse du modèle *a priori cah*. 120
4.21 Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori cah* avec les données du piézomètre JOS2. 121
4.22 Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori block* avec les données du piézomètre JOS2. 122
4.23 Profils d'analyse du modèle *a priori block*. 123

4.24 Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori mhc* avec les données du piézomètre JOS2. 125
4.25 Profils d'analyse du modèle *a priori mhc*. 126
4.26 Schématisation de la fonction recherche pour définir l'interface SWI pour chaque sondage AEM. 130
4.27 Estimation du rapport q/K dans le secteur du Baril. 133
4.28 Estimation des perméabilités de l'aquifère de base dans le secteur du Baril. 134
4.29 Carte des modélisations Glover à La Réunion. 136
4.30 Profil 2D de résistivité avec l'interface SWI mesurée et modélisée par la solution analytique Glover dans le secteur sous le vent du Piton de la Fournaise (PdF). 137
4.31 Profil 2D de résistivité avec l'interface SWI mesurée et modélisée par la solution analytique Glover dans les secteurs au le vent du PdF et sous le vent du bouclier ancien. 138
4.32 Profil 2D de résistivité avec l'interface SWI mesurée et modélisée par la solution analytique Glover du versant ouest et nord du Piton des Neiges (PdN). 139
4.33 Synthèse des perméabilités et interfaces SWI modélisées grâce au modèle analytique Glover. 141
4.34 Schémas conceptuels de l'intrusion saline à La Réunion. 144
4.35 Modélisation analytique Glover de l'interface SWI en fonction du rapport q/K.145

5.1 Carte de localisation des trois secteurs d'étude des aquifères d'altitude. . . . 151
5.2 Inversion du magnétisme terrestre et phases éruptives des volcans réunionnais. 152
5.3 Carte géologique de la Plaine des Fougères. 154
5.4 Coupe géologique et hydrogéologique de la Plaine des Fougères. 155
5.5 Profils 2D de résistivité orientés est / ouest sur l'ensemble de la Plaine des Fougères. 157
5.6 Carte des résistivités, à 90-100 m de profondeur, de la Plaine des Fougères. . 159
5.7 Profils de résistivité et RTP, POE-01, sur la Plaine des Fougères, orientés ouest-est. 160
5.8 Profils de résistivité et RTP, POE-02, sur la Plaine des Fougères, orientés ouest-est. 161
5.9 Profils de résistivité et RTP, PSN-01, sur la Plaine des Fougères, orientés sud-nord. 163
5.10 Profils de résistivité et RTP, PSN-02, sur la Plaine des Fougères, orientés sud-nord. 164
5.11 Profil de résistivité ERT de la Plaine des Fougères. 165
5.12 Carte de l'anomalie magnétique RTP et des structures géologiques de la Plaine des Fougères. 167
5.13 Interprétation de la variation d'épaisseur du conducteur. 168
5.14 Schémas 3D des axes de mises en place des formations volcaniques durant les phases érutives III, IVa et IVb. 169
5.15 Carte géologique de la Plaine des Palmistes. 172
5.16 Profil 2D de résistivité orienté est / ouest sur l'ensemble de la Plaine des Palmistes. 175
5.17 Carte des résistivités, à 90-100 m de profondeur, de la Plaine des Palmistes. 177
5.18 Profils de résistivité et RTP, POE-01, sur la Plaine des Palmistes, orientés ouest-est. 178

5.19 Profils de résistivité et RTP, POE-02, sur la Plaine des Palmistes, orientés ouest-est. 179
5.20 Profils de résistivité et RTP, PSN-01, sur la Plaine des Palmistes, orientés sud-nord. 180
5.21 Profils de résistivité et RTP, PSN-02, sur la Plaine des Palmistes, orientés sud-nord. 181
5.22 Carte de l'anomalie magnétique RTP et des structures géologiques de la Plaine des Palmistes. 183
5.23 Profil de résistivité P-hydro sur la Plaine des Palmistes, orienté ouest-est. . . 186
5.24 Carte géologique des plateaux de Bébour et Bélouve. 190
5.25 Profil 2D de résistivité orienté nord-est / sud-ouest sur l'ensemble des plateaux de Bébour et Bélouve. 192
5.26 Carte des résistivités, à 90-100 m de profondeur, des plateaux de Bébour et Bélouve. 194
5.27 Profils de résistivité et RTP, PSN-01, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés sud-nord. 195
5.28 Profils de résistivité et RTP, PSN-02, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés sud-nord. 196
5.29 Profils de résistivité et RTP, POE-01, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. 197
5.30 Profils de résistivité et RTP, POE-02, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. 198
5.31 Profils de résistivité et RTP, POE-03, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. 199
5.32 Profils de résistivité et RTP, POE-04, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. 200
5.33 Carte de l'anomalie magnétique RTP des plateaux de Bébour et Bélouve. . . 202
5.34 Schémas 3D des axes de mises en place des formations volcaniques durant les phases érutives III, IVa et IVb. 204
5.35 Décroissances électromagnétiques traitées soit par le protocole standard HGG, soit par le protocole BRGM. 210
5.36 Carte des clusters et des modèles *a priori* sur la Plaine des Fougères. 212
5.37 Comparaison des profils de résistivité POE-06 en fonction des modèles *a priori*. 213
5.38 Décroissances électromagnétiques mesurées et inversées du moment fort et faible de la mesure 803. 215
5.39 Zoom sur un secteur d'intérêt du profil POE-3 sur la Plaine des Fougères. . . 216
5.40 Carte de variation de la DOI moyenne entre les modèles de résistivité BRGM et HGG. 218
5.41 Comparaison des profils de résistivité POE-02 du modèle HGG et BRGM. . . 219
5.42 Comparaison des profils de résistivité POE-01 du modèle HGG et BRGM. . . 220
5.43 Profils de résistivité Phydro1 et Phydro2 sur la Plaine des Fougères, orienté ouest-est. 221

Liste des tableaux

2.1 Paramètres de mesures du dispositif SkyTEM® pour la campagne Reun_EM [MARTELET et al., 2014]. 34

3.1 Analyse des signatures géo-électriques et sectorielles des 11 clusters. 73
3.2 Altitudes des sources et forages d'eau dans le secteur du Cap la Houssaye. . 78
3.3 Synthèse des interprétations des clusters en fonction de leur localisation. . 89

4.1 Valeurs de contraintes latérales et verticales testées dans l'approche benchmark. 113
4.2 Synthèse du bilan hydrologique calculé pour la modélisation de l'intrusion saline. 133
4.3 Synthèse des modélisations Glover de l'intrusion saline. 142

5.1 Synthèse des sources présentes sur la Plaine des Fougères. 156
5.2 Synthèse des forages et des sources présents vers la Plaine des Palmistes. . . 174
5.3 Altitude des sources soutenues par les plateaux de Bébour et Bélouve. . . . 189

Liste des acronymes

AEM
Airborne Electromagnetic, géophysique héliportée électromagnétique.

BRGM
Bureau de Recherches Géologiques et Minières - `http://www.brgm.fr/`.

CAH
Classification Ascendante Hiérarchique présenté dans la section 3.2.

DOI
La 'Depth Of Investigation' est le résultat d'une analyse de sensibilité des données AEM permettant de définir la profondeur d'investigation de chaque sondage.

EM
Électromagnétique, qui a un rapport avec l'électromagnétisme..

FDEM
Frequency Domain Electromagnetic, méthode géophysique électromagnétique en domaine fréquentiel.

GSAM
Galerie de transfert des eaux entre la Rivière du Mât et la Rivière des Pluies..

HGG
HydroGeophysics Group - `http://hgg.au.dk/`.

IGRF
International Geomagnetic Reference Field, est le champ magnétique terrestre modélisé à partir de données d'observatoires ou de satellites.

LCI
Laterally Constrained Inversion: inversion 1D contrainte latéralement le long des lignes de vol.

log CE
Profil verticale de conductivité électrique de l'eau dans un forage ou un piézomètre.

MNT
Modèle Numérique de Terrain.

NGR
Nivellement Général de La Réunion.

pCO_2

Pression partielle de CO_2 dissous dans l'eau.

PdF

Piton de la Fournaise.

PdN

Piton des Neiges.

Reun_EM

Campagne de géophysique héliportée à La Réunion. Les caractéristiques du levé sont présentés dans le rapport BRGM RP-63818-FR.

RMF

Residual Magnetic Field, est la composante du champ magnétique mesuré contrôlée par les variations d'aimantation de la croûte terrestre (i.e. anomalies magnétiques).

RMSE

Le 'Root Mean Square Error' : est l'erreur moyenne quadratique qui permet de calculer l'écart entre l'interface SWI mesurée et modélisée.

RTP

Réduction au pôle est un opérateur appliqué aux données magnétiques pour replacer les anomalies à la verticale de leur source (figure 2.19).

SCI

Spatially Constrained Inversion : inversion 1D contrainte spatialement le long ainsi qu'entre les lignes de vol.

SkyTEM

Dispositif danois de géophysique héliporté qui effectue des sondages TDEM ainsi que des mesures du champ magnétique terrestre durant le vol - `http://skytem.com/`.

SWI

SaltWater Intrusion, intrusion saline.

TDEM

Time Domaine Electromagnetic, méthode géophysique électromagnétique en domaine temporel.

Remerciements

Les remerciements, ce moment tant attendu, espéré, rêvé. Comment remercier toutes ces personnes qui, de près comme de loin m'ont accompagné durant ces trois années...

Merci à mon jury de thèse, pour votre bienveillance, votre bonne humeur et vos remarques avisées. Aux rapporteurs, Nathalie Dörfliger et Roger Guérin, de s'être lancés dans l'évaluation de mon gros bébé de 300 pages (ne vous inquiétez pas, ils ont survécu). À Jean-Christophe Comte de s'être déplacé de si loin pour la soutenance. Mention spéciale au président de jury aux rouflaquettes / claquettes, Laurent Michon. Merci pour tes "ça va pas!", "faut qu'on parle!" et autres avant la soutenance!

Vient le tour des quatre mousquetaires, JLJ, Alex, PA et Bertrand. Avoir quatre encadrants est une chance et un fardeau. Mais vous avez toujours su être disponibles, réactifs, à l'écoute et prompts à me rappeler que ma thèse ne durerait pas 10 ans (*je reste persuadé qu'on aurait pu faire un peu de chimie quand même*). Vous m'avez laissé une liberté quasi-totale tout en me soutenant dans mes axes de travail. Jean-Lambert, nos cafés-clopes vont me manquer. Alexandre, je crois qu'il faudrait faire des prélèvements aux Galápagos! Pierre-Alexandre, je suis enfin libéré de tes codes matlab sans commentaires. Sache que mes douloureux mois passés à Orléans ont toujours été motivés par nos échanges riches et instructifs, merci. Bertrand... il y a tellement à dire, merci d'avoir supporté mes pétages de câble dans ton bureau, pour ta patience et tes enseignements autant sur le plan professionnel que personnel. Merci.

Je tiens aussi à remercier mon comité de thèse, Jean-Christophe Maréchal et Marc Descloitres, pour votre temps, vos questions et nos échanges instructifs. Julien Bonnier de l'Office de l'eau, merci pour nos réunions qui m'ont permis, petit à petit et non sans heurts, de comprendre que la recherche ce n'est pas juste de la théorie mais aussi apporter des réponses concrètes pour pérenniser la ressource en eau.

Merci à Séverine Bès de Berc et Guillaume Martelet pour votre investissement dans la campagne Reun-EM et dans le montage de la thèse, sans vous rien n'aurait été possible. Séverine, merci d'avoir supporté mes arrivées de plus en plus tardives et mon non-respect des codes vestimentaires, promis cela n'avait rien de personnel! Guillaume, merci pour tout, nos discussions, ta disponibilité et ta générosité. Travailler avec toi est et restera un plaisir. Merci à l'équipe orléanaise, Fred pour les maux de tête, Baptiste, Bernard, Caroline, François, Eline, Angélie pour votre bonne humeur. À La Réunion, la dream team BRGM! Antho au polo rose, Éric le mécano marseillais, Benoît le breton fou et Rémi le réunionnais corse! Merci pour toutes ces réunions R&D sur la terrasse et ces magnifiques journées Sainte Barbe. Enfin, le LGSR! Merci Antho, Vincent, Fabrice, Éric, Nicolas et Claude. Attention particulière aux deux femmes qui tiennent la garçonnière, Françoise et Gene.

On n'arrive pas en thèse par hasard. Et quoi de mieux qu'un grec pour découvrir la géophysique. Je pense souvent à tes "pitain merde" accompagnés d'une tape derrière la tête lorsque je fais des interprétations aberrantes. Merci de m'avoir montré le début du chemin Kostas. Merci à Anatoly. Merci à Marie-Claire Pierret, tu m'as redonné l'envie de la recherche lorsque je l'avais perdue. À Lucie, tout ça a commencé ensemble dans cet appart miteux d'Avignon, à un de ces jours.

Les copains, enfin!

L'équipe du BARGM... spécialisée dans la R&D de l'apéritif. Vincent le Roux, Saloméro Sir Fronton di Marmande, Allan le normand, Piton la Bave, Herr general Franssen, la douce, charmante et admirable Ilaria et tous les autres (Alice, Francky, Arthur, Théo, Romain, Manu, Jérémy, Justine, Marion, Loïc ... j'en oublie je sais ...). Et surtout le plus beau, Béné le magnifique. Vous avez été d'une assiduité sans faille à l'apéro et cela ne m'a vraiment pas aidé!! Mais bon tant qu'il y a de la bière, il y a de l'espoir! Et il en a fallu, de l'espoir! Merci.
GeoRUN, Carole, Alicia, Bhavani, Antho Junior, Allan, Camillonix!! La jeunesse montante de la géol réunionnaise nourrie à la margouillette! Les prochaines années du labo ne vont pas être tristes! Guillaume, ce moment où tu as découvert la vie à l'université, hagard sur les marches du labo. Agadou, plus d'holoth ni de Dallas, comment allons-nous survivre?! Romy pour tous tes mojitos, même quand je m'invite à l'improviste chez vous. Mezon... par rapport à un menhir?!? Je dirai juste merci pour tout, mais surtout pour les fous rires. Les internes, ces presque scientifiques. Thibault ma grande folle, mon adoré, t'es une sacrée chaussure! Océane ton affro me manque tous les jours. Le Guigui des grandes nuits montagnardes, le démon dans les yeux. Pitchoune. Céline et nos bières/pizzas de rédactions. Romain with Gilbert & Mr Blue Sky. Popo, tu auras réussi à me faire courir un trail, pas une mince affaire! Carole, Bardet, Alex, Raph, Solène, Carmen and so much more. Romain, Philippe et Greg pour ces formidables plongées. Camille, ce coucher de soleil sur l'océan, le calme... Sophie, pour ces repas/ragots chez Barry. Mention spéciale à Sir Ed et son chat blanc.
Merci à tous les réunionnais pour ces quatre ans de folie entre plage, montagne, éruption, canyon, plongée, bivouac et soirées d'anthologies. La Réunion est devenue ma maison et vous ma famille.

Merci à ceux qui étaient loin... Cécile, pour ce soutien à distance, on aurait pu difficilement plus se synchroniser! Guillaume, tronche collègue dégueulasse! Daniel, Romain et Vincent, loin des yeux mais à jamais près du cœur. Astrid, Troels and Mette, tusind tak. Lulu, ne change rien frangine, tu es une femme fantastique. Mich & Nanou, merci de vos conseils et soutien! Fredou et Steph pour ces moments hors du temps sur votre terrasse. Valou et Cyril, pour votre gentillesse et ces festins. Tonton, pour tous ces dimanches passés sur les routes. Tati bisous, pour ton pied au cul lorsque je baissais les bras. À mes parents, pour leur soutien indéfectible, sans votre amour je ne serais jamais allé si loin.

À ma plus grande Victoire, dans la joie comme dans l'adversité, tu as toujours été là, prête à me secourir sur ta blanche licorne!

Aux thésards qui liront mon travail, may the force be with you.

Avant propos

Avec le soutien financier du fond européen de développement régional (FEDER), de la Région Réunion et de l'État (MESR [1]), le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) a mené une vaste campagne géophysique héliportée au cours de l'année 2014, intitulée **Reun_EM**. Le projet a permis de réaliser une cartographie de l'île avec les méthodes magnétiques et électromagnétiques. Les détails et les spécificités de la campagne sont disponibles dans le rapport BRGM de MARTELET et al. [2014].

À la suite de la campagne de géophysique héliportée, une bourse de thèse en hydrogéophysique financée par la Région Réunion, l'Office de l'eau de La Réunion et le BRGM a été attribuée en janvier 2015. Cette thèse est réalisée en partenariat entre le BRGM Réunion, le LGSR [2] de l'Université de La Réunion, le centre scientifique et technique du BRGM Orléans et l'Institut Polytechnique de Bordeaux (ENSEGID [3]).
Les travaux de thèse ont été effectués sous la direction du Pr. Jean-Lambert Join (LGSR) et l'encadrement scientifique du Dr. Bertrand Aunay (BRGM Réunion), du Dr. Pierre-Alexandre Reninger (BRGM Orléans) et du Dr. Alexandre Pryet (ENSEGID). Ils ont notamment donné lieu à plusieurs valorisations et collaborations scientifiques :

Article accepté (révisions mineures) dans une revue de rang A :

1. **DUMONT, M.**, RENINGER, P.A., PRYET, A., MARTELET, G., AUNAY, B., JOIN, J.L., 2018. Agglomerative hierarchical clustering of airborne electromagnetic data for multi-scale geological studies. Journal of Applied Geophysics. Journal of Applied Geophysics, Volume 157, Pages 1-9, ISSN 0926-9851. doi : 10.1016/j.jappgeo.2018.06.020. (intégré dans le manuscrit, page 60)

Rapports scientifiques :

1. AUNAY, B., RENINGER, P.A., **DUMONT, M.**, 2016. Interprétation hydrogéologique des données de géophysique aéroportée sur le secteur de Pierrefonds (Report No. RP-65621-FR), BRGM. (disponible sur le site du BRGM)
2. BALTASSAT, J.M., RENINGER, P.A., **DUMONT, M.**, 2016. Supervision et interprétation des tomographies électriques réalisées sur le site de Pierrefonds par la société Stratagem974 (Report No. RP-65573-FR), BRGM. (disponible sur le site du BRGM)
3. BOURHANE, A., **DUMONT, M.**, BONNIER, J., 2016. Mise en place d'un réseau de suivi

1. Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
2. Laboratoire Géosciences Réunion
3. École Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement durable

des intrusions salines dans les aquifères côtiers de La Réunion (Rapport Office de l'Eau Réunion). (disponible sur le site de l'office de l'eau)

4. **DUMONT, M.** 2017. Architecture et géométrie des formations volcaniques de la Plaine des Fougères et de la Plaine des Palmistes à partir des données de géophysique héliportée (Note technique), BRGM - LGSR - ENSEGID. doi : 10.13140/RG.2.2.22718.59200. (disponible sur researchgate)
5. AUNAY, B., DEWANDEL, B., LE MOIGNE, B., RENINGER, P.A., **DUMONT, M.**, 2017. Évaluation et actualisation des potentialités hydrogéologiques sur le territoire de la commune de Saint-Benoit (Report No. RP-66680-FR), BRGM. (disponible sur le site du BRGM)
6. **DUMONT, M.**, AUNAY, B., 2017. Atlas des résistivités issues du levé électromagnétique héliporté de La Réunion : Apport à la connaissance de l'intrusion saline côtière. (Report No. RP-66629-FR), BRGM. (disponible sur le site du BRGM)

Congrès internationaux :

1. **DUMONT, M.**, RENINGER, P.A., PRYET, A., MARTELET, G., AUNAY, B., JOIN, J.L., 2015. A Statistical approach to interpret regional airborne electromagnetic surveys for hydrogeological characterization, in : Near Surface Geophysics. Presented at the First European Airborne Electromagnetics Conference, 6-10 september 2015, EAGE, Turin, p. 4. doi :10.3997/2214-4609.201413871. (disponible en annexe, page 255)
2. BOURHANE, A., BONNIER, J., BELLE, P., AUNAY, B., **DUMONT, M.**, RENINGER, P.A., 2015. Hydrogeological study in the coastal aquifer of Pierrefonds using an integrated approach : geophysical investigations, time-series analysis and numerical modelling. Presented at the 42nd IAH Congress - AQUA 2015, 13-18 september 2015, IAH, Rome, Italy.
3. **DUMONT, M.**, AUNAY, B., RENINGER, P.A., PRYET, A., BOURHANE, A., BONNIER, J., JOIN, J.L., 2016. Multi-scale characterization of saltwater intrusion in heterogeneous volcanic aquifers with airborne electromagnetics. Presented at the 43rd IAH Congress, 25-29 september 2016, IAH, Montpellier, France. (disponible en annexe, page 260)
4. **DUMONT, M.**, JOIN, J.L., WENDLING, V., AUNAY, B., 2017. 3D characterization of the critical zone within a basaltic catchment using an aiborne electromagnetic survey. Presented at the EGU General Assembly, 23-28 avril 2017, European Geosciences Union, Vienne, Autriche. (disponible en annexe, page 261)

Chapitre 1

Introduction générale

« *Logic will get you from A to Z;*
imagination will get you everywhere. »

ALBERT EINSTEIN.

Sommaire

1.1 Prendre de la hauteur pour caractériser les aquifères 6
1.2 Verrous et objectifs scientifiques 7
1.3 Approche régionale intégrée 8
1.4 Organisation du manuscrit 10

1.1 Prendre de la hauteur pour caractériser les aquifères

Sur les îles, l'alimentation en eau repose sur l'exploitation des ressources dans un périmètre limité. Historiquement, les activités humaines sont soutenues en eau par les sources et rivières. Le développement des techniques de forage et galerie drainante a permis l'exploitation de nouvelles ressources. Mais le développement des activités agricoles, industrielles et l'évolution démographique renforcent la pression anthropique sur les ressources en eau souterraine. Cette situation peut devenir critique sur certaines îles. La mise en place de plans de gestion régionaux pour sécuriser qualitativement et quantitativement l'approvisionnement en eau devient donc un enjeu majeur. La compréhension des circulations souterraines à l'échelle régionale mais aussi locale, est primordiale pour prévoir la répartition, l'évolution et la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine.

Le **milieu volcanique insulaire** est, par essence, un environnement complexe de par sa construction polyphasée, source d'une forte hétérogénéité à toutes les échelles, un climat fortement contrôlé par les effets orographiques ainsi qu'une relation hydrodynamique avec l'océan. Tous ces paramètres et processus interagissent et s'impactent mutuellement, justifiant une approche régionale intégrée pour mieux appréhender l'impact de la géologie et du climat sur les propriétés hydrodynamiques et géo-électriques des formations volcaniques [TÓTH, 1999].

À l'échelle régionale, une île peut être composée de plusieurs volcans caractérisés par des volcanismes et des âges différents. Plus en détail, la construction d'un édifice volcanique est un processus long, composé de phases de construction (e.g. coulées de laves ou de produits pyroclastites) et de destruction (e.g. altération, érosion, éboulement) [OEHLER et al., 2008]. Localement, une phase éruptive pourra être composée de roches plus ou moins basiques selon les éruptions. Et même au cours d'une même éruption, les propriétés physiques et chimiques peuvent varier, influençant les caractéristiques des formations volcaniques émises. Cette complexité volcanique est accentuée par l'insularité des volcans qui induit une forte variabilité climatique due (i) aux circulations atmosphériques et (ii) à la topographie de l'île (e.g. phénomène de Fœhn). Ces variations impactent directement les formations volcaniques (i.e. processus d'altération et d'érosion) mais aussi le fonctionnement des aquifères. Pour correctement comprendre les circulations d'eau souterraine, il est donc nécessaire d'intégrer cette hétérogénéité géologique, les variations climatiques mais aussi les processus hydrogéologiques tels que l'intrusion saline qui contamine les aquifères côtiers.

Dans un milieu aussi hétérogène, la compréhension des circulations souterraines s'appuie historiquement sur des modèles hydrogéologiques conceptuels. En hydrogéologie des milieux volcaniques insulaires, ils se divisent en deux catégories : (i) le modèle **hawaïen** [PETERSON, 1972] et (ii) le modèle **canarien** [CUSTODIO, 1978]. Ces modèles sont des socles théoriques pour la compréhension, l'exploitation et la gestion des aquifères volcaniques dans des secteurs où les données directes sont peu nombreuses. Ils synthétisent les connaissances hydrogéologiques à l'échelle régionale. En synthétisant des fonctionnements complexes à des échelles kilométriques, ces modèles sont limités par les **changements d'échelle**. En effet, l'impact des hétérogénéités à différentes échelles peut être majeur sur le fonctionnement des aquifères. L'étude d'un aquifère à l'échelle régionale ou locale ne considèrera pas les mêmes hétérogénéités ni les mêmes

problématiques. La mise en place d'une approche intégrant les processus régionaux et l'impact des hétérogénéités aux différentes échelles d'étude permettrait de compléter ces modèles et de mieux appréhender les circulations d'eau souterraine en contexte volcanique insulaire. Pour mettre en place une telle approche, il est nécessaire d'acquérir une mesure représentative de ces processus sur l'ensemble du territoire mais aussi assez précise pour appréhender les hétérogénéités locales.

La géophysique et plus particulièrement les méthodes électriques et électromagnétiques sont utilisées depuis plusieurs décennies en contexte volcanique insulaire [SINGHA, 2017]. La cartographie des résistivités permet, par exemple, d'imager les structures géologiques ou l'intrusion saline [DESCLOITRES et al., 1997; LÉNAT et al., 2014]. Toutefois, les campagnes géophysiques au sol sont limitées par les conditions d'accès difficiles, liées aux zones de végétation dense et à la topographie, ainsi qu'au rapport temps / couverture défavorable. Le développement des méthodes de géophysique héliportée et leurs applications aux problématiques environnementales a permis de s'affranchir de ces problèmes d'accès pour cartographier de larges zones [AUKEN et al., 2009a; SØRENSEN et al., 2004]. Plusieurs campagnes de géophysique héliportée AEM ont été réalisées avec succès sur des îles volcaniques. On peut citer la campagne aux Galápagos [AUKEN et al., 2009b; D'OZOUVILLE et al., 2008], sur l'île de Mayotte [VITTECOQ et al., 2014], en Martinique [DEPARIS et al., 2014a] et en Guadeloupe [DEPARIS et al., 2014b]. L'utilisation de ces méthodes a permis d'améliorer la compréhension des circulations d'eau souterraine des milieux volcaniques et plus particulièrement dans ces îles [PRYET et al., 2012; VITTECOQ et al., 2014; VITTECOQ et al., 2015].

Alors que les aquifères de l'île de La Réunion sont étudiés depuis plus de deux décennies [JOIN, 1991], la récente mise en œuvre d'une campagne de géophysique héliportée sur l'ensemble l'île (Reun_EM) a ouvert de nouvelles perspectives scientifiques [MARTELET et al., 2014].

1.2 Verrous et objectifs scientifiques

Durant la campagne de géophysique héliportée Reun_EM, l'île de La Réunion a été survolée par le dispositif danois SkyTEM [SØRENSEN et al., 2004]. Une cartographie **magnétique** ainsi qu'un **modèle de résistivité** du sous-sol, jusqu'à 350 m de profondeur, ont été dérivés des mesures [MARTELET et al., 2014]. Ce jeu de données exceptionnel est constitué de plus de 350 000 sondages électromagnétiques le long de 10 400 km de lignes de vol. Cette forte densité d'information permet d'étudier les aquifères volcaniques sur l'ensemble de La Réunion, mais aussi localement, à partir de mesures cohérentes temporellement et spatialement. La présente thèse a pour objectif principal le développement d'une **méthodologie multi-échelle à partir de données électromagnétiques héliportés pour caractériser les structures hydrogéologiques en milieu volcanique insulaire**. Les travaux effectués dans le cadre de cette thèse explorent donc le potentiel de la méthode à différentes échelles. Pour répondre à cette problématique, trois verrous scientifiques ainsi que les objectifs correspondants ont été identifiés afin d'orienter les travaux de thèse :

1. Les campagnes de géophysiques héliportées peuvent acquérir d'imposants jeux de données couvrants de vastes secteurs. Malgré cette qualité intrinsèque de la

méthode, la valorisation de tels jeux de données reste difficile, surtout pour les campagnes régionales. L'interprétation pluridisciplinaire de tels résultats, en les confrontant à de multiples données de terrain, est limitée par les outils actuels de visualisation et d'interprétation de l'AEM. Il est donc nécessaire de développer de nouveaux outils d'analyse et d'interprétation du modèle de résistivité.

L'objectif est de définir une méthodologie intégrant l'information 3D de la géophysique héliportée afin de permettre des études pluridisciplinaire et multi-échelles exploitant, dans son ensemble, une campagne régionale de géophysique héliportée.

2. L'imagerie des résistivités, en milieu volcanique, est toujours confrontée aux **problèmes d'équivalence**. D'abord l'équivalence géophysique : les décroissances électromagnétiques mesurées peuvent être inversées en différents modèles de résistivité. Mais aussi l'équivalence géo-électrique : plusieurs contextes géologiques et hydrogéologiques (e.g. intrusion saline, système hydrothermal) peuvent présenter les mêmes gammes de résistivité. Quelles solutions ou approches peuvent limiter les deux problèmes d'équivalence et ainsi améliorer la robustesse des interprétations hydrogéophysiques ?

   L'objectif est de travailler sur le traitement et les interprétations hydrogéophysiques afin d'apporter des solutions aux problèmes des équivalences géophysique et géo-électriques.

3. La prospection et la gestion de la ressource en eau souterraine en milieu volcanique basaltique insulaire sont confrontées à deux problématiques majeures.
   En premier lieu, les aquifères côtiers sont vulnérables à **l'intrusion saline**, processus de contamination des eaux douces côtières par l'océan. Pour une exploitation durable, il est nécessaire de (i) cartographier l'intrusion saline à l'échelle régionale et de (ii) comprendre l'influence des paramètres qui contrôlent l'intrusion saline.
   En second lieu, la répartition des aquifères et les circulations d'eau souterraine deviennent plus complexes en altitude. La nappe de base n'est plus accessible sans mettre en place des forages de plusieurs centaines de mètres. La ressource en eau exploitable est répartie entre des aquifères perchés dont l'extension et la répartition sont contrôlées par (i) **les structures géologiques héritées** des différentes phases de construction et de déstabilisation des volcans boucliers et (ii) **les processus d'altération** contrôlant les propriétés hydrodynamiques des différentes formations géologiques.

   L'objectif est d'améliorer la compréhension des aquifères de La Réunion selon ces problématiques au travers d'une méthodologie intégrant l'ensemble du territoire.

1.3 Approche régionale intégrée

Pour répondre aux objectifs de la thèse, une méthodologie pluridisciplinaire multi-échelle a été définie (Figure 1.1). Chaque étape s'intègre dans un processus global qui tend à améliorer l'exploitation des données de géophysiques héliportées (électromagnétiques

et magnétiques) ainsi que la compréhension des aquifères en milieu volcanique insulaire mais aussi pour l'île de La Réunion.

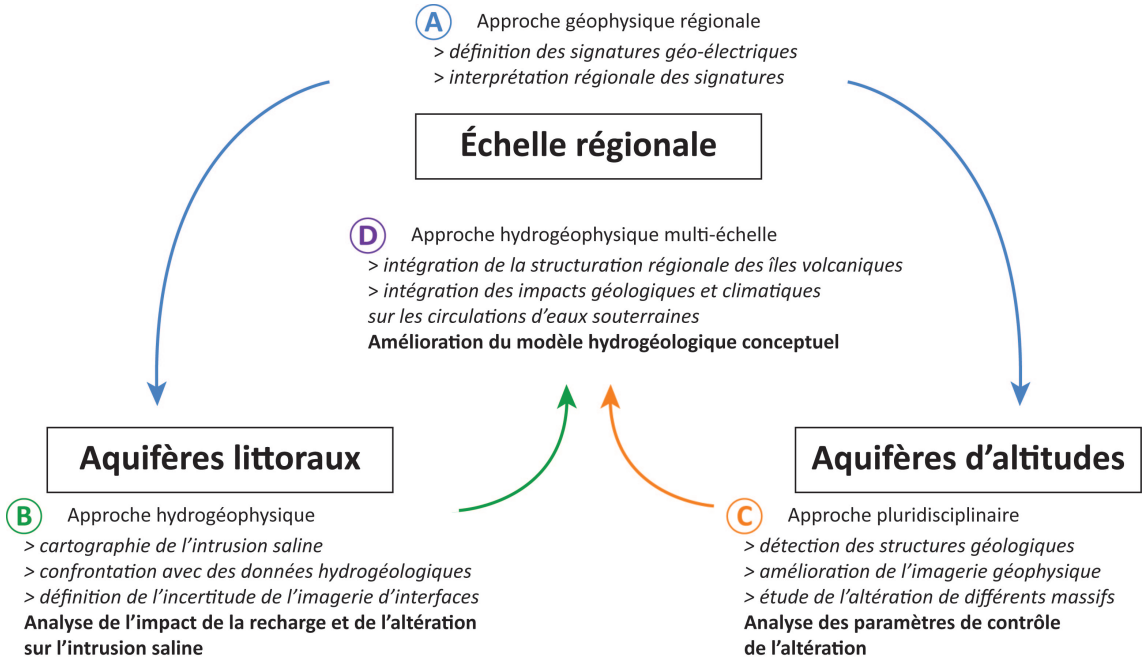


FIGURE 1.1 – Logigramme de la méthodologie hydrogéophysique multi-échelle développée au cours de la présente thèse.

La méthodologie développée repose sur une analyse statistique du modèle de résistivité inversée qui permet de traiter d'importants jeux de données AEM (Figure 1.1.A). Les résistivités inversées sont classées statistiquement dans des clusters qui permettent de délimiter des secteurs aux réponses géo-électriques homogènes. Après l'analyse régionale de ces résultats, les paramètres de contrôle des circulations d'eau souterraine sont étudiés selon les deux problématiques prépondérantes de l'hydrogéologie en contexte volcanique insulaire : d'abord l'aquifère de base et ses interactions avec l'océan, ensuite les aquifères perchés en altitude. Ces analyses reposent sur la confrontation, à des échelles régionales et locales, (i) des résultats de l'approche statistique, (ii) des cartes et profils 2D de résistivité et des anomalies magnétiques et (iii) des données géologiques, hydrogéologiques et climatiques.

L'aquifère de base est présent dans toute la bande côtière des îles volcaniques [CUSTODIO, 2004; GINGERICH et al., 2000]. Avec une piézométrie proche du niveau de la mer, cette ressource est facilement accessible et historiquement exploitée pour soutenir les activités humaines. Néanmoins, sa limite océanique la rend vulnérable à la contamination par l'eau de mer : **l'intrusion saline**. L'AEM est particulièrement sensible aux variations de salinité de l'eau [DESCLOITRES et al., 1997]. La cartographie des résistivités permet donc d'imager la salinisation des aquifères côtiers, tout en définissant la profondeur, la géométrie et l'extension de l'interface eau douce / eau salée. Après une analyse des performances de l'inversion AEM pour imager cette interface, il est alors possible de définir les caractéristiques des aquifères côtiers ainsi que leur vulnérabilité à l'intrusion saline (Figure 1.1.B).

Par ailleurs, lorsque la topographie augmente, la zone non-saturée atteint plusieurs centaines de mètres ne permettant plus d'exploiter l'aquifère de base depuis la sur-

face. Toutefois, **la structuration volcanique et l'altération des formations géologiques** impactent les circulations souterraines créant différents types d'aquifère perché. En analysant les réponses géophysiques liées à ces structures et à l'altération, il est alors possible de définir les paramètres favorisant la mise en place de ces entités ainsi que leur potentiel hydrogéologique (Figure 1.1.C).

Une fois les paramètres de contrôle et les réponses géophysiques des aquifères côtiers et d'altitude analysés, il est possible d'améliorer les interprétations régionales des résultats de l'approche statistique en les confrontant avec les données climatiques, géologiques et magnétiques. Ces résultats permettent d'améliorer le modèle conceptuel hydrogéologique des îles volcaniques basaltiques en intégrant les hétérogénéités de différentes échelles dans l'étude des processus régionaux (Figure 1.1.D).

1.4 Organisation du manuscrit

Après le chapitre d'introduction, le manuscrit de thèse s'organise autour de 5 chapitres :

Le chapitre 2 présente l'état de l'art adapté à la méthodologie multi-échelle développée. D'abord, les **modèles hydrogéologiques conceptuels en milieux volcaniques insulaires** sont présentés. Pour compléter les connaissances théoriques, les concepts de l'altération en contexte volcanique et de l'intrusion saline sont détaillés.
Ensuite, les **deux méthodes géophysiques** utilisées lors de la campagne Reun_EM sont présentées. Ces éléments permettront d'aider le lecteur à comprendre (i) les résultats AEM et (ii) les améliorations apportées au modèle de résistivité par les travaux de thèse. Par la suite, les propriétés hydrodynamiques et géo-électriques des formations volcaniques sont étudiées afin de comprendre les approches et le **potentiel hydrogéophysique des méthodes héliportées**. Enfin, l'histoire géologique, ainsi que les caractéristiques climatiques et hydrogéologiques de l'**île de La Réunion** sont détaillées afin d'apporter les clés nécessaires à la compréhension du territoire réunionnais.

Le chapitre 3 détaille la mise en place de l'approche statistique régionale sous la forme d'un article scientifique. Ensuite, les résultats de l'approches sont interprétés pour analyser l'hétérogénéité géo-électrique à l'échelle régionale.

Le chapitre 4 se focalise sur la problématique de l'intrusion saline, d'abord en analysant le potentiel de la géophysique pour imager l'intrusion saline, afin de produire une cartographie de l'intrusion à l'échelle régionale. Ensuite, les résultats AEM et les paramètres d'inversion sont étudiés pour (i) analyser la sensibilité de la géophysique à l'interface de l'intrusion saline et (ii) déterminer l'indice de confiance dans l'interprétation de l'AEM pour l'intrusion saline. Pour finir, ces résultats permettent d'analyser les paramètres de contrôle régionaux de l'intrusion saline en milieu volcanique.

Le chapitre 5 s'organise autour des aquifères d'altitude. Pour appréhender la variabilité et la complexité des circulations d'eau souterraine dans la zone non-saturée, trois secteurs d'étude ont été sélectionnés en fonction de différentes caractéristiques (i.e. morphologie, géologie...). Dans cette partie, la méthodologie multi-échelle est utilisée pour imager la structuration mais aussi caractériser l'altération des formations volcaniques. Elle sera confrontée à des approches spécifiques aux deux problématiques pour valider

les résultats régionaux.

Les résultats des travaux de la présente thèse sont synthétisés dans le chapitre 6 avant de répondre aux objectifs de la thèse et d'ouvrir sur les perspectives de recherche.

Chapitre 2

État de l'art

« *The farther back you can look,*
the farther forward you are likely to see. »

SIR WINSTON CHURCHILL

Sommaire

2.1 L'hydrogéologie en milieu volcanique 14
2.1.1 Les modèles conceptuels 14
2.1.2 Les formations volcaniques et leurs propriétés hydrauliques 18
2.1.3 L'altération des formations volcaniques 21
2.1.4 L'océan : une limite hydrodynamique complexe 23
2.2 La géophysique héliportée 26
2.2.1 Électromagnétisme héliporté 27
2.2.2 Magnétisme héliporté 41
2.3 La Réunion - deux volcans insulaires 45
2.3.1 Une histoire de Pitons 45
2.3.2 Climat 50
2.3.3 L'hydrogéologie réunionnaise 51

L'objectif de ce chapitre est d'effectuer une revue de la littérature scientifique nécessaire afin de répondre aux objectifs de la thèse. La section 2.1 décrit les grands concepts de l'hydrogéologie en contexte volcanique insulaire au travers des modèles conceptuels hydrogéologiques. Mais aussi en présentant les processus d'altération et d'intrusion saline qui impactent fortement la mise en place et le fonctionnement des aquifères. Ensuite, les caractéristiques hydrodynamiques et géo-électriques des formations volcaniques sont détaillées. La section 2.2 présente les principes physiques et le dispositif géophysique utilisé lors de la campagne Reun_EM ainsi que les résultats des interprétations de la géophysique héliportée en contexte volcanique insulaire pour appréhender son potentiel à La Réunion. Pour finir, la section 2.3 présente les spécificités géologiques, climatiques et hydrogéologiques de l'île de La Réunion, notre cas d'étude.

Avant de commencer, il est important de préciser le sens utilisé dans cette thèse pour le contexte volcanique insulaire. Les travaux présentés se concentrent sur l'île de La Réunion dont l'activité volcanique est reliée à un point chaud. Les cas des volcans d'arc ou des atoles (îles volcaniques évoluées) ne seront pas étudiés dans cette état de l'art qui se concentre uniquement sur les volcans boucliers insulaires.

2.1 L'hydrogéologie en milieu volcanique

Historiquement, les études hydrogéologiques ont permis de compiler les connaissances des aquifères volcaniques au travers de modèles conceptuels hydrogéologiques. Ces modèles schématisent l'organisation et les circulations souterraines entre les différents aquifères, leurs limites et les conditions de recharge à l'échelle des îles volcaniques. Largement utilisés à travers le monde, ces modèles ont permis de définir le fonctionnement hydrogéologique des îles de l'archipel des Canaries [CUSTODIO, 1978 ; HERRERA et al., 2014] ; de l'archipel d'Hawaï [GINGERICH et al., 2000 ; PETERSON, 1972], de l'archipel des Galápagos [D'OZOUVILLE et al., 2008 ; PRYET et al., 2012], de l'archipel des Azores [CRUZ et al., 2009], de l'archipel du Cap Vert [HEILWEIL et al., 2009], l'île de Pâques [HERRERA et al., 2008], l'île de Mayotte [LACHASSAGNE et al., 2014 ; VITTECOQ et al., 2014], de Jeju [WON et al., 2005 ; WON et al., 2006] et l'île de La Réunion [JOIN, 1991 ; JOIN et al., 2005].
Néanmoins, l'évolution des connaissances tend à faire évoluer ces modèles historiques qui réduisent des processus complexes à des schémas binaires régionaux : île de type "canarien" ou "hawaïen".
Alors que ces modèles conceptuels restent des schémas primordiaux pour la compréhension des circulations d'eau souterraine en contexte volcanique insulaire [JOIN et al., 2016], il est primordial de proposer de nouveaux schémas (i) en liant le fonctionnement des aquifères volcaniques aux paramètres de contrôle [IZQUIERDO, 2014] et (ii) en intégrant le caractère évolutif des aquifères volcaniques [VIOLETTE et al., 2014 ; LACHASSAGNE et al., 2014].

2.1.1 Les modèles conceptuels

Depuis les années 1970, l'hydrogéologie en contexte volcanique insulaire est partagée entre deux écoles de pensée. Le premier modèle conceptuel a été développé dans l'archipel d'Hawaï (île de Kauai et Oahu ; [PETERSON, 1972]). Ces îles sont constituées de massifs volcaniques anciens (jusqu'à 5 Ma) mais recouverts sur certains secteurs par des coulées de lave récentes (11 000 ans). Déposés en coulées fines pluri-centimétriques à

pluri-décamétriques, ces basaltes récents ont gardé de très bonnes caractéristiques hydrauliques [GINGERICH et al., 2000]. Au centre des îles, la « rift zone » présente une forte concentration de dykes. Ces intrusions volcaniques compartimentent les basaltes perméables créant des entités hydrogéologiques hydrauliquement déconnectées. Pour finir, la présence de couches de cendres altérées, de paléo-sols ou de lave massives non fissurées peut créer des zones peu perméables sur les versants. A partir de ces observations, le modèle conceptuel hawaïen a été défini grâce à trois unités hydrogéologiques (Figure 2.1) :

- L'aquifère de base contenu dans des coulées de lave perméables. Son niveau piézométrique ne dépasse le niveau de la mer que de quelques mètres avec un faible gradient (quelques ‰). Connecté à l'océan, il est donc sujet aux intrusions marines [GINGERICH et al., 2000].
- Les aquifères compartimentés entre des dykes imperméables, situés au niveau des « rift zone »; en compartimentant les coulées de lave, les dykes élèvent la piézométrie de la nappe. Ces aquifères isolés du système de base peuvent donner lieu à des sources à cause de l'érosion ou se vidanger dans les niveaux inférieurs jusqu'à l'océan [GINGERICH et al., 2000].
- Les aquifères perchés superficiels qui reposent sur des couches de cendres, des paléosols ou des laves massives peu perméables. De faible extension spatiale, ces unités possèdent de faibles réserves et se vidangent par des sources sur les pentes du volcan avec des débits instables [D'OZOUVILLE et al., 2008; PRYET et al., 2012].

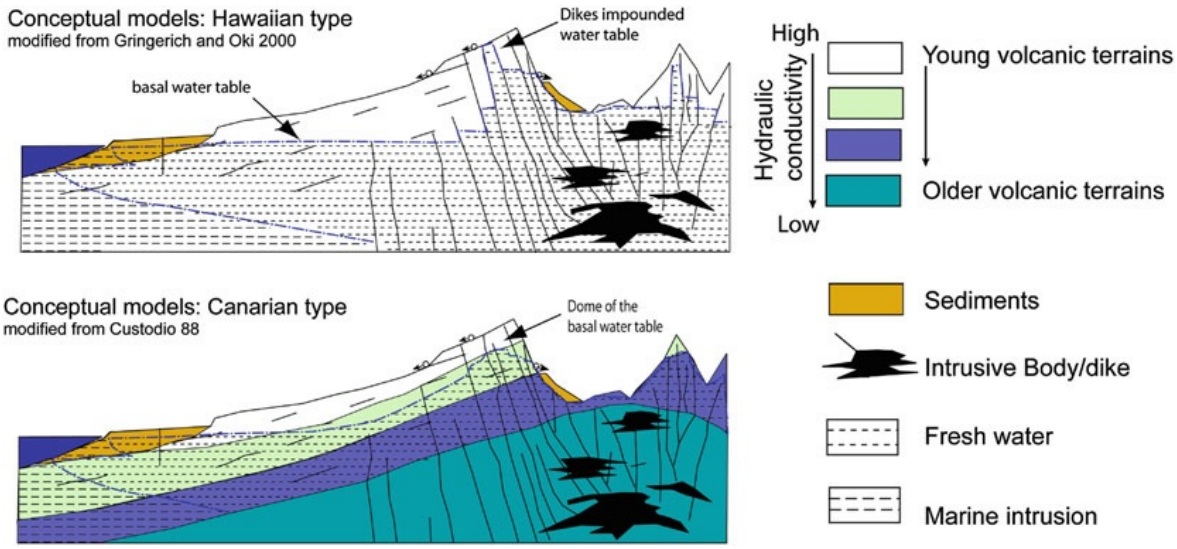


FIGURE 2.1 – Modèles hydrogéologiques conceptuels hawaïen (en haut) et canarien (en bas) [JOIN et al., 2005].

Le second modèle conceptuel provient de l'île Tenerife (archipel des Canaries), constituée de basaltes anciens (jusqu'à 10 Ma). Leur longue altération météorique et les phénomènes d'hydrothermalisme profond ont impacté leurs propriétés hydrodynamiques. Cela se traduit par un gradient de perméabilité décroissant en fonction de la profondeur [CUSTODIO, 2004]. Le modèle hydrogéologique canarien définit un aquifère de base sur l'ensemble de l'île en équilibre avec l'océan (Figure 2.1). La piézométrie se répartit en deux zones : la première sur le littoral avec un faible gradient; la seconde en altitude s'élève avec la topographie dépassant les 1000 m d'altitude aux dessus du niveau de la mer selon les configurations [CUSTODIO et al., 1988]. En fonction de la topographie

et de l'érosion, l'aquifère peut affleurer pour donner naissance à des sources pérennes avec des débits exploitables. Quant aux sources non pérennes, elles sont attribuées à des nappes perchées reposant sur des horizons superficiels peu perméables comme des cendres ou des paléosols [JOIN, 1991 ; JOIN et al., 2005]. Démontrer l'existence des formations fortement altérées au cœur des îles n'est pas aisé dans les secteurs peu érodés. Pouvant être à de grandes profondeurs, l'utilisation de méthodes géophysiques profondes (AMT, CSAMT), des bilans hydrologiques ou des études thermiques sont donc nécessaires [DESCLOITRES et al., 1997 ; ROBINEAU et al., 1997 ; VIOLETTE et al., 1997].

L'analyse des deux principaux modèles hydrogéologiques conceptuels historiques semble démontrer deux facteurs de contrôle : **la structuration ou l'altération des formations volcaniques**. Mais ces deux modèles définissent le fonctionnement hydrogéologique à l'échelle de l'île comme un système unitaire dont le niveau piézométrique évolue selon une direction perpendiculaire à la côte avec localement des aquifères perchés limités. De récentes études ont montré la nécessité de préciser ces modèles. Il est alors nécessaire de définir différentes unités hydrogéologiques, les paramètres de contrôle qui régissent les circulations d'eau souterraine ainsi que leurs interconnexions ([GINGERICH et al., 2005 ; IZQUIERDO, 2014] - Figure 2.2).

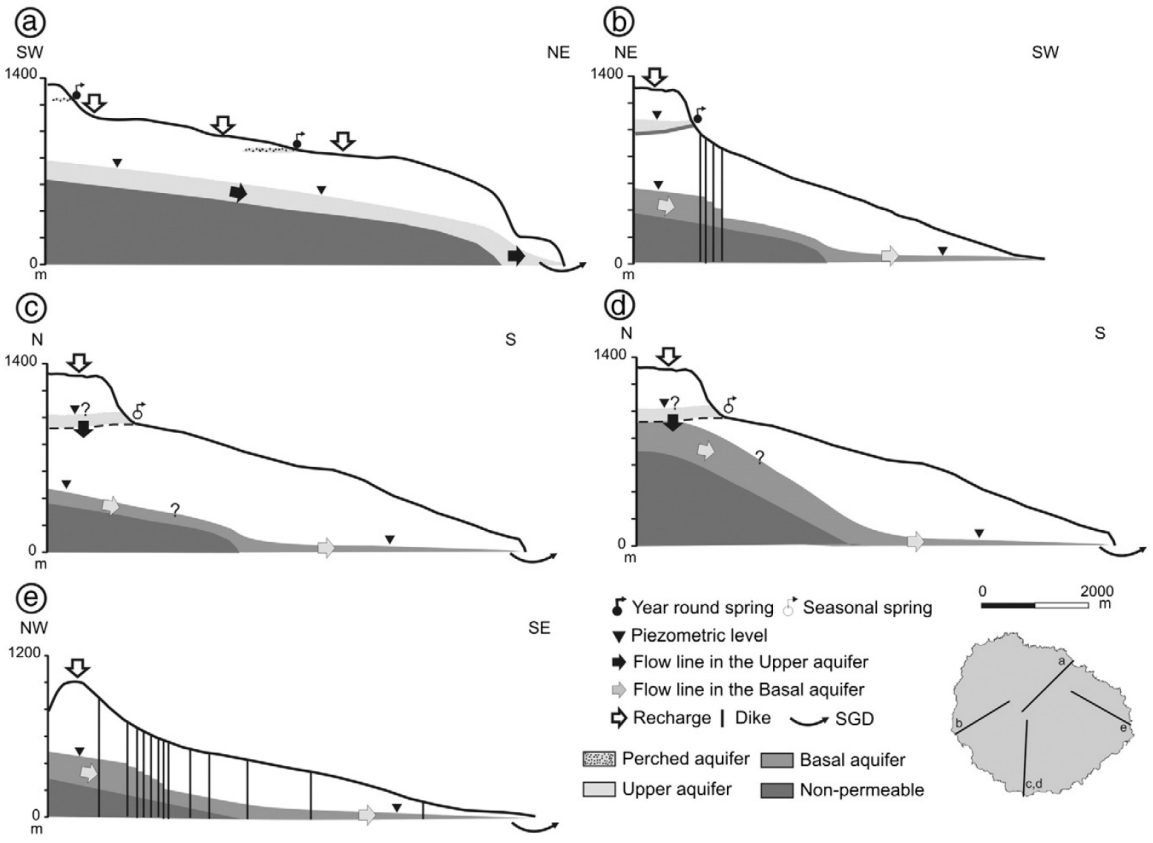


FIGURE 2.2 – Modèles conceptuels pour les différentes unitées hydrogéologiques définis sur l'île de La Gomera (archipel des Canaries) [IZQUIERDO, 2014]. Après avoir défini des unitées hydrogéologiques, l'auteur identifie des fonctionnements hydrogéologiques de type canarien (a, c et d) et de type hawaïen (b et e) sur la même île volcanique.

La définition des entités hydrogéologiques améliore la compréhension des circulations d'eaux souterraines, mais elle n'est pas suffisante pour élaborer un modèle conceptuel régional élaboré. Récemment, des études sur différentes îles ont mis en avant l'évo-

lution des systèmes hydrogéologiques en contexte volcanique [PRYET et al., 2012]. En fonction de l'altération des formations réservoirs, le comportement des aquifères varie. PRYET et al. [2012] a démontré que les îles récentes, qui ont de fortes perméabilités, ne sont pas toujours de bons réservoirs pour l'exploitation de l'eau souterraine, alors qu'en vieillissant, le potentiel hydrogéologique des îles augmente avec un aquifère de base plus important, des temps de circulation plus longs et l'apparition de sources pérennes [CUSTODIO et al., 1988 ; VIOLETTE et al., 2014]. Toutefois, à partir d'un certain âge, ce potentiel décroît. En effet, les perméabilités des formations volcaniques diminuent avec le temps jusqu'à ce que l'île soit principalement composée de formations aquicludes ou aquitards. Dans cette matrice régionale peu perméable, des aquifères non-connectés sont présents dans des basaltes moins altérés ou des formations détritiques perméables (Figure 2.3). Seuls quelques aquifères proches du littoral sont connectés avec l'océan mais leur extension latérale ne permet pas de les caractériser comme un aquifère de base [LACHASSAGNE et al., 2014].

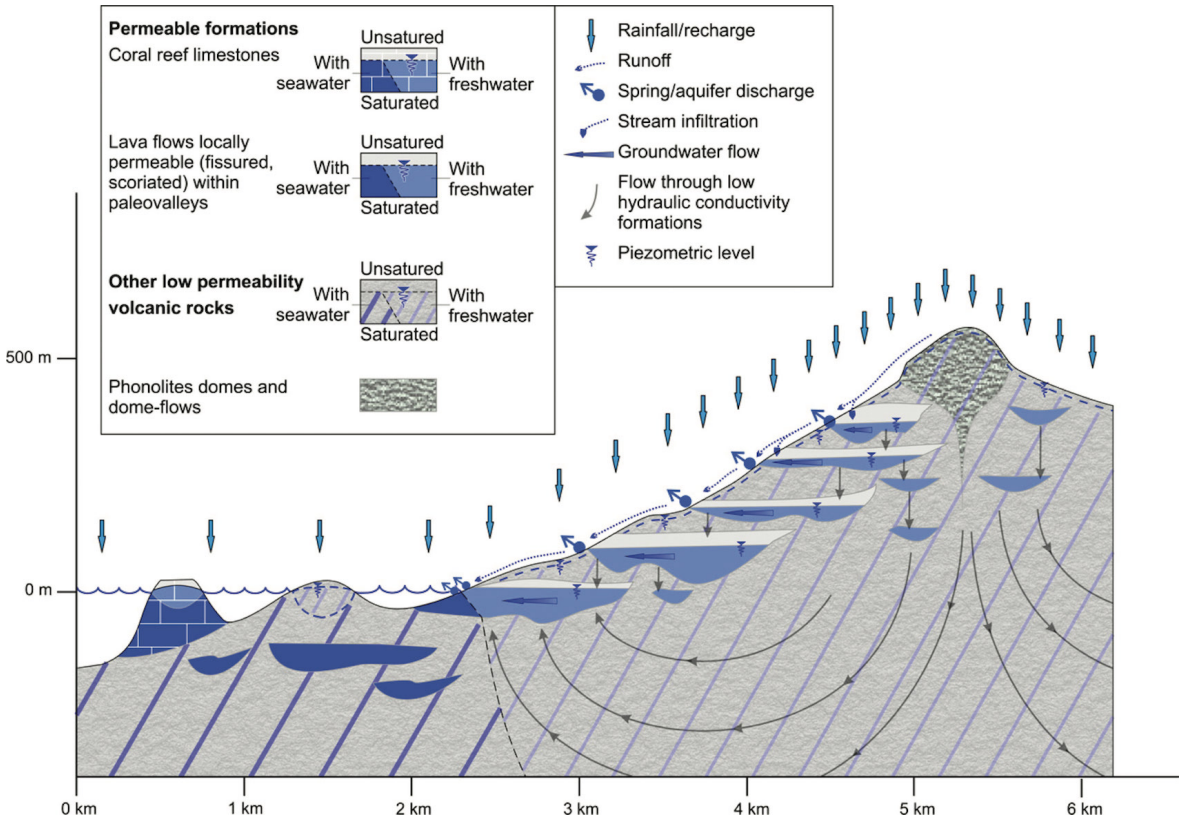


FIGURE 2.3 – Modèle hydrogéologique conceptuel du volcan M'Tsapere (Mayotte) [LACHASSAGNE et al., 2014].

En conclusion, les modèles hydrogéologiques conceptuels sont des schémas indispensables en contexte volcanique insulaire. Développés depuis des dizaines d'années, il convient d'améliorer leur élaboration non seulement en intégrant **la structuration des îles volcaniques et leur hétérogénéité régionale** mais aussi **leur évolution en fonction du temps**. Pour construire efficacement ce type de modèle, il est nécessaire d'intégrer l'impact du changement d'échelle sur les circulations des eaux souterraines.

2.1.2 Les formations volcaniques et leurs propriétés hydrauliques

Les massifs volcaniques sont caractérisés par la superposition d'une grande variété de formations volcaniques aux propriétés hydrodynamiques et géo-électriques variables. Cette organisation est variable autant dans l'épaisseur des formations, dans leur extension latérale que dans leur fréquence d'apparition. La structuration géologique est donc contrôlée par la morphologie héritée des volcans lors de la mise en place des formations ainsi que par les caractéristiques de l'évènement volcanique (*i.e.* effusif ou explosif). Ainsi, pour relier les résultats de la géophysique héliportée (cf. section 2.2) aux propriétés des aquifères, il est nécessaire de changer d'échelle vis-à-vis des modèles conceptuels hydrogéologiques. Il faut comprendre les variations de résistivité et de propriété hydraulique en fonction des formations géologiques mais aussi dans le temps (cf. altération des formations). En effet, l'altération est un paramètre de contrôle majeur autant en hydrogéologie qu'en géophysique. La formation des argiles, peu importe le type d'altération, impacte directement la perméabilité et la résistivité du milieu. Cette section décrira donc les caractéristiques hydrodynamiques et géo-électriques des formations volcaniques avant d'aborder les résultats et interprétations de géophysique héliportée en contexte volcanique insulaire.

Les volcans boucliers ou volcans de point chaud sont la résultante d'un processus long composé de phase de construction (*e.g.* coulées de lave ou évènements pyroclastiques) et de destruction (*e.g.* altération, érosion, avalanche de débris ou éboulement) [OEHLER et al., 2008]. Les formations volcaniques provenant de ces différentes phases peuvent être divisées en trois ensembles : (i) les coulées de lave basique (*e.g.* basaltes à olivines) ou acides (*e.g.* trachytes) ; (ii) les formations pyroclastiques (*e.g.* ignimbrites, lapilli) avec différents degrés d'induration et (iii) les formations détritiques allant des sables coralliens jusqu'au lahars (*i.e.* coulées de boues). Les deux derniers ensembles regroupent des formations aux caractéristiques mécaniques, hydrodynamiques et géo-électriques variables. Néanmoins, il est important de rassembler les formations en fonction du type de mise en place pour faciliter leur localisation en analysant l'histoire volcanique.

Dans cette partie, les propriétés hydrauliques et géo-électriques sont décrites pour des formations lors de leur mise en place ainsi que leur évolution en fonction de l'altération des produits volcaniques.

2.1.2.1 Les coulées de lave

Les volcans boucliers sont principalement constitués de coulées de lave (*e.g.* basalte, océanites, basalte à olivines). Elles sont généralement divisées en deux parties : le cœur de la coulée et la couverture en grattons ou interlits scoriacés. La présence de l'enveloppe de gratton dépendra de la viscosité, de la vitesse de la coulée et de la teneur en gaz de la lave. Usuellement, deux types de coulée sont définis : les « pahoehoes » constituées de lave denses généralement sans grattons et les « coulées AA » plus visqueuses dont le cœur dense de la coulée est compris entre deux horizons de grattons (Figure 2.4).

D'un point de vue **hydrodynamique**, le **cœur des coulées** est un horizon massif présentant une très faible perméabilité de matrice. Leurs propriétés aquifères dépendent donc étroitement (i) des fentes de retrait associées au refroidissement des coulées ; (ii) des vacuoles formées par le dégazage du magma et (iii) des macroporosités formées du-

rant l'écoulement de la coulée (*e.g.* tunnels de lave). En revanche, la présence d'interlits scoriacés augmente sensiblement la perméabilité de l'ensemble [CUSTODIO, 2004]. L'alternance entre ces deux types d'horizon définit les aquifères volcaniques comme des unités hydrogéologiques anisotropes mais homogènes à grande échelle [OKI et al., 1998].

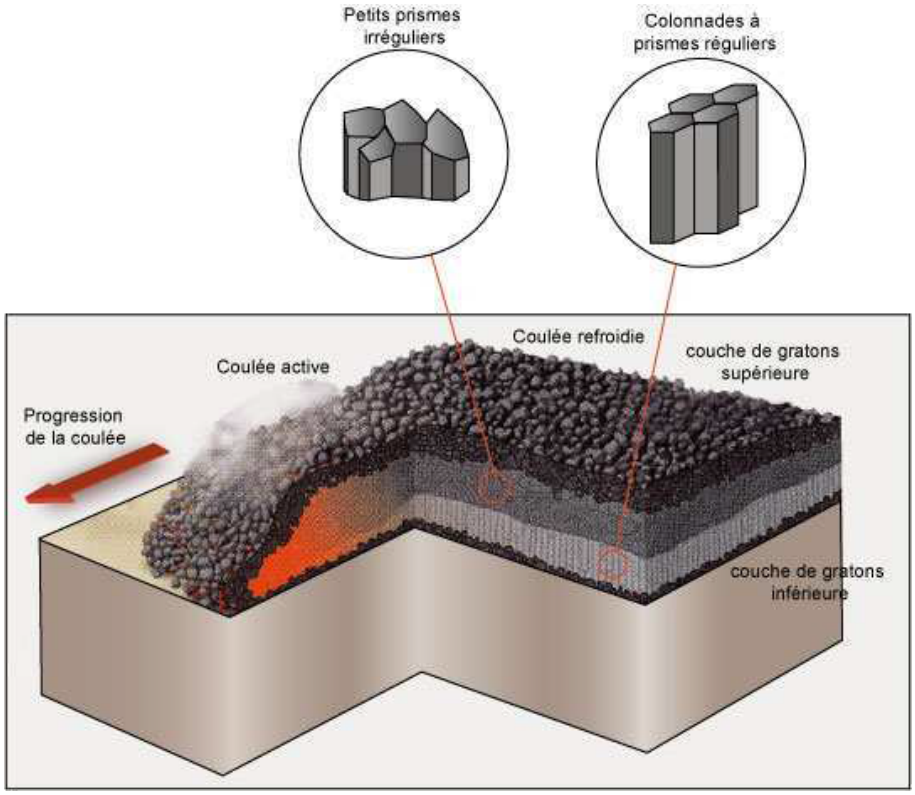


FIGURE 2.4 – Coupe d'une coulée de lave basaltique en grattons [NEHLIG et al., 2005].

Concernant la **réponse géophysique**, ces formations, à sec, sont généralement caractérisées par des résistivités très importantes de 1000 à 20 000 Ω·m [DESCLOITRES et al., 1997]. La saturation de ces formations diminuera leur résistivité en fonction de la minéralisation de l'eau [DESCLOITRES et al., 1997; VITTECOQ et al., 2014]. Néanmoins, l'effet de la saturation ne peut pas être déconnecté de l'altération qui accroît cette diminution de résistivité. En magnétisme, les coulées de lave produisent des anomalies magnétiques principalement en fonction de leurs aimantations rémanentes. En effet, le fort rapport de Koenigsberger des formations volcaniques indique la prédominance de l'aimantation rémanente sur l'aimantation induite [GAILLER, 2010].

Avec le temps, la formation d'argiles comble progressivement la porosité efficace des coulées de lave. L'effet est d'autant plus marqué dans les interlits scoriacés, de part leur perméabilité et leur surface de contact plus importante (cf. section 2.1.3). L'altération diminue donc progressivement la perméabilité (colmatage de la porosité efficace) mais aussi la résistivité (augmentation de la teneur en argile conductrice) des coulées [CUSTODIO, 2004; DESCLOITRES et al., 1997]. L'impact de l'altération sur les propriétés hydrodynamiques induit une large gamme de perméabilité qui évolue de 10^{-1} à 10^{-10} m·s^{-1} Figure 2.5). En surface, l'altération météorique et le développement biologique transforme les roches volcaniques en sol. Les formations sont complètement déstructurées perdant leurs propriétés hydrodynamiques initiales. Lors de nouvelles éruptions, la chaleur des nouvelles formations cuit le sol le rendant peu perméable.

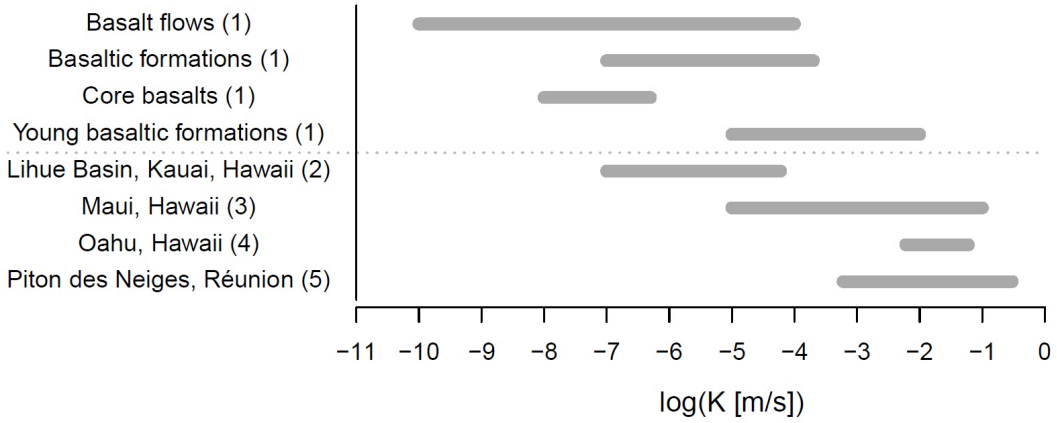


FIGURE 2.5 – Revue des perméabilités des formations basaltiques de PRYET [2011]. La review regroupe (1) les perméabilités provenant de différents contextes basaltiques indifférenciés [CUSTODIO, 2004] et les données d'essais de pompage de différentes îles volcaniques : (2) [GINGERICH, 1999], (3) [ROTZOLL et al., 2007], (4) [HUNT, 1996], (5) [JOIN, 1991]

Lors de la mise en place des coulées de lave, la lave remonte à la surface au travers des fissures dans les massifs volcaniques. À la fin de l'éruption, la lave refroidit pour former des intrusions volcaniques. Deux types sont distinguables : les dykes (sub-verticaux) et les sills (sub-horizontaux), majoritairement présent autour des centres d'émissions, *i.e.* « rift zone ». Les intrusions sont définies par une structure planaire de grande extension et sont constituées de roches massives de très faible perméabilité primaire. Leur épaisseur dépendra de la surpression du magma, variant de dykes inframétriques à plurimétriques. La fracturation des dykes dépendra de leur composition chimique ainsi que de leur épaisseur et pourra créer une perméabilité secondaire.

Mais l'impact hydrogéologique des intrusions volcaniques est plus complexe que cela. Les intrusions auront un impact différent en fonction des caractéristiques des réservoirs qu'elles traversent. Dans des formations récentes très perméables, les intrusions joueront un rôle de barrière hydraulique diminuant la perméabilité horizontale ou verticale [PETERSON, 1972]. Au contraire, dans des formations altérées aux propriétés hydrodynamiques moins favorables, les contacts avec les dykes pourront être considérés comme des axes de circulations préférentiels [JOIN et al., 2016].

D'un point de vue géophysique, ces intrusions de lave massives sont logiquement résistantes et moins impactées par les processus d'altération que les coulées de lave. Néanmoins, leurs faibles épaisseurs ne permettent pas de les imager avec des méthodes géophysiques de surface utilisées dans le cadre de ces travaux de thèse.

2.1.2.2 Les formations pyroclastites

Les formations pyroclastites regroupent une grande variété de produits volcaniques allant des cendres jusqu'aux lapillis et bombes volcaniques. Cette hétérogénéité, ainsi que les processus diagénétiques qui affectent rapidement ces dépôts, contrôlent leurs propriétés hydrodynamiques. Les formations non indurées sont caractérisées par une forte porosité connectée qui leur permet d'avoir des perméabilités parfois supérieures aux coulées de lave [LACHASSAGNE et al., 2004]. En fonction du processus de mise en place, une matrice indurée cimentera la porosité efficace des scories et autres pyroclas-

tites réduisant fortement la porosité efficace de ces formations. Enfin, leur recouvrement par des coulées de lave ultérieures induira des processus thermo-métamorphiques donnant lieu à une imperméabilisation de leur toit.

Constitués des mêmes minéraux que les coulées de lave, les pyroclastes non saturés auront une réponse géophysique résistante [LACHASSAGNE et al., 2004]. Toutefois, leur porosité, plus importante que les coulées de lave, rendra leur réponse géophysique plus sensible à la saturation de l'eau et à sa minéralisation [CUSTODIO, 2004].

Avec le temps, ces formations auront une évolution semblable aux interlits scoriacés des coulées de lave. L'altération du verre volcanique et des différents cristaux permettra la formation d'argile qui comblera la porosité efficace et diminuera la résistivité électrique.

2.1.2.3 Les formations détritiques

Les formations détritiques proviennent (i) du démantèlement des formations volcaniques par des évènements destructifs (*e.g.* éboulement, avalanche de débris), (ii) de l'érosion par les rivières (*e.g.* alluvions) et (iii) de l'activité biologique des récifs coralliens.

Les brèches et les lahars proviennent du remaniement de formations généralement altérées qui forment un conglomérat peu productif. Les lahars ou coulées de boues sont d'autant plus colmatés de par l'action de l'eau dans le processus de mise en place. Les alluvions en milieu volcanique sont composés des produits de l'érosion non cimentés. L'ensemble de ces formations détritiques ne possèdent donc pas d'aussi bonnes propriétés hydrodynamiques que les coulées de lave [CUSTODIO, 2004]. Comme pour la perméabilité, leurs résistivités sont plus faibles que les coulées de lave saines. D'abord, ces processus destructeurs remobilisent des formations qui sont déjà plus ou moins altérées. Ensuite, la déstructuration des formations volcaniques augmente la porosité totale des formations, accélérant le processus d'altération. Leur caractéristique géo-électrique est donc moins résistante à cause (i) des teneurs en argiles plus fortes et (ii) du volume d'eau (libre ou liée) plus important stocké. En remobilisant des formations volcaniques, les évènements destructeurs désorganisent la structure de celles-ci. La réponse magnétique est donc complètement perturbé et les orientations multiples ont tendance à créer des anomalies proches de zéro [GAILLER, 2010].

Pour finir, les sables coralliens sont majoritairement homogènes avec de bonnes perméabilités mais une porosité efficace moins importante que les coulées de lave. Les propriétés hydrodynamiques et géo-électriques de ces formations n'évolueront que peu dans le temps.

2.1.3 L'altération des formations volcaniques

L'altération est un processus qui impacte fortement les circulations d'eau souterraine en contexte volcanique [JOIN et al., 2005]. La section 2.1.2 a présenté l'impact des processus d'altération sur les propriétés géo-électriques et hydrodynamiques des formations volcaniques. La formation d'argile colmate la porosité diminuant les propriétés hydrodynamiques des formations volcaniques. Afin de correctement comprendre l'impact de l'altération, il est nécessaire de définir les conditions et processus assimilés à l'altération. En effet, il est possible de différencier l'altération météorique, hydrothermale

et intrinsèque à l'aquifère.

L'altération météorique est provoquée par l'infiltration de l'eau de pluie dans le sous-sol. En s'infiltrant, l'eau lessive le CO_2 du sol d'origine organique augmentant la pCO_2 [HAREN et al., 2017]. Localement, le dégazage du magma volcanique peut participer à cet enrichissement en CO_2 de l'eau [BOUDOIRE et al., 2017]. L'activité organique du sol affecte les taux d'altération par au moins trois mécanismes : (i) augmentation des taux de dissolution en diminuant le pH et en formant des complexes cationiques à la surface des minéraux, (ii) diminution des taux de saturation de l'eau dans le sol et (iii) en affectant la spéciation de certains ions (*e.g.* Al^{3+}) influençant indirectement le taux de dissolution des minéraux [DREVER, 1994 ; DREVER et al., 1997]. En contact avec les roches magmatiques, l'eau agressive dissout des éléments dans le sol, s'infiltrant avant de précipiter des argiles lors de son retour à l'équilibre chimique dans la roche mère [EGGLETON et al., 1987]. Cette altération est principalement concentrée dans les horizons superficiels du sous-sol (*i.e.* profil d'altération) comme le décrit WYNS et al. [2004] en contexte de socle (Figure 2.6). Plusieurs facteurs climatiques et biologiques contrôlent la vitesse d'altération météorique :

1. l'eau est le moteur de l'altération et la pluviométrie contrôle directement le volume d'eau s'infiltrant dans le sol. Plus la pluie efficace est importante, plus l'altération est forte. La pluviométrie des îles volcaniques est majoritairement de type orographique (section 2.3.2). Les volumes de pluie sont donc plus importants en altitude et sur le versant au-vent. L'altération météorique suit en parti le même schéma [ADELINET et al., 2008 ; TABOADA et al., 2016].
2. la température joue un rôle important dans toutes réactions chimiques. Plus l'eau et le milieu ont des températures élevées, plus l'altération est importante [NAVARRE-SITCHLER et al., 2007 ; RAD et al., 2011]. Pour un volume d'eau équivalent, l'altération est donc plus forte dans les secteurs côtiers qu'en altitude où la température est plus faible.
3. la végétation aura un impact sur la composition et l'équilibre chimique du sol qui enrichit la pCO_2 de l'eau. Il a été démontré, dans d'autres contextes géologiques, qu'une végétation dense augmentera les taux d'altération [DRUHAN et al., 2017]. L'impact biologique est le moins linéaire des trois car relié à la température, la pluviométrie, l'ensoleillement mais surtout aux espèces végétales présentes sur l'île.

L'altération hydrothermale est provoquée par les circulations des eaux hydrothermales. Lorsque l'eau s'infiltre profondément dans les massifs volcaniques, elle peut atteindre des systèmes hydrothermaux liés à l'activité volcanique. À cause de la proximité des chambres magmatiques ou la remontée de gaz magmatiques, l'eau va se réchauffer et se minéraliser avant de précipiter divers minéraux en remontant vers la surface par advection et convection [RAD et al., 2011 ; MEZON et al., 2018]. Ce processus est donc concentré dans des axes de circulation préférentiels à proximité des systèmes hydrothermaux.

L'altération intrinsèque à l'aquifère est provoquée par la saturation des formations volcaniques durant une période assez longue [BRET et al., 2003]. Chimiquement, les processus sont similaires à l'altération météorique. En revanche, les eaux de l'aquifère de base se sont infiltrées jusqu'aux aquifères perchés ou de base. Par conséquent, ces eaux ont retrouvé un équilibre hydrochimique (*e.g.* pCO_2, taux de dissolution et de saturation). L'eau souterraine infiltrée profondément réagit donc moins avec la roche mère, l'altération due aux circulations dans la zone saturée est donc moins intense. La diminution de

la température de l'eau durant l'infiltration réduit aussi les taux d'altération. Néanmoins, la saturation prolongée des formations volcaniques provoque une altération progressive de l'aquifère à partir du substratum [CUSTODIO, 1978]. Cependant, elle est moins sensible à la pluviométrie mais plus aux flux d'eau dans l'aquifère. La végétation ne jouera aucun rôle dans cette altération.

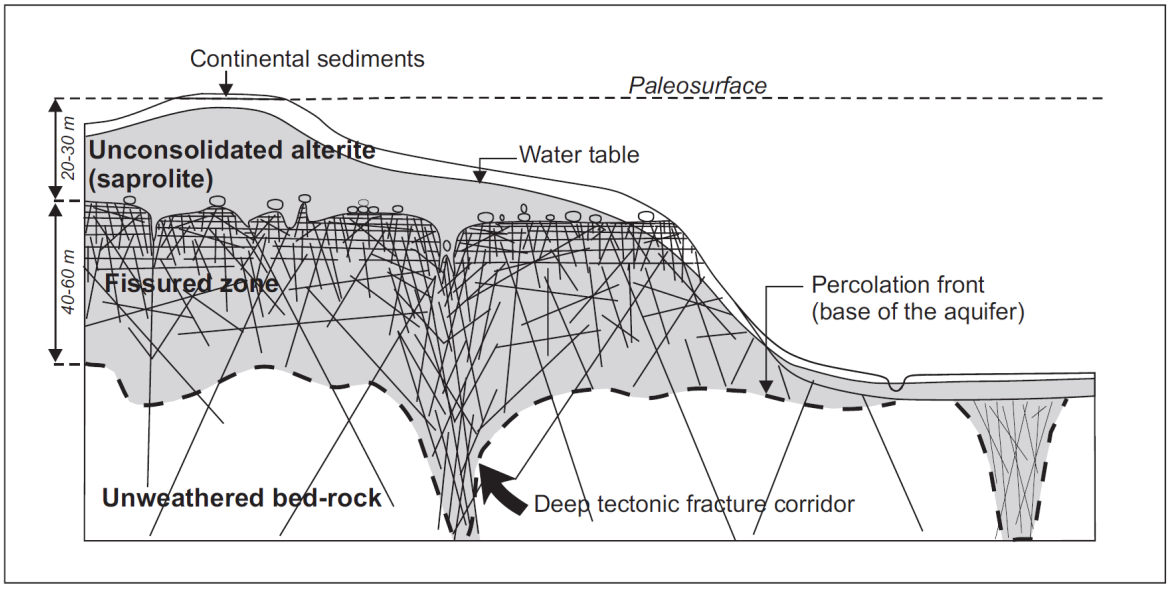


FIGURE 2.6 – Modèle conceptuel du profil d'altération météorique en contexte de socle [WYNS et al., 2004].

Pour finir, dans un même secteur, l'altération évoluera différemment en fonction des caractéristiques de la formation volcanique. D'abord, EGGLETON et al. [1987] a montré que les verres basaltiques et olivines s'altèrent plus rapidement que les plagioclases et pyroxènes. Ensuite, GISLASON et al. [1993] a mis en évidence des degrés d'altération plus forts dans les vacuoles et dans la porosité protégée des circulations d'eau souterraine. L'altération des fissures est donc plus lente. Donc, les interlits scoriacés et les pyroclastes sont plus rapidement altérés que les coulées de lave fissurées.

2.1.4 L'océan : une limite hydrodynamique complexe

Les aquifères côtiers sont caractérisés par la rencontre entre l'eau douce du domaine terrestre et l'eau salée océanique [CUSTODIO et al., 1987]. Ce phénomène appelé intrusion saline (SaltWater Intrusion (SWI)), est d'abord présenté comme une masse d'eau douce qui repose en équilibre hydrostatique sur l'eau salée en fonction du rapport des masses volumiques [GHYBEN, 1888 ; HERZBERG, 1901]. Mais rapidement, les études démontrent que de nombreux paramètres contrôlent l'intrusion saline et différentes configurations sont possibles en fonction de la géologie, de la morphologie du littoral ainsi que des réactions chimiques. À partir des modèles théoriques, les différents paramètres de contrôle de l'intrusion saline sont présentés dans cette section. Pour plus d'informations, le lecteur peut se référer au livre de BEAR et al. [1999] ou les revues de la littérature de POST [2005] ; WERNER et al. [2013].

2.1.4.1 Modèles fondamentaux de l'intrusion saline

L'étude des intrusions salines nait avec le concept de biseau salé (Figure 2.7.A), du modèle analytique Ghyben-Herzberg qui définit la profondeur du biseau (H) avec l'approximation suivante : H = 40 h (h est la hauteur piézométrique). Cette relation repose sur quatre conditions :

- la différence de densité entre l'eau douce (ρ_{ed} = 1000 $kg^3 \cdot m^{-1}$) et l'eau salée (ρ_{es} = 1025 $kg^3 \cdot m^{-1}$) est de : Δ = ρ_{es} / ρ_{ed} = 1,025.
- les deux fluides sont non-miscibles ;
- les deux fluides sont en équilibre hydrostatique dans un aquifère unique, homogène, isotrope et poreux ;
- les écoulements sont strictement horizontaux (approximation de Dupuit-Forchheimer).

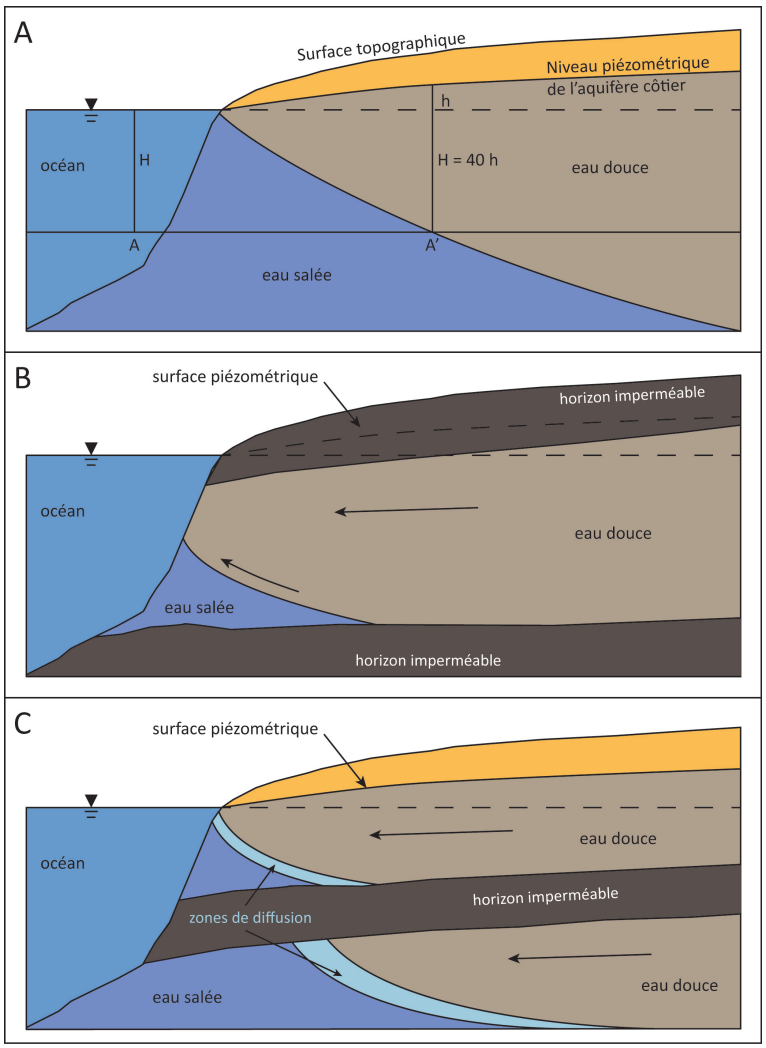


FIGURE 2.7 – Coupe 2D schématique de différents modèles d'intrusion saline : [A] modèle hydrostatique de Ghyben-Herzberg [GHYBEN, 1888 ; HERZBERG, 1901], [B] aquifère captif protégé de l'intrusion saline [GLOVER, 1959], [C] aquifère multi-couche hétérogènes avec des zones de diffusion [HENRY, 1964 ; LU et al., 2013]. Schémas modifiés à partir de [FRISSANT et al., 2005].

Cette approximation, satisfaisante, est limitée par de nombreuses configurations. Dès lors, différentes approches ont été développées pour améliorer la compréhension de l'intrusion saline et des paramètres de contrôle :

- L'équation de Glover prend en compte l'impact d'un toit imperméable au niveau du littoral protégeant l'aquifère des intrusions ([GLOVER, 1959] - Figure 2.7.B).
- L'équation de Cooper introduit le concept de zone de mélange en considérant les deux fluides comme miscibles ([COOPER, 1959] - Figure 2.7.C). La zone de mélange est donc composée d'une eau saumâtre dont la salinité varie d'un pôle à l'autre. Ce concept est amélioré par HENRY [1964] qui introduit le concept de diffusion dans une zone de mélange à la frontière entre les deux masses d'eau. Dans cette configuration, le déplacement de l'intrusion saline n'est plus uniquement créé par advection mais aussi par diffusion moléculaire des éléments chimiques dans la zone de diffusion. Cette approche est améliorée pour prendre en compte l'hétérogénéité et l'anisotropie des aquifères ([ABARCA, 2007; HELD et al., 2005] - Figure 2.7.C). Ces approches sont complexifiées dans des milieux aux propriétés hydrodynamiques hétérogènes et/ou anisotropes. En effet, dans les aquifères stratifiés, l'épaisseur de la zone de mélange est contrôlée par les contrastes de perméabilités et la charge piézométrique ([LU et al., 2013] - Figure 2.7.C).
- Enfin, le dernier facteur principal influençant l'intrusion saline est la marée. En milieu hétérogène comme les formations volcaniques, les variations géologiques contrôlent la relation entre les marées et la zone de mélange [KIM et al., 2006].

Les processus chimiques autour des intrusions salines comme par exemple la diffusion chimique, les échanges cationiques, les réactions redox, ont été volontairement omis dans ce manuscrit de thèse. D'après la littérature, ils se concentrent dans la zone de diffusion et ont un impact limité dans la dynamique de l'intrusion saline [WERNER et al., 2013].

2.1.4.2 L'intrusion saline en contexte volcanique

En contexte volcanique, les aquifères sont caractérisés par une forte hétérogénéité latérale et une forte anisotropie verticale ($K_v < K_h/200$, [CUSTODIO et al., 1987]). Ces caractéristiques complexifient l'analyse quantitative de l'intrusion saline en contexte volcanique. Si on se réfère aux modèles conceptuels, la géométrie et l'extension de l'intrusion saline peuvent largement varier (Figure 2.8). Le modèle hawaïen est caractérisé par de fortes perméabilités permettant la mise en place d'importantes intrusions salines à faible profondeur avec une importante pénétration latérale [PRYET et al., 2012]. Alors que le modèle canarien, reposant sur l'altération progressive des formations volcaniques avec la profondeur, définit des intrusions salines d'extension limitée avec une interface qui s'approfondit rapidement [CUSTODIO et al., 1987].

Il ressort donc que la géométrie de l'intrusion saline est principalement contrôlée par (i) la perméabilité des formations volcaniques et l'anisotropie du milieu [SOUZA et al., 1987], (ii) la recharge de l'aquifère et (iii) la marée [KIM et al., 2006].

Une intrusion saline dans un milieu sans variations importantes de perméabilité tendra vers une géométrie simple avec une interface fine. En revanche, plus le milieu est hétérogène, plus la zone de mélange est épaisse [KIM et al., 2006]. La forte perméabilité de certains horizons volcaniques (*e.g.* interlits scoriacés) favorise la remontée et une plus grande extension de l'interface eau douce - eau salée [KIM et al., 2013]. À petite échelle, ces hétérogénéités peuvent créer une stratification de l'intrusion saline créant des géométries d'intrusion saline en "marche d'escalier".

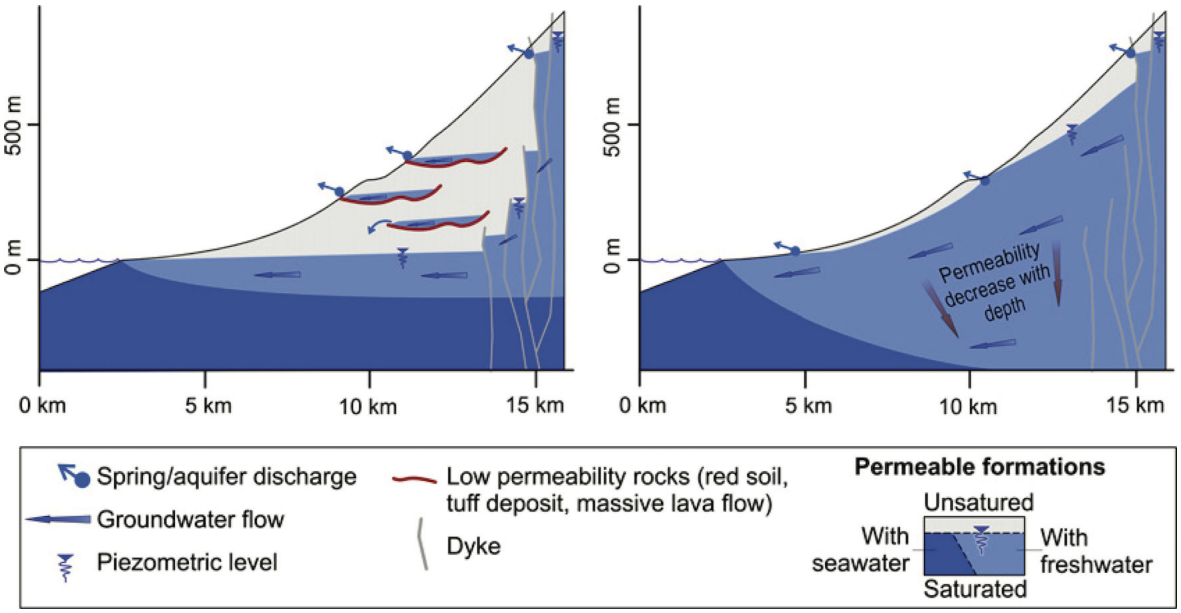


FIGURE 2.8 – Schéma de l'intrusion saline pour les deux modèles conceptuels historiques : modèle hawaïen à gauche et canarien à droite [LACHASSAGNE et al., 2014]. Schéma modifié à partir de [CUSTODIO et al., 1988; GINGERICH et al., 2000; JOIN et al., 2005; PRYET et al., 2012]

La recharge de l'aquifère permet de limiter l'intrusion saline, mais les horizons fortement perméables limiteront l'impact d'une forte recharge. Latéralement, les axes de circulation préférentiels (*e.g.* paléo-vallée, ravine) sont des axes de drainage préférentiels grâce à leur meilleure perméabilité. Si la recharge est importante, ces secteurs sont moins impactés par l'intrusion saline. Alors que dans les secteurs arides, les fortes perméabilités favorisent l'intrusion saline. [BOURHANE, 2014].

Pour finir, la marée aura un impact variable en fonction de l'anisotropie du milieu et de la présence d'horizons très perméables. En effet, elle change la hauteur de la limite océanique et donc impacte les sens de circulation des eaux souterraines (douces et salées). Alors que dans des milieux faiblement anisotropes ces variations n'ont que peu d'impact, la zone de mélange pourra nettement varier dans les secteurs plus anisotropes [KIM et al., 2006]. Toutefois, l'impact de la marée est contrôlée par la morphologie de la côte. Alors que les côtes protégées par des lagons sont moins impactées (*i.e.* atténuation du signal de marée dans le lagon [CORDIER et al., 2013]), les côtes rocheuses sont plus sensibles à la houle [BOURHANE, 2014].

2.2 La géophysique héliportée

La campagne de géophysique héliportée Reun_EM a été effectuée avec le système SkyTEM®. Le dispositif mesure des décroissances électromagnétique (EM) en domaine temporel (Time Domaine Electromagnetic (TDEM)) ainsi que des mesures du champ magnétique terrestre. Cette section présente les deux méthodes géophysiques ainsi que des cas d'interprétation cohérents avec les problématiques de la thèse.

2.2.1 Électromagnétisme héliporté

L'objet de cette section n'est pas de présenter l'ensemble des principes physiques et dispositifs TDEM. Elle se focalise sur la présentation du potentiel et des limites de la méthode pour des études hydrogéophysiques. L'objectif est de présenter (i) les principes physiques de l'électromagnétisme et les hypothèses utilisées en géophysique et (ii) les étapes de la mesure jusqu'à l'inversion géophysique.

Les principaux systèmes de géophysique héliportée (Airborne Electromagnetic (AEM)), ayant existé ou actuellement exploité, sont listés par SATTEL [2009]. De plus, l'introduction de la thèse de RENINGER [2012] a dressé un historique des étapes importantes du développement des méthodes AEM de 1950 à 2012.

Rappelons ici qu'il existe deux domaines d'application en AEM : le domaine temporel (TDEM) qui apportera une meilleur profondeur d'investigation et le domaine fréquentiel (Frequency Domain Electromagnetic (FDEM)) qui est plus adapté pour les horizons superficiels [MUNDAY et al., 2007 ; SIEMON et al., 2009].

2.2.1.1 De la physique à la géophysique

Dans cette partie, les différents théorèmes et équations fondamentales pour les méthodes géophysiques EM sont présentés ainsi que leur impact dans l'utilisation de ces méthodes. Toute la théorie n'est pas explicitée, mais uniquement les étapes importantes de résolution mathématique et physique. L'objectif est d'introduire les principes et approximations permettant de comprendre le fonctionnement et les limites de la méthode. Une vision plus complète et précise est présentée dans les différents ouvrages de TELFORD et al. [1990] ; NABIGHIAN et al. [1991] ; SPIES et al. [1991]. Toujours dans un souci de compréhension, les équations sont présentées sous leur forme la plus simple, soit en domaine temporel ou fréquentiel.

Les équations de Maxwell

Les lois de l'électromagnétisme sont définies par les équations de Maxwell. Ces équations permettent de lier les comportements du champ électrique E ($V.m^{-1}$), du champ magnétique H ($A{\cdot}m^{-1}$), du déplacement diélectrique D ($C{\cdot}m^{-2}$), de l'induction magnétique B ($Wb{\cdot}m^{-2}$) et de la densité de courant J ($A{\cdot}m^{-2}$). Elles stipulent, entre autre, que tout courant électrique produit un champ magnétique et que toute variation temporelle d'un champ magnétique induit un champ électrique.
Les quatre équations générales de Maxwell (dite dans le vide) peuvent être présentées, en domaine temporel, sous les formes suivantes [TELFORD et al., 1990] :

- L'équation de Maxwell Gauss :

$$\text{div} \quad e \quad = \quad \frac{\rho}{\epsilon_0} \tag{2.1}$$

L'équation représente la création de champ électrique à partir des charges électriques. Le champ électrique est donc défini comme divergent.
- L'équation de Maxwell flux magnétique :

$$\text{div} \quad b \quad = \quad 0 \tag{2.2}$$

qui définit le caractère conservatif de l'induction magnétique, il n'existe pas de "charge magnétique".
- L'équation de Maxwell Faraday :

$$\overrightarrow{rot}\ \mathrm{e} = -\frac{\partial \mathrm{b}}{\partial \mathrm{t}} \tag{2.3}$$

Elle décrit le phénomène d'induction : la variation dans le temps d'un champ magnétique est à l'origine d'un champ électrique, appelé courant de Foucault.
- L'équation de Maxwell Ampère :

$$\overrightarrow{rot}\ \mathrm{b} = \mu_0.\left(\mathrm{j} + \epsilon_0 \frac{\partial \mathrm{e}}{\partial \mathrm{t}}\right) \tag{2.4}$$

Elle exprime l'origine d'un champ magnétique à partir d'un champ électrique, celui-ci en rotation autour de ses sources.

Avec :

Les vecteurs :	Les valeurs :
e - l'intensité du champ électrique ($V \cdot m^{-1}$)	ρ - densité de charge électrique ($C^3 \cdot m^{-1}$)
b - l'induction magnétique (T)	ϵ_0 - permittivité diélectrique du vide ($F \cdot m^{-1}$)
j - densité de courant ($A \cdot m^{-2}$)	μ_0 - perméabilité magnétique du vide ($H \cdot m^{-1}$)

L'équation d'Helmholtz

Par la suite, les équations de Maxwell ont été transformées pour obtenir l'équation d'Helmholtz en domaine fréquentiel, où H peut correspondre à l'intensité du champ électrique autant qu'à l'intensité du champ magnétique :

$$\triangle \mathrm{H} + \mathrm{k}^2 \mathrm{H} = 0 \tag{2.5}$$

avec $k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega$ le nombre d'onde. Ce paramètre contient l'ensemble des propriétés du milieu. Il permet de définir deux domaines :
- le domaine propagatif $\mu\epsilon\omega^2 >> i\mu\sigma\omega$ où les courants de déplacement prédominent. Le signal EM est alors sensible à la permittivité diélectrique ϵ_0. La propagation des ondes EM est affectée par les phénomènes de réflexion / réfraction.
- le domaine diffusif $\mu\epsilon\omega^2 << i\mu\sigma\omega$, les courants de conduction dominent. Le signal est alors sensible à la conductivité/résistivité électrique du milieu.

L'hypothèse de base de résolution des méthodes AEM est que, durant les mesures TDEM, les courants de conduction dominent (*i.e.* domaine diffusif), la permittivité diélectrique joue alors un rôle limité dans le signal mesuré.

Alors, en milieu homogène, semi infini, stratiforme à surface plane, une solution de l'équation d'Helmohltz est :

$$\mathrm{h} = \mathrm{h}_0^+ \mathrm{e}^{(-z\beta)} \mathrm{e}^{(i\omega t)} \mathrm{e}^{(-i\alpha z)} \tag{2.6}$$

$$\text{avec } \alpha = \beta = \sqrt{\frac{\mu\omega\sigma}{2}}$$

h vecteur intensité du champ magnétique ($A \cdot m^{-1}$)
μ perméabilité magnétique du milieu ($H \cdot m^{-1}$)
σ conductivité électrique ($S \cdot m^{-1}$)
ω ($\omega = 2\pi f$), avec f fréquence du signal électromagnétique (s^{-1})
z la profondeur (m) et t le temps (s).

Le terme β met en évidence une diminution de l'amplitude du signal EM en fonction de la profondeur, il s'agit de l'effet de peau. Il est alors conclu que toutes les méthodes géophysiques EM possèdent une profondeur d'investigation contrôlée par la fréquence/temps du champ EM et la conductivité du milieu. Les milieux résistants sont favorables à la propagation des ondes mais défavorables à l'induction de courants de Foucault. De même, les basses fréquences pénètrent profondément dans le sous-sol mais possèdent une plus mauvaise résolution que les hautes fréquences.

Résolution dans un demi-espace homogène pour une boucle circulaire horizontale

Le principe d'une mesure TDEM exploite la diffusion d'une onde EM dans le sous-sol. Les potentiels de Shelkunoff sont introduits pour résoudre les équations de Maxwell et d'Helmholtz afin de caractériser le champ EM (F potentiel électrique et A potentiel magnétique).

En domaine fréquentiel, dans un demi-espace infini, dans le cas d'une boucle horizontale avec mesure en son centre, le potentiel de Shelkunoff est :

$$F = \frac{1}{4\pi^2} \int\int_{-\infty}^{+\infty} F_p . e^{-uh} . (e^{-uz} + rf . e^{uz}) . e^{i(k_x x + k_y y)} . dk_x . dk_y \tag{2.7}$$

avec : F_p le potentiel associé à l'onde primaire créée par la source à une hauteur h.
rf le coefficient de "réflexion" de l'onde primaire à une profondeur z dans un demi espace infini. Cette formule permet de caractériser le champ magnétique primaire ($F_p . e^{-uh} \times e^{-uz}$) et secondaire ($F_p . e^{-uh} \times rf . e^{uz}$) mesurés. Il est alors possible d'approximer la décroissance de l'intensité du champ magnétique secondaire (mesuré) en fonction du temps, il s'agit de l'approximation dite "aux temps longs" :

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \frac{-I . \sigma^{\frac{3}{2}} . \mu_0^{\frac{3}{2}} . \alpha^2}{20\sqrt{\pi}} t^{-\frac{5}{2}} \tag{2.8}$$

avec :
I - intensité dans la boucle d'émission (A)
σ - la conductivité électrique ($S \cdot m^{-1}$)
α - la taille de la boucle d'émission (m)
μ_0 - la perméabilité magnétique ($H \cdot m^{-1}$).

Le signal mesuré aux "temps longs" par les méthodes TDEM décroit donc proportionnellement à la conductivité et possède une pente de $t^{-\frac{5}{2}}$. La notion de "temps longs" s'applique soit aux temps longs de la décroissance EM, soit à un milieu très résistants.

Les mesures TDEM

Toutes les méthodes TDEM (héliportées ou non) exploitent le même principe de mesure qui peut être décomposé en 3 étapes (Figure 2.9a) :

1. Injection d'un courant électrique continu dans une boucle de forme et de taille connues, créant un champ magnétique (primaire) ;
2. Coupure brutale du courant créant une variation temporelle du champ magnétique primaire induisant des courants de Foucault ;
3. Les courants induits produisent un champ magnétique secondaire mesuré au niveau de la boucle de réception.

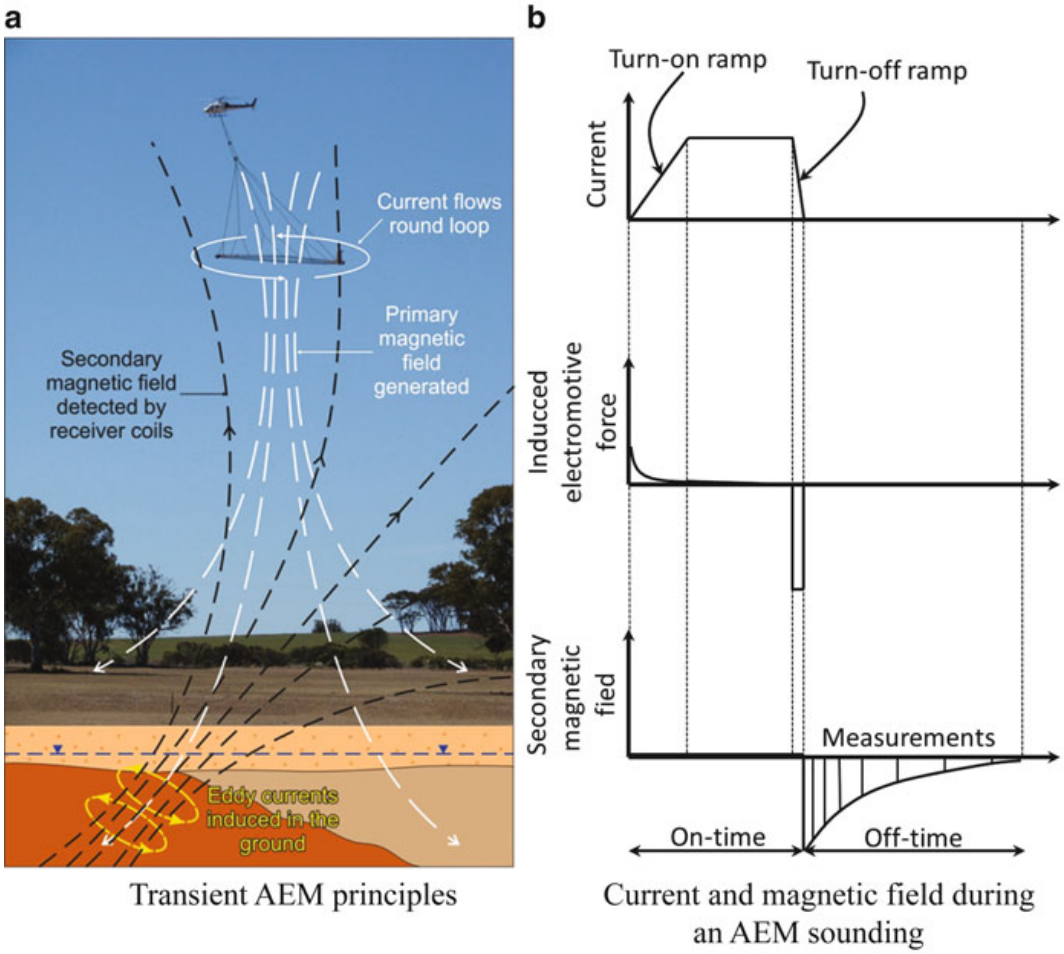


FIGURE 2.9 – Acquisition TDEM héliportée. (a) Représentation schématique des champs électriques et magnétiques durant l'acquisition. (b) Séquence des champs électriques et magnétique durant l'acquisition [SCHAMPER et al., 2013b].

La Figure 2.9.b représente en temporel la force électromotrice, le champ magnétique créé par l'injection de courant et enfin la réponse du sous-sol. Le signal mesuré est une décroissance EM en fonction du temps. En effet, il a été montré que les ondes EM s'atténuent lors de leur propagation. NABIGHIAN [1979] a montré que la diffusion du champ électrique dans un demi-espace homogène peut être approximée à la diffusion d'un "smoke ring" ayant la géométrie de la boucle d'émission (Figure 2.10). Ainsi, les mesures en profondeurs intègrent un volume de sous-sol plus important, générant ainsi une perte de résolution en fonction de la profondeur.

Pour conclure, la méthode TDEM doit remplir 3 conditions pour donner des résultats fiables :

1. Le champ EM créé doit être assez puissant pour imager le volume de sous-sol souhaité. Cette profondeur d'investigation est contrôlée par la fréquence, la puissance

du signal et la conductivité du sous-sol et le niveau de bruit ;

2. Le champ primaire devra rencontrer des formations suffisamment conductrices pour que des champs électriques non négligeables soient induits ;
3. Le champ secondaire devra être assez fort pour être perçu en surface.

La méthode est donc sensible aux milieux conducteurs qui favorisent la création des courants de Foucault. En revanche, un milieu trop conducteur capte beaucoup de l'énergie du champ magnétique primaire réduisant la profondeur d'investigation des sondages TDEM. Au contraire, les formations résistantes augmentent la profondeur d'investigation mais sont défavorables à la création des courants électriques induits [MCNEILL, 1994].

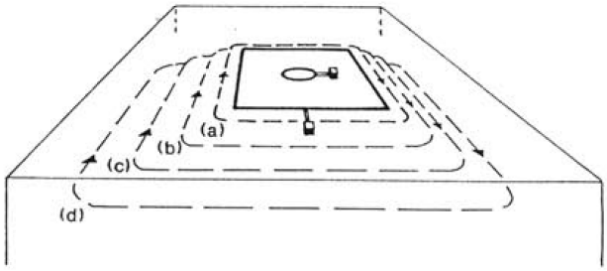


FIGURE 2.10 – Vue schématique de la propagation des champs EM dans le sol : (a) après la rupture du courant ; (b) - (d) progression du courant au court du temps [MCNEILL, 1994].

Les bruits électromagnétiques

Les mesures TDEM englobent un large domaine fréquentiel. Les sondages sont donc perturbés par un ensemble de bruits EM aux variations journalières, saisonnières et géographiques. Ces bruits sont divisés en deux catégories : naturel ou anthropique. Naturellement, un bruit de fond EM est présent sur Terre. Généralement, il impactera seulement les temps longs diminuant la profondeur d'investigation. Lorsqu'il possède des amplitudes plus fortes, il affecte les temps intermédiaires à courts devenant problématique pour l'interprétation des données. Outre le bruit de fond, les activités orageuses provoquent un bruit naturel de forte amplitude appelé "spherics" affectant des temps plus courts. Il est primordial de pouvoir les identifier pour les retirer du jeu de données. En milieu anthropisé, trois principaux phénomènes dégradent la qualité des mesures TDEM :
- Les différentes installations électriques humaines caractérisées par le mode fondamental (50 Hz en France) ainsi que ses harmoniques.
- Les couplages galvaniques et inductifs (Figure 2.11.a et c) proviennent de la présence de matériaux conducteurs en surface ou dans le sous-sol. Le couplage ne crée pas des "pics" mais modifie l'amplitude et la pente du signal. Il est donc difficile de l'identifier malgré les modifications importantes qu'il peut engendrer sur les résultats.
- Les couplages capacitifs (Figure 2.11.b et d) sont principalement liés à la présence de matériaux isolés. Ils produiront de nombreux pics et décalage du signal aux temps intermédiaires voir courts.

2.2.1.2 Imager le sous-sol par le ciel

SkyTEM® : dispositif et principe de mesure

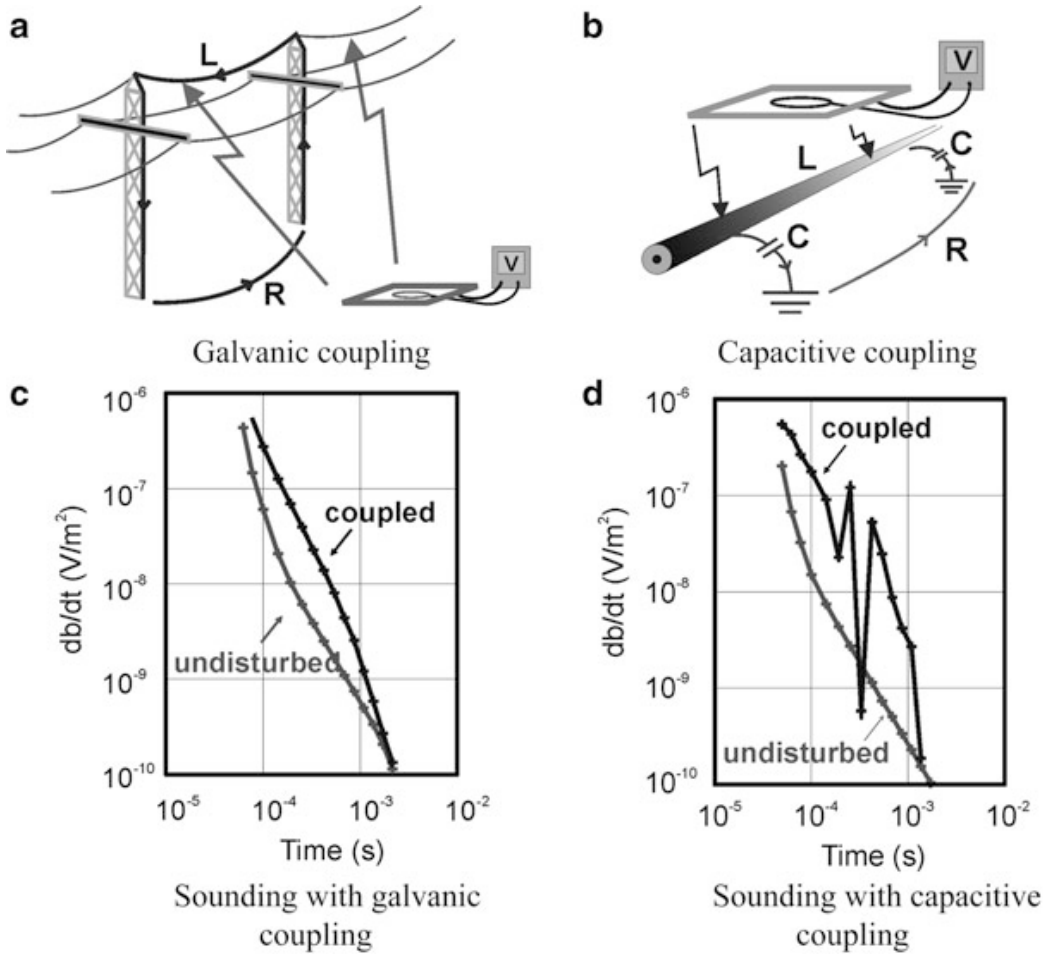


FIGURE 2.11 – Bruits électromagnétiques anthropiques : schéma et décroissance électrique pour les bruits (a/c) galvaniques et (b/d) capacitifs [SØRENSEN et al., 2001].

Le système SkyTEM® est un dispositif TDEM héliporté danois. Cette partie précise les caractéristiques d'un levé selon les configurations du levé Reun_EM (SkyTEM304-50-Hz). Les mesures sont répartis le long de lignes définies par un plan de vol. La résolution latérale est définie par trois facteurs : (i) densité des mesures le long des lignes de vol qui est contrôlée par la vitesse de vol et la durée du cycle de mesure, (ii) par l'espace entre les lignes de vol (*i.e.* les lignes de production [1]), (iii) l'empreinte du dispositif et (iv) la résistivité du sous-sol. À La Réunion, l'espacement des sondages le long des lignes de vols est de 30 m alors que l'espacement de celles-ci est majoritairement de 400 m. Les cycles de mesures se composent d'une acquisition "Low moment" (LM) suivi d'une "high moment" (HM) dont les principales caractéristiques sont précisées dans la Tableau 2.1.

Sur une structure hexagonale (suspendu 37 m sous l'hélicoptère) sont répartis un ensemble d'instrument (Figure 2.12) :

1. Boucles réceptrices multi-tours avec une surface effective de 105 ou 115 m^2 (selon l'axe z ou x) ;
2. Boucle émettrice composée de 4 tours indépendants pour émettre un moment magnétique variable (surface = 340.8 m^2/tour) ;
3. Systèmes embarqués (ordinateurs) et instruments pour contrôler les mesures ainsi

1. Durant les vols, l'acquisition se fait en continue du décolage à l'attérissage. Les lignes de production correspondent aux secteurs d'acquisition définit avant le vol.

que définir la position de la boucle dans l'espace : 2 lasers pour l'altitude, 2 inclinomètres pour définir l'attitude de la boucle et 2 GPS pour la position.

4. Magnétomètre afin de mesurer l'intensité du champ magnétique terrestre (cf section 2.2.2 sur les mesures de magnétisme et leurs traitements) ;
5. Générateur électrique. Il est fixé 22 m au-dessus du système de mesure pour réduire le bruit EM provenant de l'appareil.

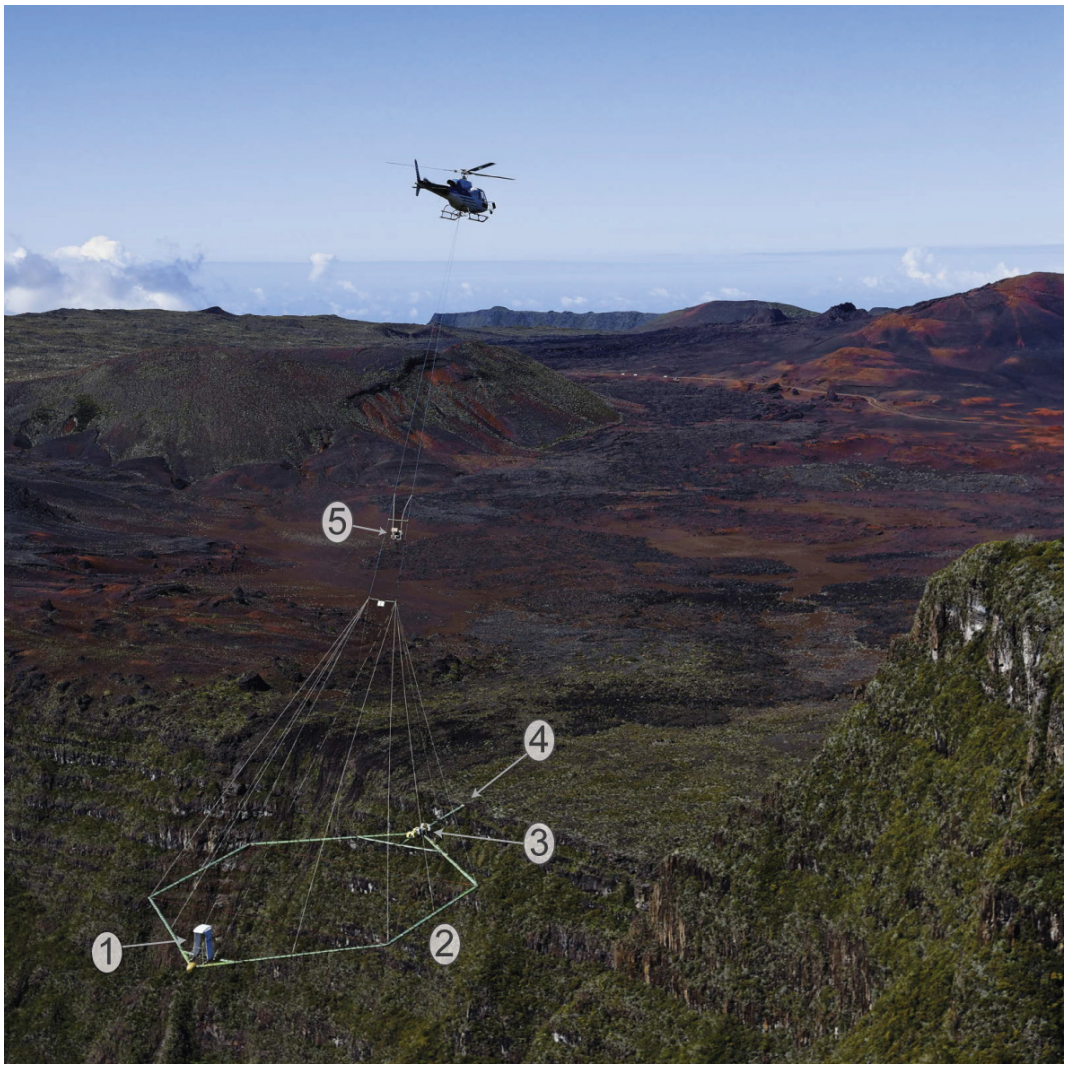


FIGURE 2.12 – Système SkyTEM® en vol.

Durant l'acquisition, différentes méthodes de réduction du bruit sont utilisées en raison du faible signal mesuré et de l'effet du bruit. La décroissance EM mesurée est divisée en un nombre défini de fenêtres ("gates") dont la taille augmente logarithmiquement avec le temps (représenté dans la Figure 2.9.b). Cette procédure s'appelle le "log-gatting" et permet de réduire le bruit en moyennant le signal mesuré dans chacun des intervalles de temps. L'augmentation logarithmique des "gates" permet d'être cohérent avec l'augmentation du bruit en profondeur. Ainsi, le traitement garde une bonne résolution en surface tout en conservant une bonne profondeur d'investigation aux temps les plus longs. Ensuite, les mesures sont effectuées par paire de polarités opposées. La fréquence de répétition de ces deux mesures est choisie parmi les harmoniques du 50 Hz, la fréquence du réseau électrique en France. Cela permet de réduire le bruit EM provenant du réseau en moyennant les données de polarités opposées.

Pour finir, les mesures sont moyennées au cours de la procédure appelée "gate stacking". Plus le nombre de mesures moyennées est important, plus on réduira le bruit de fond présent dans le résultat. Néanmoins, ce processus réduit aussi la résolution latérale (diminution de la densité de sondage le long des lignes de vol). Enfin, des filtres passe-bas permettent de réduire le bruit TVF (*e.g.* émetteurs radio AM).

	High Moment [HM]	Low Moment [LM]	Unités
Surface boucle émettrice	340.8 [4 tours]	340.8 [1 tour]	m^2
Courant injecté	115	9	Ampère
Moment magnétique généré	≈ 160 000	≈ 3 100	$A{\cdot}m^2$
Nombre de mesures moyennées	60	260	par cycle
Durée d'émission	10 000	800	µs
Durée de réception	10 000	736	µs
Fréquence de répétition	25	325	Hz
Duré du cycle	1.2	≈ 0.4	s
Temps de mesure total	**1.6**	**1.6**	s
Nombre de fenêtres	24	36	par mesure
durant l'émission	4	11	par mesure

TABLEAU 2.1 – Paramètres de mesures du dispositif SkyTEM® pour la campagne Reun_EM [MARTELET et al., 2014].

Traitements des décroissances électromagnétiques

Les traitements effectués durant l'acquisition ne sont pas toujours suffisants pour obtenir un ratio signal/bruit acceptable. Il est également nécessaire de corriger la variation d'attitude des boucles d'acquisition/réception. Les données de vol (*i.e.* localisation GPS, inclinaison et altitude de la boucle) permettent de replacer la boucle de mesure dans l'espace. En effet, l'inclinaison de la boucle et la topographie réduisent les aires effectives des boucles émettrices et réceptrices. En intégrant les données de vol et un MNT précis, il est possible de corriger les décroissances TDEM. Ce processus est primordial pour des zones d'étude aussi accidentées que La Réunion. Les différentes corrections et effets sont décrits par AUKEN et al. [2009a] et RENINGER [2012].

L'obsession du géophysicien, notamment en TDEM, est le rapport signal/bruit (*Signal/Noise* - S/N). Il contrôle la profondeur d'investigation, la résolution ainsi que la confiance dans les résultats. Malgré l'ensemble des prétraitements effectués durant l'acquisition, il est essentiel de compléter le traitement avec différentes techniques automatiques ou manuelles.

Le logiciel Aarhus *Workbench* développé par HydroGeophysics Group (HGG) permet d'effectuer le traitement standard et l'inversion de différents types de données EM. Il intègre trois filtres [AUKEN et al., 2009a ; HGG, 2011 ; SØRENSEN et al., 2004] :

1. Un filtre seuil traite les décroissances séparément dans un intervalle défini. Il comporte une limite minimale supprimant les temps courts trop proches de la fin de

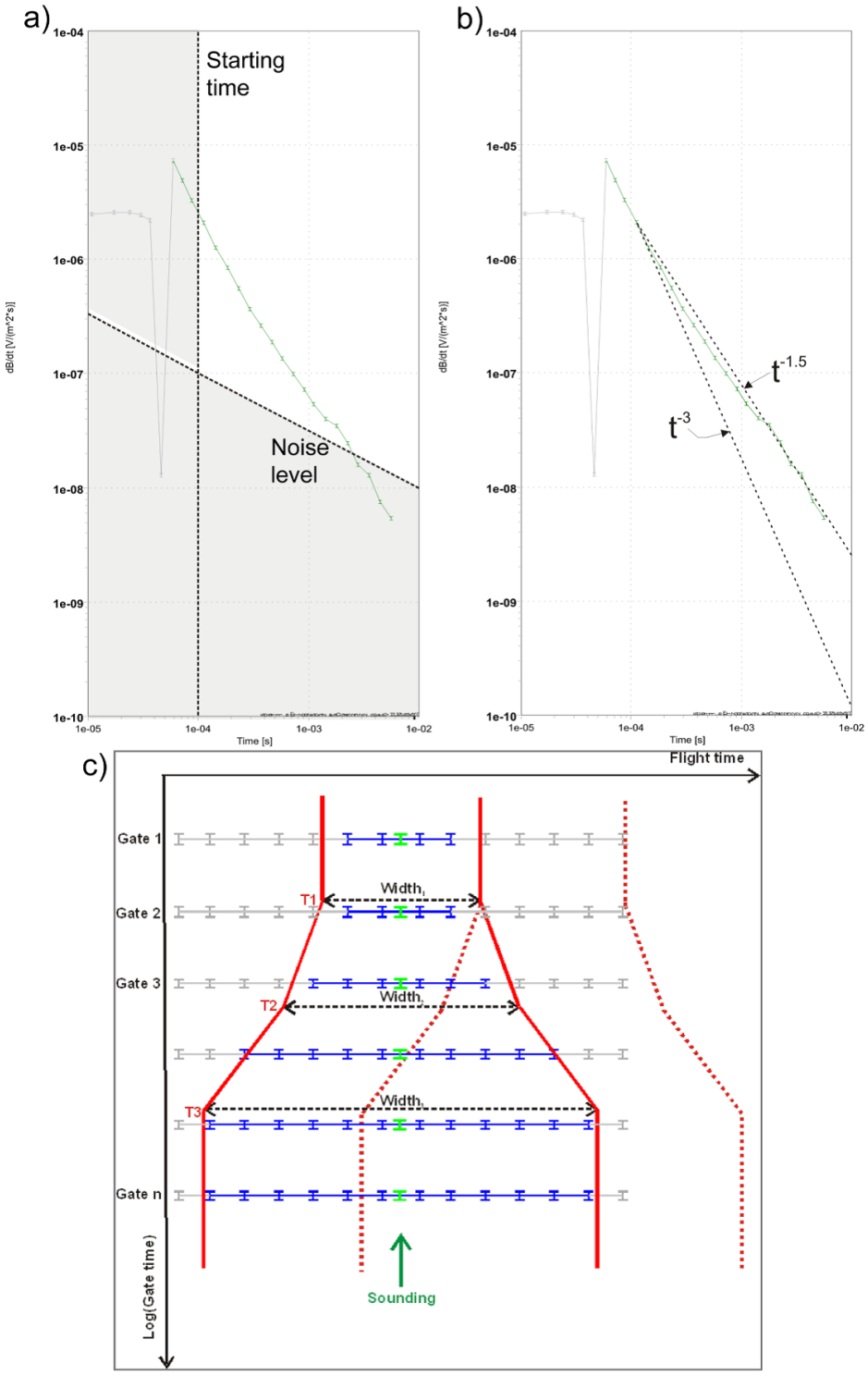


FIGURE 2.13 – Filtres seuils intégrés au *WORKBENCH* : (a) en fonction d'un intervalle temporel, (b) en fonction de la pente et (c) filtre "trapèze" [AUKEN et al., 2009a].

l'émission et un niveau de bruit estimé ("noise level") au-delà duquel les données sont écartées mais conservées pour les prochains traitements (Figure 2.13.a). A l'intérieur de cet intervalle, toutes les valeurs négatives sont supprimées. Ensuite, deux droites de pente choisies par l'opérateur (*e.g.* $t^{-1.5}$ et t^{-3}) définissent un intervalle encadrant les décroissances (Figure 2.13.b). Toutes les données à l'extérieur de ces droites sont rejetées. Ce filtre permet de réduire principalement les bruits « sphériques » et « capacitifs ».

2. Un filtre « trapèze » qui moyenne les fenêtres entre elles dans un intervalle défini par un trapèze. Cette procédure ré-échantillonne les données, la nouvelle valeur étant placée au centre du trapèze. L'intervalle en forme de trapèze permet de garder une bonne résolution latérale en surface et d'augmenter le ratio signal/bruit pour garder une bonne résolution verticale (Figure 2.13.c).
3. Il s'agit exactement du même filtre que le premier qui est une nouvelle fois appliqué pour vérifier les résultats du second traitement.

D'autres méthodes existent pour supprimer le bruit EM des données acquises. Nous retiendrons uniquement la SVD (Singular Value Decomposition ; [RENINGER et al., 2011]) qui décompose les différentes décroissances et élimine les distorsions du signal provoquées par le bruit EM. Ce traitement, moins subjectif, permet de traiter de gros jeux de données plus rapidement et de simplifier le travail d'édition manuel. En effet, malgré toutes ces techniques de traitement, il n'est pas envisageable d'utiliser les données AEM sans effectuer un traitement manuel qui est indispensable. Ces techniques simplifient le processus mais le bruit galvanique est difficilement détectable automatiquement. L'étendue spatiale d'une campagne géophysique héliportée induit obligatoirement une large gamme de signaux EM et donc interdit des traitements automatiques trop stricts. Les traitements manuels s'effectuent en vérifiant l'évolution des signaux le long des lignes de vol ou dans les sondages. Le logiciel *WORKBENCH* possède une interface de SIG permettant de localiser les données durant le traitement afin de remarquer les installations humaines ou variations géologiques pouvant expliquer les signaux.

Inversions des données géophysiques

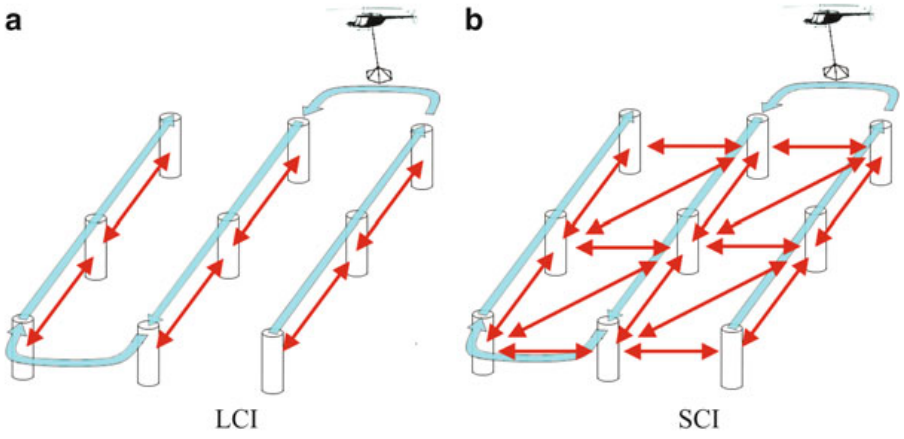


FIGURE 2.14 – Schéma des contraintes spatiales des inversions (a) LCI et (b) SCI [SCHAMPER et al., 2013b].

Le principe de l'inversion géophysique est d'utiliser un modèle mathématique pour reproduire les données mesurées qui prend en compte les phénomènes naturels contrôlant les résultats [BINLEY et al., 2015]. Il s'agit du problème inverse [TARANTOLA, 2005], largement étudié depuis plus de 50 ans en hydrogéologie et géophysique [MARSILY et al., 1999]. Malgré les nombreuses avancées dans sa résolution, le problème inverse souffre d'incertitudes provenant (i) des erreurs durant la mesure (due à l'instrumentation ou le bruit), (ii) de la théorie physique (simplification et approximation) et (iii) le problème

d'équivalence géophysique. En AEM, l'inversion vise à calculer les profils verticaux de résistivité en fonction de la profondeur en respectant les lois de l'électromagnétisme mentionnées précédemment. Ce processus permet de transformer les décroissances EM mesurées en sondages verticaux de résistivité. Pour le dispositif SkyTEM, deux types d'inversion sont couramment utilisées (Figure 2.14) :

- Laterally Constrained Inversion (LCI) [AUKEN et al., 2005 ; AUKEN et al., 2004] : Inversion 1D contrainte latéralement le long des lignes de vol.
- Spatially Constrained Inversion (SCI) [VIEZZOLI et al., 2008] : Inversion 1D contrainte spatialement le long ainsi qu'entre les lignes de vol.

Les deux techniques inversent les sondages TDEM en un modèle tabulaire 1D défini par n couches caractérisées par une épaisseur et une résistivité. Pour améliorer la robustesse du modèle, des contraintes 2D (LCI) et 3D (SCI) entre les modèles inversés sont appliquées soit en fonction de l'altitude, soit en fonction de la profondeur des couches du modèles géophysique (*i.e.* inversion en fonction de l'altitude ou de la profondeur). Des modèles *a priori* sont aussi implémentés dans l'inversion afin de donner un modèle de résistivité de départ pour l'inversion. Ils permettent de converger plus rapidement et limiter le problème de non-unicité des inversions EM (équivalence géophysique). Les deux paramètres disponibles pour l'opérateur afin de contrôler la géométrie du modèle d'inversion sont :

1. Modèles géophysiques de l'inversion dit « smooth » ou « few-layer » :
   - « Smooth » : utilise un grand nombre de couches (entre 15 et 30) d'épaisseurs et profondeurs identiques pour tous les sondages. Elles sont fixées arbitrairement avec une épaisseur croissante avec la profondeur. L'inversion porte uniquement sur les résistivités électriques. La continuité verticale étant gérée par des contraintes verticales. Ces modèles sont moins sensibles au modèle *a priori* mais fournissent une image lissée des résistivités du sous-sol ;
   - « Few-layer » : le nombre de couches est faible (entre 2 et 5), l'inversion porte sur les épaisseurs et les résistivités des couches. Le modèle permet une bonne estimation des interfaces géologiques et/ou hydrogéologiques mais est plus sensible au modèle *a priori*.
2. Inversion en fonction de l'altitude ou de la profondeur : durant l'inversion, les couches du modèles sont contraints soit en fonction de leurs altitudes soit en fonction de leurs profondeurs. Ces deux méthodes vont favoriser une organisation de la résistivité suivant la topographie (profondeur) ou selon des structures horizontales (altitude).

Les sondages verticaux 1D de résistivité fournis par l'inversion pourront être visualisés en 2D (profil) ou 3D (cube 3D) afin de mieux visualiser les données. Ces outils d'interprétation permettent d'analyser les sondages verticaux 1D bruts ou le modèle de résistivité interpolé. L'interpolation permet de créer un modèle 3D continu sur toute l'emprise de la campagne AEM [PRYET et al., 2011]. Comme l'inversion, l'interpolation est faite selon la profondeur ou selon l'altitude impactant plus largement l'exagération des structures horizontales ou suivant la topographie. Il est donc important de ne pas sur-interpréter les données interpolées et toujours tenir compte de la densité des sondages et de l'incertitudes de l'interpolation [PRYET et al., 2011].

Le protocole de traitement et d'inversion des données AEM est synthétisé dans la Figure 2.15. Elle permet de visualiser l'ensemble des opérations de traitement, d'inversion

et d'interpolation nécessaire pour transformer les décroissances mesurées ponctuellement en modèle 3D de résistivité. À partir de ces résultats inversés et/ou interpolés, la géophysique est utilisée pour analyser les contrastes de résistivité. Cette propriété du sous-sol est principalement liée à la saturation et la minéralisation de l'eau souterraine ainsi que la teneur en argile [BINLEY et al., 2015]. Pour correctement interpréter les données de résistivité, il est nécessaire de comprendre l'impact de ces différents paramètres.

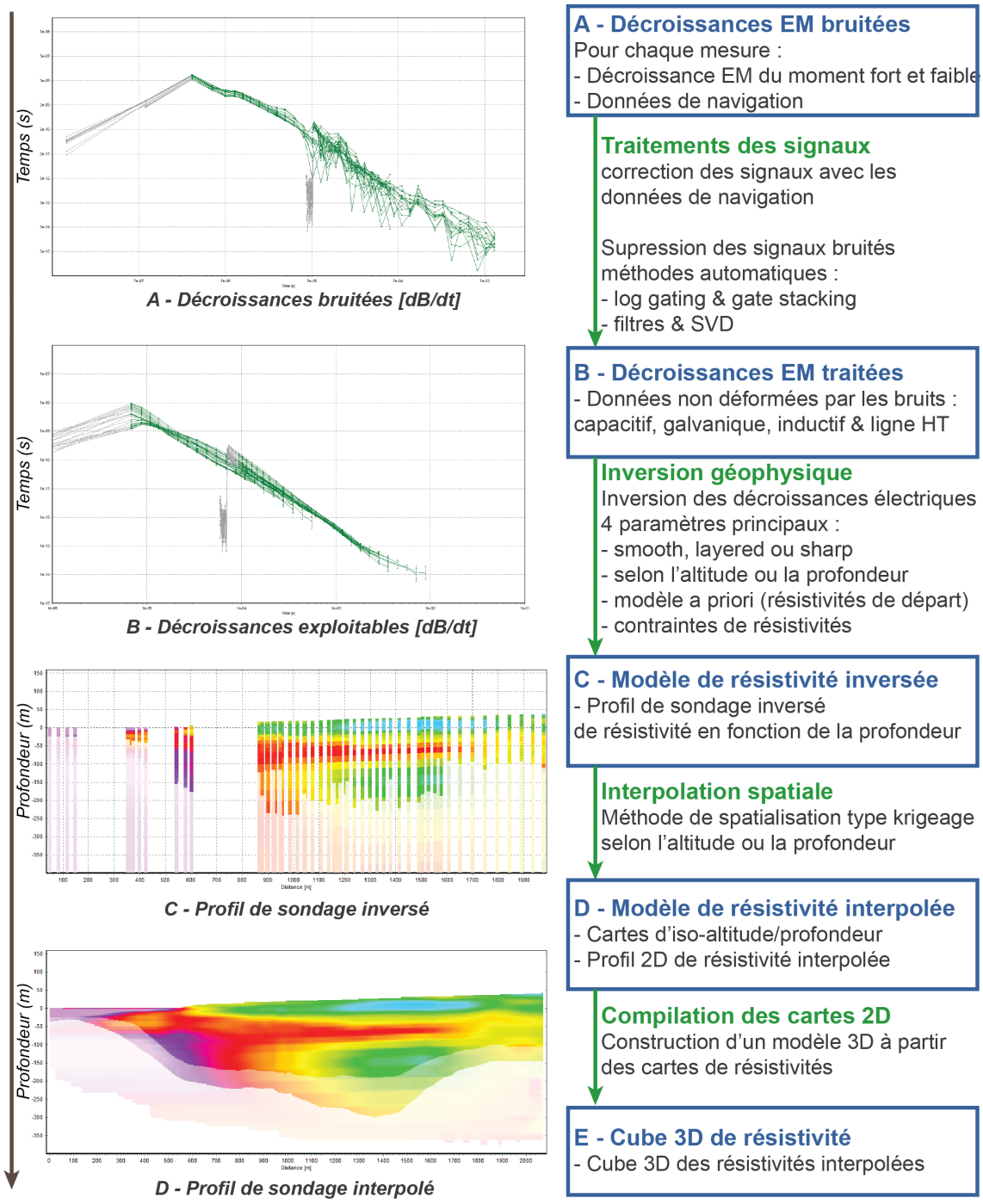


FIGURE 2.15 – Synthèse des traitements et inversion des données AEM. À droite les données obtenues à chaque étape (encadrés bleus) en fonction des traitements effectués (flèches vertes). À gauche l'illustration des résultats obtenus à chaque étape.

2.2.1.3 Étude hydrogéophysique des volcans boucliers

Plusieurs campagnes de géophysiques héliportées ont été menées sur des îles volcaniques. L'analyse, ci-dessus, a permis de mettre en évidence les principales propriétés des différentes formations volcaniques des volcans boucliers. Grâce à cela, les données de géophysiques peuvent être interprétées pour améliorer la connaissance des circulations d'eau souterraine en contexte volcanique insulaire.

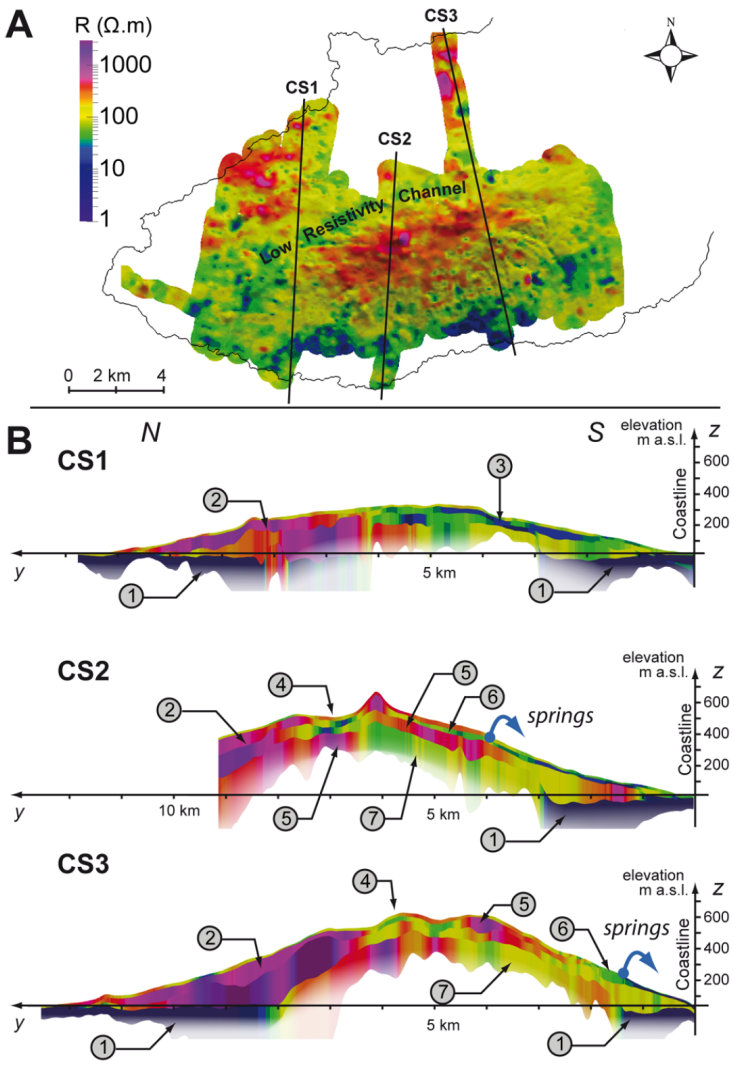


FIGURE 2.16 – Carte (A) et coupes 2D (B) de résistivité AEM sur l'île de San Cristóbal. (1) Intrusion saline (< 15 Ω·m) ; (2) coulées de lave non altérés et non saturées (> 400 Ω·m) ; (3) unité conductrice sommitale (10-40 Ω·m) ; (4) paléo-channel conducteur (30-100 Ω·m) ; (5) coulées de lave massives (100-400 Ω·m) ; (6) aquifère perché (30-100 Ω·m) ; (7) coulées de lave altérées et non saturées (100-400 Ω·m) [PRYET et al., 2012].

Dans l'archipel des Galapagos, alors que l'île de San Cristóbal est ancienne (2.3 à 0.6 Ma - [PRYET et al., 2012]), celle de Santa Cruz date de moins d'un million d'années (0.59 à 0.05 Ma - [D'OZOUVILLE et al., 2008]). L'AEM a permis de recueillir une importante couverture géophysique des deux îles alors même que le parc national des Galapagos ne permet pas de mesures au sol. Grâce à ces données, les ressources souterraines des deux îles ont pu être étudiées. Les approches pluri-disciplinaires mises en place autour de la géophysique héliportée ont permis de démontrer que les formations volcaniques

très jeunes (très transmissives) ne sont pas des réservoirs à fort potentiel. Les écoulements sont trop rapides et la piézométrie faible. L'aquifère de base est donc fortement contaminé par l'intrusion saline, et ce, même plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres [PRYET, 2011]. En revanche, la présence d'aquifères perchés a pu être mise en évidence par des horizons superficiels plus conducteurs que les coulées de lave non saturées autour (Figure 2.16). Pour finir, les deux îles sont caractérisées par un fort contraste géoélectrique et hydrogéologique entre les versants au-vent et sous-le-vent. L'AEM a ainsi permis de montrer l'impact sur les aquifères mais aussi sur l'altération des contrastes pluviométriques.

L'île de Mayotte a été construite par la succession de nombreuses phases éruptives. La géophysique héliportée a été utilisée pour définir des unités hydrogéologiques afin de comprendre les circulations souterraines [VITTECOQ et al., 2014]. La réponse géoélectrique n'étant pas univoque, les données AEM ont été confrontées à des logs géologiques de forage et des essais de pompage pour définir les correspondances entre (i) des intervalles de résistivité, (ii) les lithologies et (ii) les transmissivités. Il ressort que plus les formations sont anciennes, plus leurs résistivités et leurs propriétés hydrodynamiques sont faibles (Figure 2.17). La complexité du milieu ainsi que l'évolution des transmissivités en fonction de l'âge des formations permettent la mise en place d'aquifères multicouches plus ou moins connectés. De plus, les formations pyroclastiques semblent être plus rapidement altérées que les coulées de lave. L'utilisation des données AEM a permis de mettre en évidence les structures géologiques à l'échelle de l'île et le rôle des différentes unités hydrogéologiques.

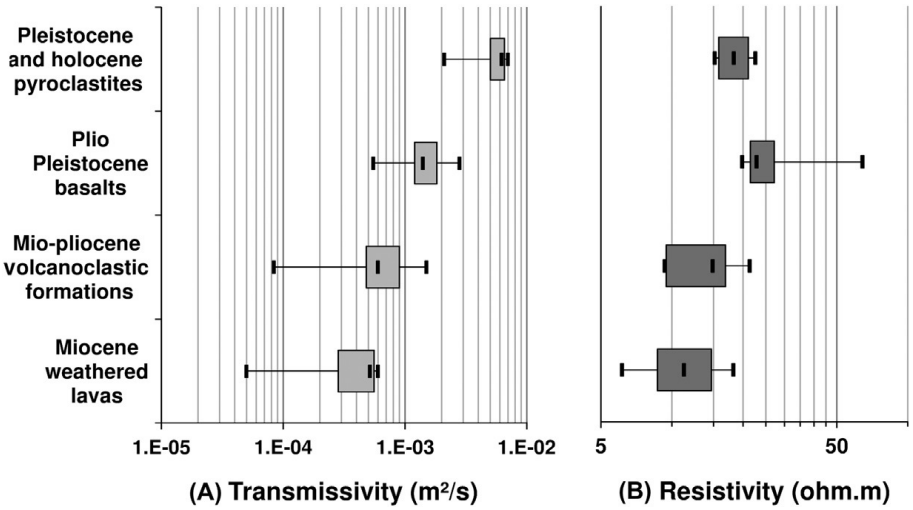


FIGURE 2.17 – Confrontation des transmissivités et résistivités pour différentes phases éruptives sur l'île de Mayotte. La résistivité et la transmissivité décroient avec l'âge des formations volcaniques [VITTECOQ et al., 2014].

2.2.1.4 Étude de l'intrusion saline

La contamination des aquifères côtiers par l'océan provoque une augmentation de la minéralisation et donc une diminution drastique de la résistivité électrique [ARCHIE, 1942]. L'AEM permet donc de cartographier efficacement et sur de grandes étendues les variations de minéralisation des aquifères [VIEZZOLI et al., 2012] et la géométrie de l'interface de l'intrusion saline [SCHAMPER et al., 2013b]. En effet, les milieux conducteurs

sont favorables à l'induction des courants de Foucault nécessaires aux mesures TDEM. De surcroit, l'AEM permet d'acquérir des données en continu de la zone côtière jusqu'au dessus de l'océan. Cette continuité permet de mieux appréhender les géométries de l'intrusion saline [VIEZZOLI et al., 2010], mais aussi d'imager des structures géologiques dans des secteurs contaminés par l'eau salée [KIRKEGAARD et al., 2011; VITTECOQ et al., 2015].

Les variations de résistivité peuvent aussi être transformées en information sur la salinité de l'eau et même sur la concentration en sel de l'eau souterraine. La loi d'Archie et ses dérivées peuvent être utilisées mais ces équations peuvent être biaisées par un fort taux d'argiles ou des variations verticales de porosité [LEY-COOPER et al., 2008]. L'utilisation d'analyse chimique et de log de conductivité de l'eau peuvent être utilisés pour définir une régression entre les résistivités AEM et la salinité de l'eau ([I.C. MULLEN et al., 2007] - Figure 2.18). Pour finir une analyse manuelle des données de conductivité et des résistivités peut être mise en place dans les secteurs les plus hétérogènes. Ces trois méthodes ont été analysées et comparées par I. MULLEN et al. [2007].

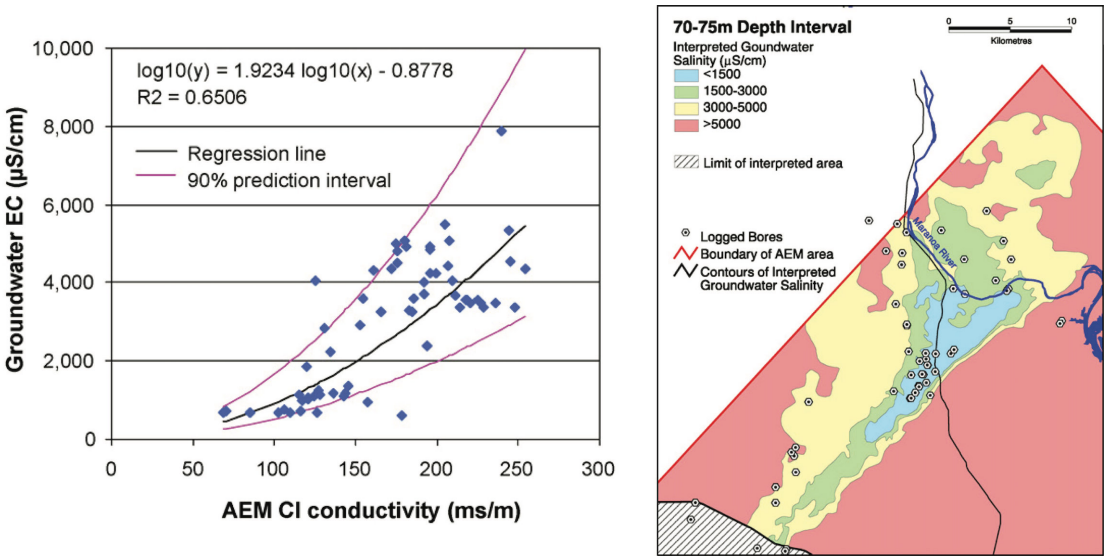


FIGURE 2.18 – Relation linéaire entre la conductivité de l'eau et la résistivité AEM (gauche) et cartographie de la salinité de l'eau souterraine (droite) [I. MULLEN et al., 2007].

2.2.2 Magnétisme héliporté

Le dispositif SkyTEM mesure le champ magnétique terrestre durant l'off-time du moment fort. Le champ mesuré est contrôlé par deux composantes, une externe et une interne. La première est liée à l'**activité solaire** et l'interaction entre les vents solaires et la haute atmosphère de la Terre. Elle est caractérisée par des variations temporelles rapides et imprévisibles dites diurnes. La seconde composante est principalement induite par un **effet dynamo dans le noyau terrestre** qui varie lentement dans le temps (elle est dite "séculaire"). Elle est variable à la fois en orientation et en amplitude. Pour analyser ses variations temporelles, le champ géomagnétique est modélisé à l'échelle du globe à partir des données d'observatoires magnétiques et de satellites. Ces modèles, appelés International Geomagnetic Reference Field (IGRF), fournissent la valeur du champ magnétique terrestre en tout point du globe. Ils sont recalculés chaque année pour analyser

les variations séculaires de la composante interne.

La composante interne, principalement induite par l'effet dynamo, est la superposition de deux champs avec un premier **champ régulier (ou normal)** dont la source est localisée au niveau du noyau terrestre. Correspondant à l'IGRF, elle est caractérisé par une intensité de l'ordre de quelques dizaines de milliers de nanoteslas (nT) et de longueur d'onde supérieure à un millier de kilomètre. Le second champ correspond aux **anomalies magnétiques locales** induites par l'aimantation variable de la croûte terrestre. Leurs intensités peuvent atteindre quelques milliers de nanoteslas et leurs longueurs d'ondes est généralement inférieures à une centaine de kilomètres. Ce sont ces variations d'aimantation qui nous intéressent dans l'interprétation des données magnétiques de géophysique héliportée. Correctement analysées, elles permettent de compléter et de renforcer l'interprétation des données AEM. Le présent état de l'art se focalise sur les traitements des mesures magnétiques pour obtenir la cartographie des anomalies magnétiques ainsi qu'à leur exploitation. Pour plus de détails sur les principes physiques le lecteur peut se référer au livre de TELFORD et al. [1990] ou à la thèse de GAILLER [2010] qui détaille aussi le contexte magnétique du Bassin des Mascareignes.

2.2.2.1 Traitements du magnétisme

Pour obtenir une cartographie des anomalies magnétiques locales, les mesures héliportées doivent être traitées afin de s'affranchir de la composante externe, du champ régulier, des bruits anthropiques et des artéfacts dus à l'acquisition héliportée [MARTELET et al., 2014] :

- D'abord, trois types de filtre sont appliqués aux données magnétiques héliportées : (i) le ré-échantillonage des données de 50 à 10 Hz pour limiter l'impact du bruit anthropique, (ii) un traitement manuel du bruit pour supprimer les spikes [2] et les données erronées et (iii) un filtre spline bi-cubique pour interpoler les données non acquises pendant les mesures EM et ainsi obtenir une couverture continue sur l'ensemble du territoire.
- Ensuite, le modèle IGRF est utilisé pour retirer le champ régulier des données mesurées.
- Lors des campagnes de géophysique héliportée, des stations magnétiques au sol mesurent en continue le champ magnétique total. Ces données subissent les mêmes traitements pour corriger les bruits anthropiques et le champ régulier. Ensuite, elles sont utilisées pour corriger les variations diurnes des mesures magnétiques de la campagne.
- Enfin, les mesures magnétiques héliportées sont impactées par la direction de vol durant l'acquisition. Ces effets sont corrigés à l'aide de tests qui déterminent l'écart du champ magnétique mesuré en fonction des quatre directions de vol dans une zone à faible gradient magnétique (*i.e.* au dessus de l'océan).

Grâce à l'ensemble des traitements présentés ci-dessus, on obtient le champ magnétique résiduel, Resisdual Magnetic Field (RMF). Il est uniquement contrôlé par les variations d'aimantation des roches de la croûte terrestre. Pour comprendre ces variations, il est nécessaire de connaître l'origine des anomalies magnétiques.

2. Les spikes sont des pics de bruit magnétique.

2.2.2.2 Les anomalies magnétiques

Le RMF intègre les aimantations totales des différentes formations de la croûte terrestre. Celles-ci peuvent varier d'intensité et/ou de direction. L'aimantation totale apparente d'une roche est la somme de l'**aimantation induite** (M_i)et de l'**aimantation naturelle rémanente** (NRM) de celle-ci. Alors que la première est liée à la magnétisation des roches par le champ magnétique terrestre actuel, la seconde est héritée de la magnétisation des formations durant leur mise en place. Le rapport de Koenigsberger (Q) permet d'estimer la prédominance d'une aimantation sur l'autre (Q = NRM / M_i).

L'aimantation induite des roches est le produit du champ magnétique terrestre local par la susceptibilité magnétique. Cette dernière correspond à la capacité d'aimantation d'une roche en présence d'un champ magnétique. Elle dépend principalement (i) du volume de magnétite qu'elle contient, (ii) de la composition chimique des roches et de leurs minéraux (notamment leur teneur en fer) et (iii) l'orientation et l'intensité du champ magnétique en fonction de la localisation de la roche dans la croute terrestre. De fait, les processus d'altération et d'érosion modifieront la susceptibilité magnétique des roches. En fonction de leur composition, les formations géologiques peuvent être réparties en trois catégories en fonction de leur susceptibilité magnétique :

- ***les minéraux diamagnétiques*** ont une aimantation induite de faible intensité qui est opposée au champ magnétique. Par exemple, le quartz et les feldspaths sont caractérisés par cette susceptibilité magnétique négative qui les rend généralement invisibles pour les campagnes de magnétisme héliporté.
- ***les minéraux paramagnétiques*** sont caractérisés par une faible susceptibilité magnétique positive. Une grande majorité de minéraux sont paramagnétiques comme le pyroxène et l'amphibole.
- ***les minéraux ferromagnétiques*** ont des signatures magnétiques importantes dues à leur forte valeur de susceptibilité magnétique positive. Les minéraux les plus caractéristiques sont la magnétite, la pyrrhotite et la titanomagnétite. Par contre, ces minéraux sont généralement porteurs d'aimantation rémanente.

L'aimantation rémanente est la somme de différentes aimantations héritées lors de la mise en place des formations (*e.g.* orientation de l'aimantation). En milieu volcanique, la principale composante est l'aimantation thermorémanente acquise lors du refroidissement des roches. Elle est caractérisée par une forte intensité et une orientation correspondant à celle du champ magnétique ambiant lors de la mise en place. Mais surtout l'aimantation rémanente est stable au cour du temps malgré les processus d'altération. Cet effet de rémanence est principalement produit par les minéraux riches en fer comme la magnétite et la titanomagnétite.

2.2.2.3 Opérateurs magnétiques

L'aspect d'une anomalie, induite ou rémanente, dépend de la géométrie et l'aimantation du corps magnétique ainsi que de l'inclinaison et de la déclinaison du champ géomagnétique locale. Dans le cas général où une roche est plongée dans le champ magnétique principal de la Terre, non vertical, le champ magnétique induit dans cette roche est bipolaire, c'est-à-dire, caractérisé par une partie négative et positive dont le degré d'asymétrie dépend de l'orientation du corps et de l'orientation du champ terrestre. La fréquence entre la partie négative et positive de l'anomalie dépend de la profondeur de la source. Les hautes fréquences correspondent aux sources superficielles, alors que plus la

souce est profonde, plus la fréquence diminuera. Pour faciliter l'interprétation et accentuer certaines caractéristiques des anomalies magnétiques, plusieurs opérateurs peuvent être appliqués au RMF. Il s'agit de filtres mathématiques permettant de mettre en valeur les anomalies et extraire des informations préliminaires sur la localisation et la magnétisation des sources (Figure 2.19).

Réduction au Pole

La Réduction au Pole, usuellement appelée Réduction au pôle (RTP), est le premier opérateur généralement mis en œuvre sur les données magnétiques. L'opérateur RTP supprime la bipolarité des anomalies magnétiques, causée par des directions de magnétisation non verticales, en recalculant les d'anomalies magnétiques comme si celles-ci avaient été mesurées à l'aplomb du pôle magnétique, là où la direction du champ magnétique est verticale.

Il en résulte que, sur la carte, le maxima de l'anomalie magnétique réduite au pôle est situé à l'aplomb de sa source à condition que l'aimantation des corps soit de nature induite (Figure 2.19). Ce traitement simplifie donc la forme de l'anomalie magnétique et en facilite son interprétation [BAPTISTE, 2016; NABIGHIAN, 1972].

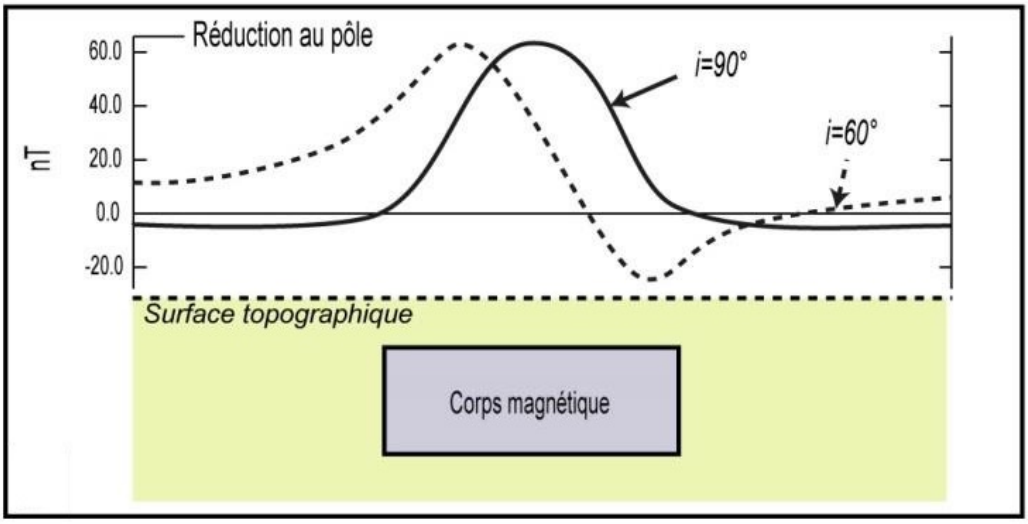


FIGURE 2.19 – Réponses théoriques d'une anomalie magnétique avant (en pointillé) et après (en trait plein) l'application d'une réduction au pôle ([BAPTISTE, 2016] d'après [NABIGHIAN, 1972]).

Prolongement

Les données héliportées sont mesurées à une altitude donnée (entre 40 et 70 m) intégrant un ensemble de longueur d'onde. Plus l'altitude de mesure est basse (réelle ou relative), plus celle-ci intègre de longueurs d'onde. Les acquisitions magnétiques à haute altitude (*e.g.* 3 500 m - [GAILLER, 2010]), ne mesurent que les grandes longueurs d'ondes. L'opérateur de prolongement permet d'augmenter ou diminuer l'altitude d'acquisition relative des données magnétiques afin d'accentuer ou d'atténuer l'importance dans le signal des faibles longueurs d'ondes. En revanche, plus les courtes longueurs d'ondes sont accentuées (*i.e.* prolongement vers le bas), plus le signal pourra être bruité.

2.3 La Réunion - deux volcans insulaires

L'île de La Réunion est située dans l'Océan Indien, 750 km à l'Est de Madagascar et 170 km au Sud-Ouest de l'île Maurice à la pointe sud de l'archipel des Mascareignes (Figure 2.20). L'île de 2 500 km² environ abrite une population de plus de 850 000 habitants. La population a doublé en cinquante ans [INSEE, 2016]. Additionnée à l'augmentation du tourisme et des activités industrielles et agricoles, la pression anthropique sur la ressource en eau douce est un enjeu majeur. Malgré des records mondiaux d'intensité pluviométrique, la gestion de l'eau souterraine est problématique et certaines zones de l'île souffrent de pénurie durant l'hiver austral (*i.e.* période sèche). Pour comprendre les enjeux liés à l'eau souterraine à La Réunion, il est primordial de présenter la géologie variée des deux volcans et le régime climatique avant de présenter les caractéristiques hydrogéologiques principales de l'île.

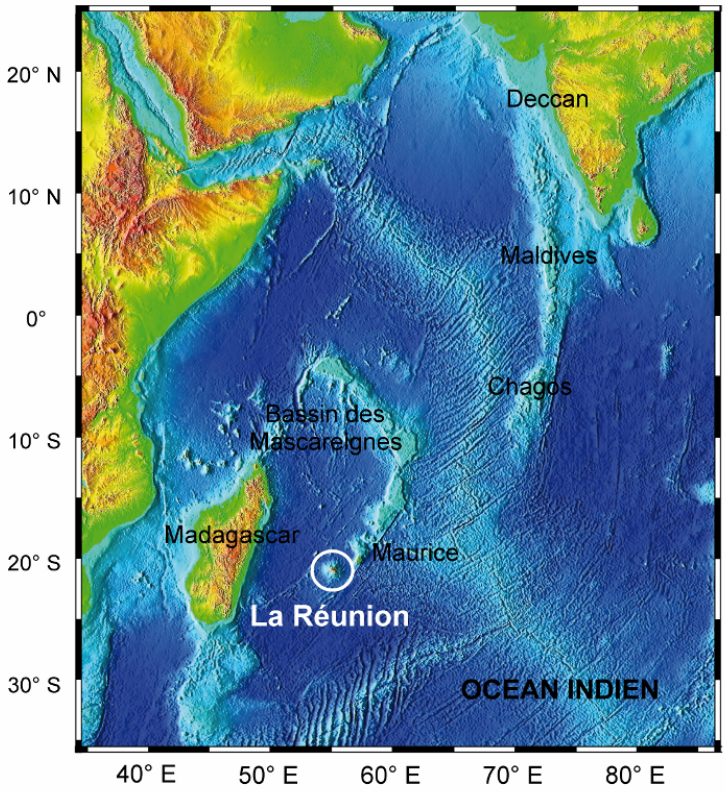


FIGURE 2.20 – Carte de l'Océan Indien centrée sur le bassin des Mascareignes [GAILLER, 2010].

2.3.1 Une histoire de Pitons

La géologie de La Réunion constitue un paramètre de contrôle significatif de l'hydrogéologie. Il est donc primordial de comprendre les différentes formations constituant les massifs volcaniques de l'île (Figure 2.21). L'approche proposée pour comprendre le volcanisme réunionnais est la suivante : présenter les processus de création de l'île au travers de son histoire volcanique et enfin décrire les structures majeures présentes sur l'île.

2.3.1.1 Contexte du volcanisme réunionnais

L'activité initiale du point chaud est observée en Inde de l'ouest, dans la région du Deccan, il y a 65 Ma environ. Grâce au déplacement de la plaque indienne et africaine, le point chaud a généré les reliefs volcaniques de la ride de Chagos-Maldives-Laccadive (50 à 60 Ma), le plateau des Mascareignes (40 à 30 Ma), Maurice (8 à 7 Ma) et La Réunion (5 Ma). L'alignement (Figure 2.22) de l'ensemble de ces formations volcaniques a été modifié par l'ouverture de la dorsale centrale-indienne, ce qui remet en question l'association du volcanisme des Mascareignes avec les trapps du Deccan par certains auteurs.

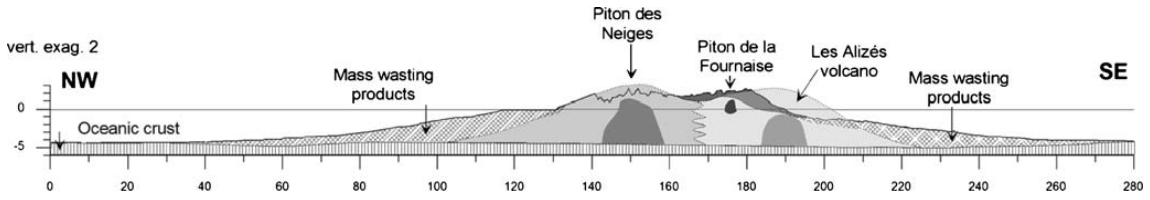


FIGURE 2.21 – Structure interne des trois principaux édifices volcaniques de La Réunion [OEHLER et al., 2008].

Le complexe volcanique récent de type point chaud de La Réunion (« Hot Spot ») est apparu il y a environ 5 millions d'années et représente actuellement un massif de 7000 m de haut par rapport au plancher océanique, avec un diamètre moyen de 240 km. En effet, la partie émergée n'est qu'une faible portion de l'ensemble de l'édifice volcanique réunionnais (environ 3%). Avec l'Ile Maurice et la ride des Mascareignes, elles forment un alignement volcanique asismique associé au fonctionnement d'un point chaud asthénosphérique (Figure 2.22).

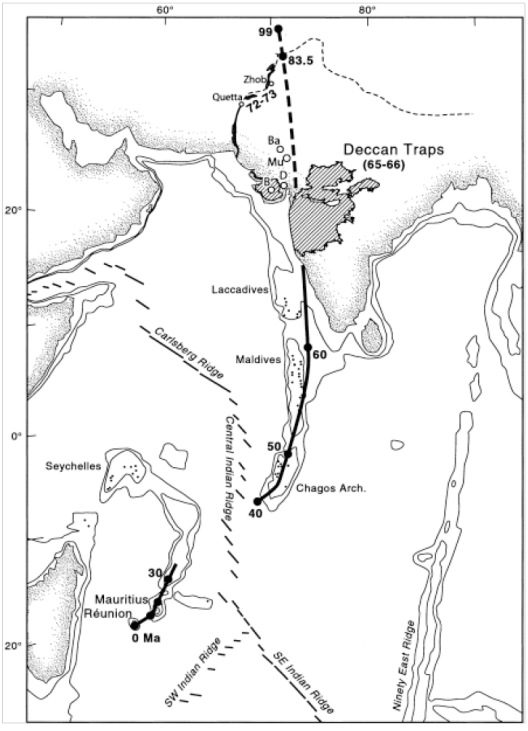


FIGURE 2.22 – Alignements volcaniques associés à l'activité du point chaud de La Réunion. Âges en millions d'années, Ma [MAHONEY et al., 2002].

La Réunion a longtemps été considérée comme un système binaire composée de deux volcans (Figure 2.25) : le Piton des Neiges (PdN) (altitude de 3069 m) et le Piton de la Fournaise (PdF) (altitude de 2630 m). Mais la présence d'anciens volcans au cœur de l'île a récemment été mise en évidence par des méthodes géophysiques [GAILLER, 2010 ; LÉNAT et al., 2012]. Ces édifices ont été appelés le volcan des Alizées (ou Proto-Fournaise) et le volcan de Takamaka.

2.3.1.2 Phases éruptives du Piton des Neiges

L'activité éruptive du PdN est étudiée depuis une cinquantaine d'années par de nombreux auteurs qui ont défini différentes chronostratigraphies [BILLARD et al., 1974 ; CHEVALIER, 1979 ; GILLOT et al., 1982 ; HAURIE, 1987 ; KLUSKA, 1997 ; MCDOUGALL, 1971 ; ROCHER, 1988 ; UPTON et al., 1965]. Dans le cadre des travaux de la présente thèse, la chronotrastigraphie de KLUSKA [1997] modifiée par SALVANY [2009] est utilisée comme référence pour le PdN. Elle divise l'activité volcanique en trois grandes périodes.

Volcan bouclier [>2.1-0.45 Ma]

Postérieure à l'émergence de l'île, il s'agit de l'édification du volcan bouclier avec des produits volcaniques basiques (océanites, basaltes à olivine etc...). Ce stade est classiquement subdivisé en deux périodes majeures :

- Massif de La Montagne - LM [> 1.8 Ma] : ce sont les formations les plus anciennes du volcans. Ces coulées basiques se retrouvent uniquement sur le massif de La Montagne au nord de l'île.

- Océanites anciennes - Phase I [> 1.4-0.95 Ma] : ces océanites anciennes sont retrouvées dans les ravines des trois cirques du PdN, elles sont génralement appelées conglomérats de cirque [MCDOUGALL, 1971], formations de phase I [BILLARD et al., 1974], ou brèches primitives [CHEVALIER, 1979]. L'ensemble est défini comme massivement bréchifié, altéré, zéolithisés et hydrothermalisé [FEVRE, 2005].

- Océanites récentes - Phase II [0.95-0.45 Ma] : la limite entre les océanites anciennes et récentes est définie par une limite pétrographique (zéolithe, serpentine et chlorite) ou par une discontinuité liée à l'érosion. Les océanites récentes correspondent à une longue période effusive successivement appelée phase II [BILLARD et al., 1974] ou série du bouclier primitif [CHEVALIER, 1979]. Principale phase de construction du volcan bouclier, elle est constituée d'un empilement de centaines de mètres de coulées d'océanites et de basaltes à olivine peu affectées par l'altération hydrothermale.

Stade intermédiaire [0.45-0.35 Ma]

Principalement caractérisée par une faible activité volcanique et une érosion sur l'ensemble du Massif, il s'agit aussi d'une phase de transition entre l'activité basique de départ et l'acidification progressive des produits du PdN.

Strato-volcan - Phase III [0.35-0.18 Ma]

La reprise de l'activité commence par l'édification du strato-volcan jusqu'à 3 700 m d'altitude [SALVANY et al., 2012] principalement constitué de roches « pintades »[3] et d'hawaïtes, la construction de ce volcan s'arrête avec une éruption pyroclastique il y à 180 ka (éruption de la « dalle soudée »). L'édification du strato-volcan correspond à la phase III de BILLARD et al. [1974].

Dernière activité - Phase IV [0.18-0.029 Ma]

Il s'ensuit une période calme (180 – 140 ka) avec des éruptions explosives sporadiques durant laquelle se forme les paléo-cirques de Bélouve / Bébour sur le flanc Est du volcan [LACQUEMENT et al., 2008]. La reprise de l'activité volcanique est marquée par une activité explosive qui recouvre le fond de ces dépressions par d'importants dépôts d'ignimbrites [ROCHER et al., 1989]. Les dépressions sont ensuite remplies durant la dernière période d'activité différenciée du PdN (*i.e.* phase IV de BILLARD et al. [1974]), entre 140 et 29 ka, avec la mise en place de mugéarites, commendites et trachyte. A partir de 70 ka, l'activité devient de nouveau irrégulière et les trois cirques actuels (Salazie, Mafate et Cilaos) commencent leur formation (grâce à l'action des glissements de terrain, des avalanches de débris et de l'érosion). Le PdN est considéré comme endormi depuis environ 29 000 ans.

2.3.1.3 Phases éruptives du Piton de la Fournaise

Apparu il y a au moins 430 ka, le PdF est encore dans sa phase de construction du bouclier [MERLE et al., 2010]. Il repose à l'ouest sur le flanc est du PdN mais aussi au Nord Est d'un ancien volcan appelé le volcan des Alizés (Figure 2.22). Le volcan des Alizés, contemporain au Piton des Neiges, a subi une forte érosion ainsi que des avalanches de débris avant d'être recouvert par le PdF [LÉNAT et al., 2012]. Des affleurements sont visibles à la base des canyons présents dans le massif de la Fournaise (Rivière des Remparts, de l'Est et Langevin). Ces affleurements sont constitués de roches pintades et de lave différenciées présentes à une altitude de 1000 à 1200 m. Non cohérentes avec les laves du PdF, elles ont donc été associées à l'ancien volcan des Alizés [SMIETANA et al., 2010].

L'activité du PdF se divise en deux phases d'activités basiques majeures (mise en place d'océanites et de basaltes à olivine) en fonction du centre éruptif.

Bouclier ancien
Les premières phases éruptives du PdF ont permis la formation du bouclier ancien avec un centre éruptif localisé à l'emplacement actuel de la plaine des Sables.

- Série ancienne [430 – 290 ka] : les premières formations du PdF sont constituées de basaltes à olivine et océanites jusqu'à la caldeira des Remparts il y a 290 ka.
- Série du Volcan Mahavel [290 – 150 ka] : cette série commence par un épisode érosif de 290 à 220 ka. Essentiellement composée de produits de remplissage qui sont des

3. hawaïte avec un faciès porphyrique à très grands cristaux automorphes de plagioclases représentant jusqu'à 50 % du volume de la lave. Anciennement, elles ont été utilisées comme repère stratigraphique [NEHLIG et al., 2005]

coulées à forts pendages avec une forte abondance de produits scoriacés. La majorité des affleurements est présent dans le Bras de Mahavel. La phase d'édification s'arrête par une caldeira majeure de « Morne Langevin » il y 150 ka.

Bouclier récent
Par la suite, l'édification du bouclier récent a suivi le déplacement du centre éruptif vers l'est de la plaine des sables vers les deux cratères actuels : le Bory (2 632 m) et le Dolomieu (2 525 m) (Figure 2.25). Ce déplacement est associé à la formation de différentes caldeiras. L'ensemble des dépôts du bouclier récent est caractérisé par des laves à olivines se mettant en place dans les effondrements. L'activité du bouclier récent se divise en trois phases (*i.e.* phases II, III et IV) [BACHELERY et al., 1990].

- **Série des Remparts** ou phase II [150 – 65 ka] : les coulées de basalte à olivine présentent par endroit des microcristaux de plagioclase ainsi que de très faibles pendages qui traduisent des épisodes de remplissage.
- **Série de la Plaine des Sables** ou phase III [65 – 5 ka] : elle est composée majoritairement par des formations volcaniques tabulaires au niveau des remparts qui vont remplir la caldeira dite de « la Plaine des Sables » apparu il y a 65 ka [MAIRINE et al., 1997]. La phase d'édification s'arrête par la formation de la caldeira de l'Enclos Fouqué il y a 5 ka.
- **Série volcanique subactuelle** [< 5 ka] : la majorité des dépôts sont cloisonnés dans l'Enclos, uniquement les éruptions décennales profitent de zones de faiblesses dans le massif volcanique pour produire des coulées hors de l'Enclos.

2.3.1.4 Structures géologiques

Les systèmes hydrogéologiques sont contrôlés non seulement par la géologie mais aussi par les structures régionales et locales. Elles créent des discontinuités géologiques pouvant impacter les écoulements souterrains. Celles-ci peuvent se traduire comme des murs ou au contraire des drains. Il est donc important de lister les différentes structures régionales et de plus petite échelle présentes sur l'île.

Les différentes structures régionales connues ou supposées à La Réunion sont :

- ***Les « rifts zones »*** : lors de l'édification d'un volcan, le magma suit des axes préférentiels d'ascension dans lesquels il refroidit à la fin des éruptions créant des intrusions magmatiques. La mise en place de ces intrusions crée une zone de forte fissuration déstabilisant le massif volcanique. Ces structures sont visibles dans le paysage par des grandes rides ou crêtes allongées pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres comme la rift zone Nord 120 qui traverse le PdN jusqu'au secteur des plaines.
- ***Les caldeiras*** : il s'agit de grands phénomènes structurant l'île et se produisant lors de l'effondrement de chambres magmatiques vidées durant une éruption ou par des avalanches de débris (comme pour le Mont St Helens en 1980). Les bords internes subverticaux sont taillés dans un empilement de coulées de lave ou de produits pyroclastiques. A l'échelle de l'île, un certains nombres de caldeiras ont pu être identifiées, plus particulièrement au niveau du PdF avec les caldeiras des Remparts, de la Plaine des Sables et l'Enclos Foucquet.
- ***Les avalanches de débris*** : elles sont caractérisées par l'effondrement/glissement d'une grande partie d'un édifice volcanique suite à la soudaine déstabilisation gravitaire d'une partie de l'édifice [OEHLER et al., 2008]. Il s'agit de phénomènes très importants avec le déplacement de km³ de roches au pied du volcan et dans

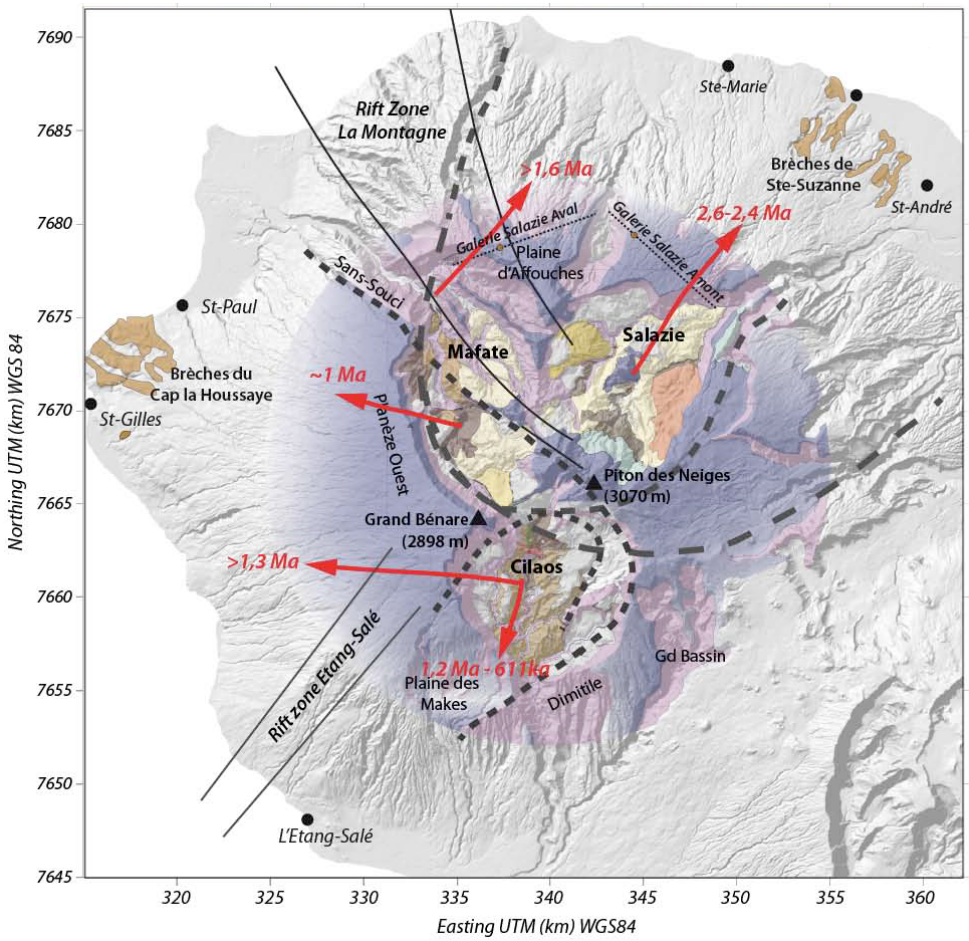


FIGURE 2.23 – Carte du Piton des Neiges avec les cicatrices d'avalanche de débris (pointillés), les directions et âges (en rouge) des 5 déstabilisations majeures ayant affectés le volcan [CHAPUT, 2013]. Les affleurements de brèches d'avalanche ainsi que les deux principales rifts zones du PdN sont représentées.

l'océan. Plusieurs évènements de grandes ampleurs ont été identifiés sur le PdN (Figure 2.23).

– ***Les cirques*** : souvent apparentés à des caldeiras, leur formation est plus complexe. Aussi liée à l'érosion et/ou aux avalanches de débris, elle reste encore largement discutée. Actuellement trois cirques (Cilaos, Mafate, Salazie) et deux paléo-cirques (Bébour et Bélouve) sont présents sur le massif du PdN (Figure 2.23). Les paléo-cirques ont été recouverts par les dernières phases d'activité du PdN, alors que les cirques actuels sont apparus durant la dernière l'activité volcanique. Le fond des cirques est principalement composé de brèches, basaltes des séries océaniques ainsi que d'anciennes chambres magmatiques refroidies [CHAPUT, 2013 ; LACQUEMENT et al., 2008].

– **Les remparts et grande ravine** : leurs origines sont diverses, ces importantes falaises pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de hauts incises profondément les deux volcans de La Réunion. Ces structures sont le fruit d'une importante érosion favorisée par un climat et une géologie particulière [FEVRE, 2005]. Elles ont de fortes implications sur le ruissellement mais ainsi que sur les limites des aquifères.

2.3.2 Climat

Situé dans le sud-ouest de l'Océan Indien, le climat de La Réunion est intertropical humide. L'année y est divisée en deux saisons distinctes :

- L'été austral : chaud et humide qui s'étend de décembre à mai ;
- L'hiver austral : de juin à novembre, le climat est plus frais (en moyenne, 5 à 6°C de moins que durant l'été austral) et moins humide.

Hors de cette saisonnalité, trois phénomènes contrôlent le climat de La Réunion :

Le régime des alizées d'orientation Est/Sud-est Ouest/Nord-ouest, les alizées sont réguliers durant l'hiver et leur puissance ainsi que leurs régularités baissent en été australe.

Les systèmes tropicaux allant de la simple dépression au cyclone selon leur intensité. La saison des cyclones dure de mi-décembre à fin avril. Ces épisodes exceptionnels se forment dans l'Océan Indien pour atteindre La Réunion par l'Ouest selon différentes trajectoires. Ces dépressions engendrent des vents violents (pouvant dépasser 250 km/h) et des pluies diluviennes (dépassant les 1 m en 24h).

La morphologie de l'île dont les deux massifs volcaniques dépassent les 2 500 m d'altitude. Lorsque les masses d'air chaud (chargées en humidité) arrivent sur la Réunion, elles s'élèvent en suivant la topographie. En gagnant de l'altitude, ces masses d'air se refroidissent implicant de fortes précipitations sur les versants au vent. De l'autre côté du massif, les masses d'eau redescendent vers le niveau marin et se réchauffent. L'effet orographique crée donc un régime pluviométrique très différent selon les secteurs au vent et sous-le-vent.

La pluviométrie est fortement impactée par ces trois facteurs. Durant la majorité de l'année, les alizées provoquent un gradient sur l'ensemble de l'île. Durant les épisodes cycloniques, les pluies diluviennes représentent plus de la moitié de la moyenne annuelle avec un gradient plus orienté Est-Ouest. La combinaison de ces deux régimes de pluviométrie crée une répartition nette selon l'axe St-Denis/Le Tampon (Figure 2.24). Au-vent, les pluviométries sont réparties entre 3 et 12 m annuel (avec de nombreux records mondiaux d'intensité). Alors que sous-le-vent, la moyenne annuelle ne dépasse pas les 2 m.

Concernant les températures, les dépressions tropicales n'ont que peu d'impacts à l'échelle annuelle (épisodes rapides). Légèrement influencées par le régime des alizées (-1 à 2°C sur les versants au vent par rapport au versant sous le vent), les températures sont majoritairement contrôlées par l'altitude avec un gradient thermique variant entre 0.6 et 0.85°C pour 100 m. Ainsi, les températures moyennes au niveau de l'océan sont entre 24°C en septembre et 29°C en mars alors que la moyenne annuelle est de 12°C au-dessus de 2000 m (les variations saisonnières sont faibles en altitude).

2.3.3 L'hydrogéologie réunionnaise

Les études hydrogéologiques à la Réunion bénéficient de la présence de nombreux ouvrages d'exploitations (*i.e.* forages, puits) et chroniques de données hydrogéologiques. De plus, l'importante érosion des massifs permet l'accès aux formations anciennes et à des sources alimentées par des circulations profondes. Ainsi, et grâce aux efforts de

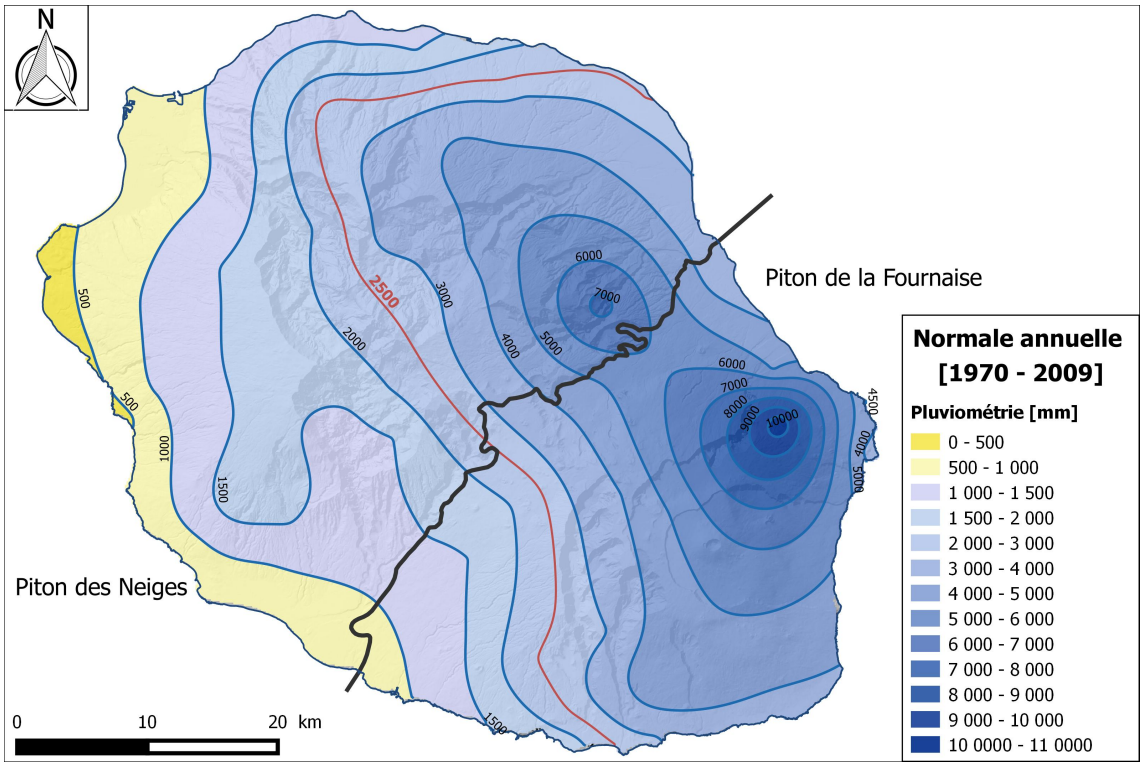


FIGURE 2.24 – Carte des normales pluviométriques annuelles à La Réunion pour les années 1970 - 2009, données de Météo France. La limite entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise est délimité par une ligne noire.

recherches scientifiques de plusieurs universités et d'instituts de recherche, de nombreuses problématiques hydrogéologiques ont été étudiées sur le territoire réunionnais. Cette section tend à résumer les résultats hydrogéologiques majeurs afin de donner les clés de compréhension de la répartition et du fonctionnement des aquifères réunionnais. Ils sont séparés selon trois problématiques : (i) les secteurs volcaniques (*i.e.* versants du PdN et le massif du PdF), (ii) l'intrusion saline à La Réunion et (iii) les cirques.

Avant toute chose, et ce pour faciliter la compréhension des spécificités hydrogéologiques réunionnaises, il est nécessaire de présenter et localiser les secteurs d'intérêts. Ainsi, les centres éruptifs, les principales rivières et les secteurs importants pour la compréhension du manuscrit ont été localisés sur la Figure 2.25 et sont présentés ci-dessous.

CENTRES ÉRUPTIFS

PN. Sommet et cœur du Piton des Neiges.

PF. Le cratère Dolomieu, localisé au centre de l'Enclos-Fouqué, est le centre éruptif actuel du Piton de la Fournaise. Le secteur récent du Piton de la Fournaise, délimité par les Rivière des Remparts et de l'Est, peut aussi être appelé le volcan du fait de son activité actuelle.

RIVIÈRES MAJEURES

A. B. et C. La Rivière des Galets, du Mât et St-Étienne drainent respectivement les cirques de Mafate, Salazie et Cilaos. Ces trois rivières pérennes sont les plus importantes

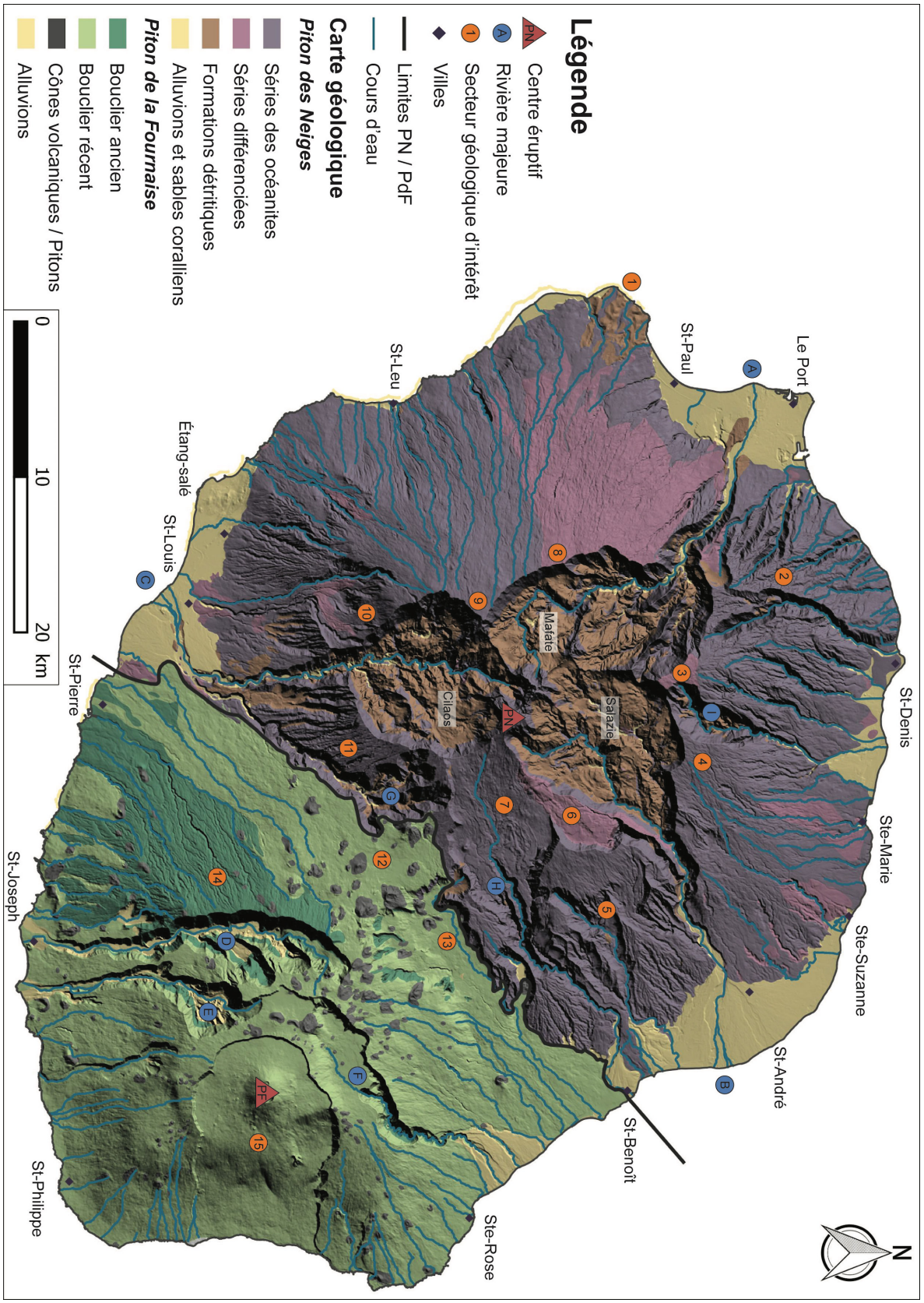


FIGURE 2.25 – Carte géologique de La Réunion, modifiée à partir de [BRGM & LGSR, 2006]. Les centre éruptifs, rivières majeures et sites d'intérêts géologiques sont présentés dans la Section 2.3.3.

du massif Piton des Neiges. Leur exutoire est caractérisé par d'importants cônes alluviaux.

D. E. et F. Les trois rivières principales du PdF se situent sur des limites structurales de caldeira. La première, Rivière des Remparts (D.) est creusée à la limite du bouclier ancien du PdF suite au premier effondrement du volcan. La Rivière Langevin (E.) correspond à la partie sud de la seconde caldeira du PdF alors que la Rivière de l'Est (F.) s'étend le long de la partie nord de celle-ci. BARCELO [1996] présente une analyse et des modélisations des régimes hydrologiques de ces rivières.

G. La Rivière du Bras de la Plaine s'étend au Sud de la limite ouest des deux volcans de La Réunion jusqu'à ce qu'elle rejoigne la rivière St-Étienne. Elle draine les eaux de la Plaine des Cafres et de l'Entre-deux.

H. La Rivière des Marsoins draine une partie des eaux du plateau de Bébour, mais aussi les massifs adjacents : Battoir Papangues, Ilet Patience, Massif du Cratère et Grand Étang.

I. La Rivière des Pluies se situe sur le versant nord du PdN entre la Plaine d'Affouches et la Plaine des Fougères.

SECTEURS GÉOLOGIQUES D'INTÉRÊT

1. Le Cap la Houssaye, site unique sur l'île, est caractérisé par l'affleurement de plusieurs formations de brèches d'avalanches de débris intercalées dans des coulées de lave [BACHELERY et al., 2003 ; FEVRE, 2005].

2. La Montagne est le massif le plus ancien de l'île présent à l'affleurement [QUIDELLEUR et al., 2010]. Il est composé de coulées de lave basiques, dépassant les 2 Ma, fortement altérées.

3. 4. La Plaine d'Affouches et la Plaine des Fougères sont les deux planèzes résultants de la division du versant nord du PdN par la Rivière des Pluies (I.).

5. Les Massifs de l'Est sont caractérisés par une grande diversité géologique avec la présence de massifs anciens (*e.g.* Battoir Papangues) et de remplissages récents (*e.g.* Plateau de Bébour). SALVANY et al. [2012] décrit l'histoire ainsi que la structuration géologique de ce secteur. Cette spécificité géologique est induite par les pluviométries records de ce secteur qui accentuent fortement les processus d'érosion et d'altération des formations volcaniques complexifiant la compréhension des circulations souterraines dans ce secteur [AUNAY et al., 2009 ; AUNAY et al., 2012a].

6. et 7. Les plateaux de Bélouve et de Bébour correspondent respectivement au remplissage des paléo-cirques de Salazie et des Marsoins par les dernières phases éruptives du PdN. Le remplissage est constitué d'un fond d'ignimbrites (180 ka) recouvert par des coulées de lave différenciées [ROCHER et al., 1989].

8. Le Maïdo et 9. le Grand Bénard forment la ligne de crête de la planèze ouest du PdN. Au pied du versant, à la verticale du Maïdo, les affleurements de brèches d'avalanche de débris aux formations du Cap la Houssaye [FEVRE, 2005]. Ces formations sont recouvertes

par 1 000 m d'empilement de coulées de lave différenciées (hawaïtes) recouverts par les pyroclastites de la dalle soudée.

10. Le paléo-cirque des Makes est situé à la limite entre les planèzes ouest et sud du PdN. Son éloignement de l'ancien centre éruptif a limité son remplissage par les dernières activités volcaniques du volcan.

11. L'Entre-deux et le Dimitile constituent la partie Est du versant sud du PdN.

12. La Plaine des Cafres et 13. la Plaine des Palmistes sont deux dépressions situées à la frontière entre les deux volcans de l'île. Ces paléo-morphologies ont été remplie par des coulées de lave récentes du PdF.

14. Le Bouclier ancien correspond aux premières formations du PdF.

15. L'Enclos Foucquet, caractérisé par sa forme de fer à cheval orienté vers l'Est, correspond à la cicatrice du dernier effondrement du PdF [MERLE et al., 2003]. La majorité des activités récentes (< 5 000 ans) du volcan est concentrée dans cette dépression.

Les secteurs volcaniques

Les secteurs volcaniques regroupent les versants externes du Piton des Neiges ainsi que l'ensemble du massif du Piton de la Fournaise. Malgré leur différence d'âge, leurs fonctionnements hydrogéologiques, à l'échelle des versants, semblent suivre les mêmes principes. En effet, ces zones sont caractérisées par l'empilement de coulées de lave de la mer jusqu'à plus de 2 000 m d'altitude. JOIN [1991] décrit leur fonctionnement hydrogéologique en altitude selon le modèle canarien. Grâce à des analyses chimiques, il définit trois types de source en fonction de leur signature hydrochimique (Figure 2.26). Le 1^{er} type est caractérisé par des circulations superficielles dans les profils d'altération météorique. Celles-si sont interceptées par des ravines, le régime de ces sources est marqué par d'importantes variations de débits liées à l'absence de réserve. Le 2^{nd} type est associé à des aquifères perchés qui reposent dans des paléo-vallées ou sur des paléo-sols qui procurent un contraste de perméabilité assez important pour le développement d'aquifères plus importants que ceux du 1^{er} type. Néanmoins, ils sont aussi caractérisés par des variations de débits pouvant être importantes selon leurs extensions latérales. Le $3^{ème}$ type représente les sources de l'aquifère de base. Largement exploité dans les zones côtières, il affleure dans les remparts des cirques ou des rivières majeures en altitude. Contrairement aux autres types, les sources alimentées par cet aquifère sont stables durant toute l'année avec une chimie marquée par de longs temps de séjour [JOIN et al., 2016].

L'aquifère de base, présent sur tout le pourtour de l'île, est un réservoir important largement exploité pour l'alimentation en eau. Outre dans la frange littorale, l'aquifère de base a été étudié sous la Plaine des Fougères (Figure 2.25 - 4) grâce au creusement d'une galerie de transfert des eaux [BRET et al., 2003]. AUNAY et al. [2010] distingue différents faciès hydrochimiques dans l'aquifère de base dont le gradient évolue avec l'altitude. Sur le littoral, le gradient est de l'ordre de quelques ‰ alors que les paléotopographies, le taux d'altération et les discontinuités verticales (*i.e.* intrusions volcaniques) augmentent

le gradient à quelques % sous la Plaine des Fougères. La présence d'intrusion volcanique semble compartimenter les coulées de lave en profondeur, limitant les circulations d'eaux profondes dont le profil chimique évolué est caractéristique de temps de séjour long. Au contraire, les eaux proches de la surface piézométrique (de l'aquifère de base) sont moins impactées et s'écoulent jusqu'à l'océan. Elles sont donc caractérisées par des faciès chimiques peu évolués. Cette compartimentation des eaux souterraines entraine une altération progressive des formations volcaniques saturées en profondeur [BRET et al., 2003].

Concernant le Piton de la Fournaise, VIOLETTE et al. [1997] met en évidence un aquifère de base reposant sur un substratum imperméable surmonté par des aquifères perchés de faibles extensions à partir de bilan hydrologique et de modélisation thermique. Toutefois, des mesures hydrogéologiques *in situ* ont démontré la diminution progressive des perméabilités en fonction de la profondeur [FOLIO, 2001 ; JOIN et al., 2005]. De plus, les effondrements successifs du volcan limitent les écoulements vers le Nord et favorisent le creusement de ravines profondes. Les résultats géophysiques complétés par des mesures de perméabilités *in-situ* ont permis de définir les géométries ainsi que les propriétés hydrauliques et géo-électriques des quatre unités du volcan :

- Unité I - Série ancienne - $K_I = 10^{-6}$ m·s^{-1} & $\rho_I < 10$ Ω·m
- Unité II - Série des Remparts - $K_I = 10^{-4}$ m·s^{-1} & $\rho_I < 100$ Ω·m
- Unité III - Série de la Plaine des Sables - $K_I = 10^{-2}$ m·s^{-1} & ρ_I de 100 à 900 Ω·m
- Unité IV - Série subactuelle - $K_I = 10^{-2}$ m·s^{-1} & ρ_I de 2000 à 10 000 Ω·m

Ces résultats ont permis de modéliser le fonctionnement de l'aquifère de base à l'échelle du massif [FOLIO, 2001 ; JOIN et al., 2005]. Le modèle décrit une augmentation importante de la piézométrie dans les terres jusqu'à 1 800 m d'altitude. Il se vidange principalement dans l'océan le long des côtes mais aussi par le biais d'importantes sources présentes dans les trois grandes rivières du volcan (Rivières des Remparts, Langevin et de l'Est - D, E et F - Figure 2.25). Il est imporant de noter que d'après ce modèle, aucun aquifère perché n'est localisé sur l'ensemble du bouclier récent du PdF.

Pour finir, plusieurs aquifères d'altitude de grande extension ont été localisés et étudiés à La Réunion. Le plus important s'étend sous les plateau de Bébour et Bélouve (Figure 2.25 - 6 et 7). Soutenus par les formations anciennes des paléo-cirques et les ignimbrites, cet aquifère alimente de nombreuses émergences dans les Cirques de Salazie et Cilaos mais aussi dans la rivière des Marsoins. Ensuite, les deux plaines (Figure 2.25 - 12 et 13) sont caractérisées par des morphologies de paléo-vallée. Leur substratum altéré soutient deux aquifères qui drainent les versants adjacents [AUNAY et al., 2012a]. À l'image des Makes (Figure 2.25 - 10), plusieurs secteurs sont caractérisés par des morphologies de paléo-cirques partiellement comblées par des formations récentes. Ces aquifères d'extensions plus faibles peuvent avoir un impact important sur la recharge de l'aquifère de base au niveau de la côte [PETIT et al., 2013b].

L'intrusion saline à La Réunion

L'intrusion saline a principalement été étudiée sur la côte ouest du Piton des Neiges. Ce secteur principalement constitué de formations anciennes (> 210 ka) est peu arrosé (entre 500 et 1 500 mm de pluie/an). Par ailleurs, ce secteur de l'île a connu un accroissement de la population et l'activité touristique durant les dernières décennies.

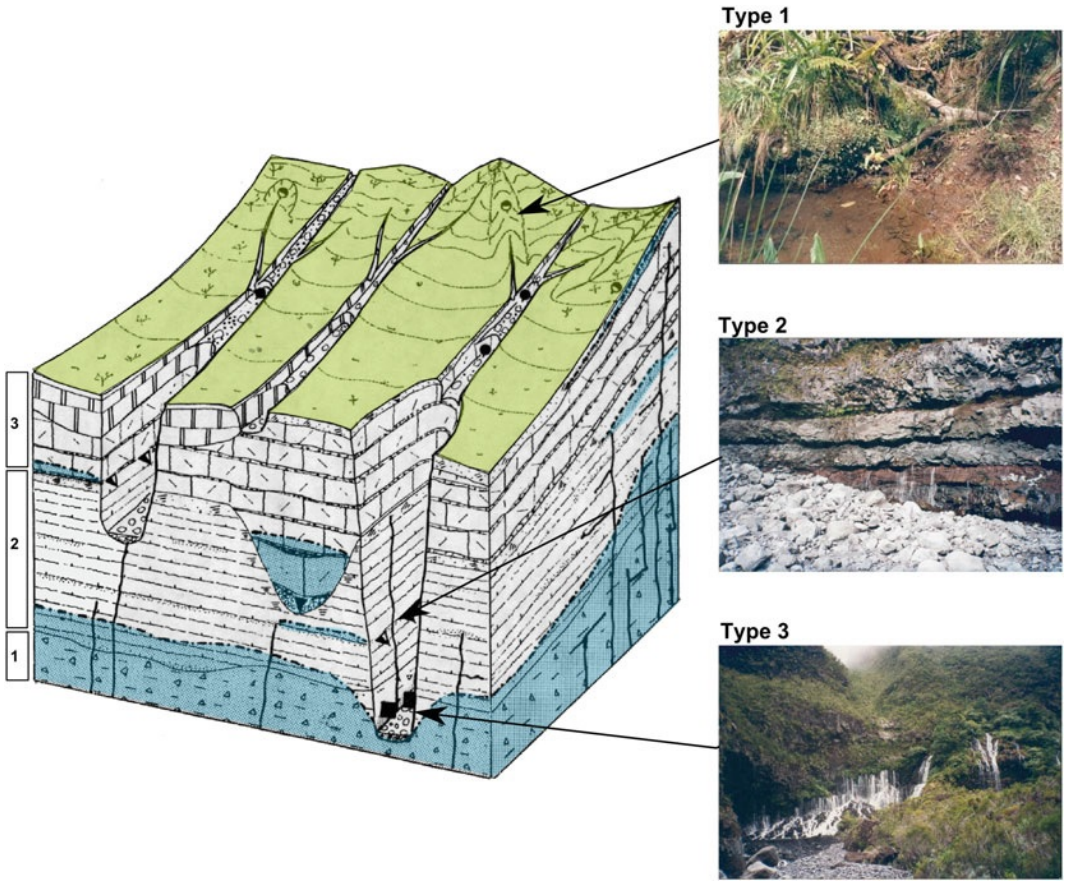


FIGURE 2.26 – Schéma conceptuel des trois types d'aquifères présents à La Réunion. Les sources de type 1 sont alimentées par les circulations superficielles. Les sources de type 2 sont soutenues par des aquifères perchés alors que le type 3 correspond aux sources de l'aquifère de base. Les formations géologiques sont classées du plus vieux (1) au plus récent (3) [JOIN, 1991 ; JOIN et al., 2016].

L'augmentation constante de la pression anthropique sur la ressource souterraine explique l'intérêt particulier pour ce secteur.

En premier lieu, JOIN [1991] a mis en évidence l'impact des formations détritiques (*i.e.* sables coralliens) sur l'équilibre eau douce / eau salée. Le recouvrement des coulées de lave volcaniques par des formations détritiques moins perméables aboutit à la mise en place d'un aquifère stratifié. Les deux aquifères sont séparés par des coulées de lave altérées au contact entre les deux formations. Ainsi, l'aquifère de base est protégé par la nappe des sables et le contact avec l'océan peut être repoussé de plusieurs km en mer selon l'extension des formations détritiques. L'intrusion saline dans ces aquifères étant contrôlée par la morphologie de la plage, du niveau marin et de ses variations, la présence d'une barrière de corail et d'un lagon diminue fortement les variations dynamiques de l'intrusion saline [LEZE, 2012].

Lorsque les formations volcaniques ne sont pas recouvertes, l'intrusion est principalement contrôlée par **l'importance de la recharge** et **le degré d'altération des formations volcaniques**. En climat aride, l'intrusion saline est favorisée par des formations très perméables [BOURHANE, 2014]. De plus, elle pourra être influencée par (i) le réseau hydrographique qui chenalise la recharge en eau douce repoussant l'intrusion et (ii) la présence de paléo-vallée plus perméable qui favorise l'intrusion [BOURHANE, 2014].

Les cirques du Piton des Neiges

Les Cirques du Piton des neiges sont caractérisés par une grande hétérogénéité géologique. Le fond des cirques est constitué de différentes formations volcaniques altérés et zéolithisés [BILLARD et al., 1974]. Ces formations généralement considérées comme peu perméables sont recouvertes par des brèches ou des formations volcaniques récentes. Les aquifères sont donc localisés soit dans des coulées récentes d'extension limitée soit dans des formations détritiques dont le fonctionnement hydrogéologique peut être assimilé à un milieu poreux [BELLE, 2014]. De par ses caractéristiques spécifiques, les cirques sortent de la problématique principale de l'hydrogéologie en milieu volcanique et sont peu explorés dans les travaux de cette thèse.

Chapitre 3

La géophysique héliportée : un outil régional

« *This universe consists of an arrangement of pattern in which every event is essential to the whole thing.* »

ALAN WATTS

Sommaire

3.1 Utilisation multi-échelle de la géophysique héliportée 60
3.2 Classification statistiques des sondages AEM 60
3.3 Analyse régionale des résultats de la CAH 70
3.3.1 Interprétation des signatures de résistivité des clusters 70
3.3.2 Le complexe aquifère régional 74
3.3.3 Domaine d'altitude 80
3.3.4 Secteurs géologiques particuliers 86
3.4 Conclusion 88

3.1 Utilisation multi-échelle de la géophysique héliportée

Le récent développement de l'hydrogéophysique permet d'appréhender une grande variété de problématiques liées aux circulations d'eaux souterraines [BINLEY et al., 2015]. Toutefois, les interprétations hydrogéophysiques reposent sur la confrontation des données géophysiques avec des données géologiques, hydrogéologiques. En effet, la résistivité est contrôlée par de nombreux processus. Il est donc nécessaire d'intégrer l'ensemble de ces facteurs pour interpréter de l'imagerie géophysique.

À partir d'un jeu de données homogène spatialement et temporellement, les applications de l'Airborne Electromagnetic (AEM) permet d'étudier des problématiques hydrogéologiques à différentes échelles. En couvrant de grande étendues, les dispositifs héliportés acquièrent d'importants jeux de données. Analyser, comparer et interpréter des dizaines, voire centaines de milliers de sondages Time Domaine Electromagnetic (TDEM) en les comparant avec des informations de types et formats très variables (*e.g.* données ponctuelles ou cartographiques) devient donc une problématique critique.

La campagne Reun_EM, a permis l'acquisition de plus de 350 000 mesures TDEM, les caractéristiques du levé sont présentées dans le rapport Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) n°63818 [MARTELET et al., 2014]. À la suite de la campagne, le groupe HydroGeophysics Group (HGG) a procédé au traitement et l'inversion à l'échelle régionale de ce jeu de donnée. Le modèle de résistivité régional a ainsi été obtenu imageant de 0 à 350 m de profondeur sur l'ensemble des 2500 km² du territoire réunionnais les résistivités du sous-sol. Rapidement, les travaux de thèse ont été orientés vers l'exploitation de l'ensemble de la campagne pour extraire le maximum d'informations de cet exceptionnel jeu de données.

L'approche proposée vise à interpréter l'ensemble des données de résistivité d'un modèle inversé régional. À la suite de la campagne Reun_EM, le groupe HGG a traité et inversé l'ensemble du jeu de donnée à l'échelle de l'île. Le modèle "smooth" inversé est appelé, dans la suite de la thèse, le modèle régional de résistivité. Après les traitements du bruits, 240 000 mesures AEM ont été retenus et inversés à l'échelle régionale avec un modèle smooth 25 layers de 0 à 350 m de profondeur. Pour plus d'informations sur les caractéristiques de l'inversion, le lecteur peut se référrer au rapport BRGM MARTELET et al. [2014]. L'approche régionale repose sur une classification ascendante hiérarchique des sondages TDEM inversés. La Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) permet de comparer tous les sondages afin de les regrouper dans des clusters en fonction de leur ressemblance. Ainsi, l'analyse statistique permet de comparer les résistivités des sondages mais surtout leur profil vertical. Au final, l'approche développée permet d'obtenir une carte des clusters interpolées ainsi que leur signature.

La méthodologie est présentée dans la section 3.2 sous la forme d'un article scientifique. Ensuite, la section 3.3 présentera des interprétations préliminaires des résultats de la CAH. Ces résultats permettront de définir les axes d'analyses pour la suite de la thèse.

3.2 Classification statistiques des sondages AEM

Journal of Applied Geophysics 157 (2018) 1–9

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Applied Geophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jappgeo

Agglomerative hierarchical clustering of airborne electromagnetic data for multi-scale geological studies

M. Dumont [a,b,*], P.A. Reninger [c], A. Pryet [d], G. Martelet [c], B. Aunay [b], J.L. Join [a]

[a] Laboratoire Géosciences, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, 97744, Saint Denis, France
[b] BRGM, Saint-Denis, La Réunion, France
[c] Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France
[d] EA 4592 Géoressources et Environnement, Bordeaux INP and Université Bordeaux Montaigne, Pessac, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 21 February 2017
Received in revised form 5 June 2018
Accepted 24 June 2018
Available online 25 June 2018

Keywords:
Airborne electromagnetics
Agglomerative hierarchical clustering
Multi-scale study
Hydrogeology
Volcanic setting
Saltwater intrusion

ABSTRACT

Airborne electromagnetic methods provide detailed subsurface resistivity imaging over extensive areas. The inversion of electromagnetic measurements can be conducted with a quasi-3D spatially constrained inversion scheme, which yields numerous vertical resistivity soundings. So as to conduct the interpretation, these soundings can be interpolated to obtain a 3D resistivity model. However, large surveys result in huge resistivity models, which can be challenging to interpret with 2D or even 3D views. We propose a complementary approach for the interpretation of airborne electromagnetic surveys based on agglomerative hierarchical clustering. With this statistical classification method, the numerous 1D vertical resistivity profiles distributed over the area of interest can be summarized in a 2D horizontal map. Inverted electromagnetic soundings are aggregated into clusters according to their vertical resistivity profiles. These clusters define areas with a consistent vertical resistivity response, i.e. to the first order, areas with comparable vertical (hydro)-geological structure. The clustering method is illustrated with an extensive airborne electromagnetic survey conducted over Reunion Island. After a description of the method, we show that the proposed classification facilitates the confrontation between airborne geophysical results and geological or hydrogeological observations/data. We highlight that hierarchical clustering is of high interest for multi-scale studies, from regional to local scales. This approach introduces a new way to use geophysical surveys to map areas with specific geological/hydrogeological behaviors.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Airborne electromagnetics (AEM) aims at imaging subsurface resistivity contrasts. It can cover extensive areas with virtually no topographic and vegetation limitations within the same hydrological period (Fountain, 1998). Though developed originally for mining purposes, recent improvements of airborne time domain electromagnetic systems make it suitable for groundwater and environmental studies (Siemon et al., 2009; Sørensen and Auken, 2004). AEM surveys consist of thousands to hundreds of thousands of 1D electromagnetic measurements acquired along flight lines. The inversion of these latter can be conducted with a quasi-3D spatially-constrained inversion scheme (Viezzoli et al., 2008), which provides a consistent dataset at the regional scale. To be interpreted, these results are usually confronted with local or land-based observations such as geological, geophysical or hydrogeological data. However, a straightforward confrontation of large 3D resistivity models with hundreds of wells (e.g. geological logs, electrical water conductivity), geological maps and climatic information tends to be challenging in complex geological settings.

After inversion, AEM surveys are generally visualized as 2D profiles of vertical resistivity soundings or 2D maps at various depths or elevations. Profiles and maps are useful for the interpretation but they cannot display succinctly the 3D information provided by the AEM resistivity model (Danielsen et al., 2003). Furthermore, the interpretation of such results has to be done with a fine tuned color scale, which necessarily highlights some contrasts at the expense of others. Alternatively, coupled with borehole data, 3D geological structures can be highlighted, located and characterized (Auken et al., 2008; Christensen et al., 2015) but this cannot be automated for large datasets. Alternatively, resistivity contrasts linked to specific geological contacts can be represented as isoresistivity depth maps or interpolated resistivity slope maps (Reninger et al., 2016). This remains quite specific as both approaches require simple geological contexts to be reliable. Inverted vertical resistivity soundings can also be interpolated into a 3D resistivity model (Pryet et al., 2011) displaying the 3D nature of subsurface resistivity

* Corresponding author at: Laboratoire Géosciences, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, 97744, Saint Denis, France.
E-mail address: dumont.mrc@gmail.com (M. Dumont).

https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.06.020
0926-9851/© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

variations. However, it is challenging to confront 3D resistivity models to 1D or 2D (hydro)-geological data. As a consequence, 3D resistivity models are hardly usable for detailed spatial analysis. Thus, the interpretation of regional resistivity models derived from large AEM surveys often turns to be challenging.

We propose a clustering approach to summarize on 2D horizontal maps the 3D resistivity information contained in AEM datasets. Our methodology is based on a statistical algorithm, the Agglomerative Hierarchical Clustering (AHC) (Murtagh and Legendre, 2011; Ward, 1963). Soundings are sorted in function of their vertical resistivity distribution and gathered into clusters. These clusters define areas with consistent vertical resistivity structures. The obtained map directly features the repartition of 3D resistivity variations and allows regional preliminary interpretation in terms of geological or hydrogeological environment.

First, we detail the implementation of the statistical process on AEM data. Second we illustrate the AHC approach over an extensive AEM survey conducted over Reunion Island.

2. Materials and methods

2.1. Airborne electromagnetic data

Our methodology is applicable to electromagnetic surveys, either in frequency domain or in time domain (Siemon et al., 2009). This study focuses on helicopter-borne time domain electromagnetic for the illustration of the methodology. This method uses high-powered transmitter loops to induce electric currents in the ground and measure the resulting magnetic field. The measured signal, i.e. electromagnetic decay, allows bulk resistivity to be estimated. For a more detailed discussion on electromagnetic theory the reader is referred to Nabighian (1991). Airborne systems have been developed for surveying large areas in a short time lapse. They are not limited by surface water, topography or dense vegetation. Such surveys can be used to investigate lateral resistivity contrasts of large geological structures. They result in datasets consisting of thousands to hundreds of thousands of electromagnetic decays. Various processing stages and the process of an inversion have to be performed to transform these decays into 1D vertical resistivity soundings.

Electromagnetic noise and anthropic couplings have to be rejected by automatic or manual filtering (Auken et al., 2009; Reninger et al., 2011). After the data pre-processing step, two methods can be used to obtain vertical resistivity profiles from electromagnetic measurements. The first option is to compute apparent resistivity curves in function of time for each decay (Fitterman and Stewart, 1986). The second option is to invert each decay curve to obtain a resistivity model. In this study, the second option was chosen, with the quasi-3D Spatially Constrained Inversion scheme. It provides more continuous and geologically consistent resistivity models (Viezzoli et al., 2008). This inversion yields a 1D vertical resistivity sounding for each AEM decay. A resistivity model is defined by a number of layers with a resistivity and a thickness. Two different types of inverted soundings are commonly used: (i) "smooth" models with a large number of layers (e.g. 20 to 30) with a fixed thickness, or (ii) "few-layer" models with a few number of layers (e.g. 4 or 5), for which both resistivity and thickness of the layers can vary during the inversion. These models are used for a smooth or a contrasted imaging, respectively. In this study, we focus in smooth inversion models generally used to inverse AEM datasets at regional scale. During the inversion and for each sounding, the depth of investigation (DOI) is estimated (Christiansen and Auken, 2012). Thus, after processing, the AEM dataset consists of 1D inverted soundings divided in layers, each defined by a resistivity and a thickness, down to the DOI.

The clustering approach presented in this paper could be achieved with different input data, such as the decay curves, the apparent resistivity curves or the resistivity soundings. The reliability of clustering approach depends on the consistency and the reliability of classified data. The classification of decay curves is hardly feasible because of the three following reasons. First, the number of usable time gates can vary significantly from one sounding to another. Second, they are not corrected for the exact location of emission and reception loops (i.e. flight altitude and effective loop areas). These variations create inconsistency between EM decays and would include bias in the classification. Third, the clustering results would not straightforwardly inform on vertical resistivity variations. Derived directly from decay curves, apparent resistivity also holds the uncertainty from EM noise and loops locations, which could bias the clustering approach too. So as to maintain the same number of parameters for each sounding, limit geophysical uncertainty and facilitate the interpretation, the AHC is therefore conducted on 1D inverted resistivity soundings, without consideration to the DOI. The parameters used for the AHC are the resistivity values of each layer of the smooth soundings.

2.2. Agglomerative hierarchical clustering

Statistical algorithms have long been used to classify observations in geosciences. They are based on the degree of similarity between individual observations. The most popular method is partitional clustering, as K-means (Bedrosian et al., 2007; Di Giuseppe et al., 2014; Paasche et al., 2006). It is based on the classification of the dataset in a specified number of clusters. Contrarily to the K-means method, Agglomerative Hierarchical Clustering (AHC) reveals the genetic relation between each observation. AHC classifies the dataset starting with as many clusters as observations. It iteratively groups "similar" observations to form a hierarchical tree, until all observations are gathered in a single cluster. The result can be visualized at different levels of the hierarchical tree, thus providing global to detailed synthetic views of the analyzed dataset, i.e. a multi-scale cartographic analysis (Martelet et al., 2006). Here, we aim at classifying a large number of 1D inverted resistivity soundings (the observations) into a series of clusters. The AHC process can be divided in three steps.

First, resistivity values are log-transformed to take into account the resolution of EM method. Thus, the standard score of logarithmic resistivity values, $\rho\sim_{i,k}$, is calculated in order to limit the impact of extreme values and increase the weight of vertical trends in the clustering process (Eq. 1).

$$\rho\sim_{i,k}=\frac{(\log\rho_{i,k})-\mu_i}{\sigma_i} \tag{1}$$

where $\rho_{i,k}$ is the inverted resistivity values of layer i from sounding k. μ_i, σ_i, are respectively the mean and the standard deviation of all the resistivity values of layer i.

Second, the AHC algorithm starts with as many clusters as AEM soundings in the dataset. The squared Euclidean distance (Eq. 2) is used to measure pairwise dissimilarities (i.e. distance):

$$\delta^2(c_1,c_2)=\sum_{i=1}^{m}(\rho\sim_{i,1}-\rho\sim_{i,2})2 \tag{2}$$

where c_1 and c_2 are two AEM soundings now considered as two clusters of m layers. The Euclidean distance is the sum of m squared distances between $\rho\sim_{i,1}$ and $\rho\sim_{i,2}$ which are normalized resistivity values of the i-th layer of soundings c_1 and c_2, respectively.

Third, after calculating the dissimilarity matrix, the entire dataset is iteratively merged until obtaining one final cluster. At each iteration, the two closest clusters are merged to minimize the total within-cluster

variance and maximize the distance between clusters. The Euclidean distance between the new cluster and the others is calculated with the Ward's minimum variance (Eq. (3) - (Ward, 1963)).

$$\delta(c_1 \cup c_2, c_3) = \left(\frac{|c_1||c_3|}{|c_1|+|c_2|+|c_3|}\delta^2(c_1,c_3) + \frac{|c_2||c_3|}{|c_1|+|c_2|+|c_3|}\delta^2(c_2,c_3) - \frac{|c_3|}{|c_1|+|c_2|+|c_3|}\delta^2(c_1,c_2) \right)^{1/2} \quad (3)$$

where $c_1 \cup c_2$ is the new cluster formed by clusters 1 and 2, and c_3 is another cluster, $|\,|$ is the number of AEM soundings gathered in the cluster and $\delta 2$ the Euclidean squared distance (Eq. (2)). For further details about the Ward method, the reader can refer to Murtagh and Legendre (2011).

The AHC process stops when the whole dataset is merged within a single cluster. Then, two graphics are usually used to analyze the results (Fig. 1). The dendrogram (Fig. 1A) presents the hierarchical evolution of the clustering process. Its vertical shape can be used to interpret cluster scattering and the overlap between them. Each node represents a pairwise aggregation. The ordinate length between two nodes represents the Euclidean distance between two merged clusters. Second, the evolution of the Euclidean distance as a function of the number of clusters can be displayed (Fig. 1B). It represents the distance between the last two clusters merged at each iteration.

The selection of the number of clusters has a direct impact on the interpretation and should be conducted with care. The number of clusters chosen for the interpretation should be consistent with the necessary level of detail. But this choice should also consider the minimization of the overall Euclidean distance (Fig. 1B). A high Euclidean distance results in more heterogeneity within clusters. Hence, a critical number of clusters should be defined. Under this limit (diagonal stripes, Fig. 1), dissimilarities within clusters may be too large for a relevant classification. However, few explained clusters (in terms of natural behavior) are preferable to many unexplained clusters. The selection of the number of clusters has a direct impact on their interpretation however the subclusters of any cluster of interest are accessible at all stages after clustering. In this paper, the selected classification degree is given in square brackets, e.g. cluster 8 [11d] is the cluster 8 for the 11-cluster classification. For a given number of clusters, each cluster is characterized by its median vertical resistivity profile and by the density of resistivity occurrence within each cluster at each depth. Higher densities indicate statistically more common resistivity at given depths and the density width informs on the resistivity dispersion.

The distribution of clusters can be plotted on a 2D map, but the information is only available at sounding locations. Interpolation is performed in order to obtain a continuous cluster map. This can be conducted with the nearest neighbor interpolation, described in (Franke, 1982). The interpretation of such result is not dependent on a color scale and allows highlights in 2D most of the vertical and/or lateral (i.e. 3D) resistivity contrasts imaged by the AEM method. Illustrations will be provided hereafter as part of the case study.

3. Implementation of the clustering on Reunion Island

3.1. Regional survey on a volcanic island

We applied the proposed methodology to a large SkyTEM survey (Sørensen and Auken, 2004) conducted in 2014 over Reunion Island and an offshore ring (Martelet et al., 2014). About 350,000 Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) decays were acquired during 3 months along 10,400 km of flight-lines (Fig. 2). The SkyTEM system operates two different moments for each EM decays: (i) a low moment (3100 A.m^2) to ensure a good resolution at shallow depths and (ii) a high moment (160,000 A.m^2) to increase the depth of investigation. Flight-lines were mainly oriented north-south with a 400-meter spacing, but additional lines with a different spacing and/or orientation were flown over areas of particular geological or hydrogeological interest. After standard data processing (Auken et al., 2009), 250,000 TDEM soundings have been conserved. A smooth inversion was then performed using a quasi-3D spatially constrained inversion (Viezzoli et al., 2008). The thickness of the 25 layers increases logarithmically from the surface to a depth of 350 m, starting with a 2 m thick first layer. The inversion quality is characterized with the residual (STD), which ranges between 0.5 and 2.5 with some peaks to 6 close to urbanized areas (Viezzoli et al., 2008).

Reunion Island is located in the southern part of the Mascarene Archipelago (southwestern Indian Ocean; Fig. 2). Two shield volcanoes have shaped this island by the succession of constructive (accumulation of lava flows and pyroclastic products) and destructive phases (erosive processes, landslides). The older *Piton des Neiges* volcano (North-West) was active before 2 Ma to 29 ka ago (Gillot and Nativel, 1982; Kluska, 1997). The younger *Piton de la Fournaise* (South-East) has been active since 450 ka (Lénat et al., 2012). The inter-tropical climate and cyclonic regime leads to significant erosion and rock weathering. Rainfall is highly contrasted between the windward side (up to 10 m/year) and the leeward side (lower than 2 m/year), influencing basalt weathering and erosion processes (Barcelo and Coudray, 1996). The geological heterogeneity leads to a wide variety of hydrogeological behaviors. In addition, the steep morphology of the recent volcano induces high variability between coastal and inland areas.

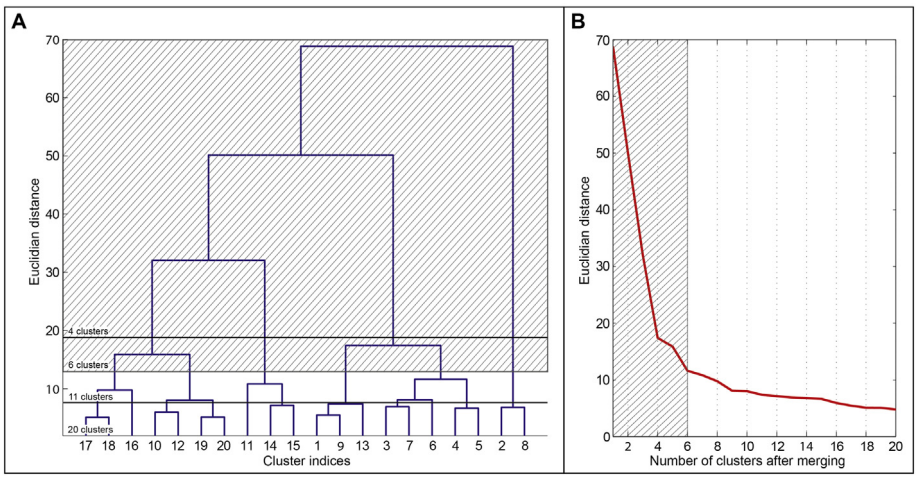


Fig. 1. AHC statistical graphics: (A) the dendrogram displays the hierarchical tree between 20 and 2 clusters. Black horizontal lines highlight 4, 6, 11 and 20 final clusters. (B) Euclidean distance between the two last clusters merged vs. the total number of clusters. Diagonal stripes correspond to levels of clustering with too large Euclidean distance, which are unreliable.

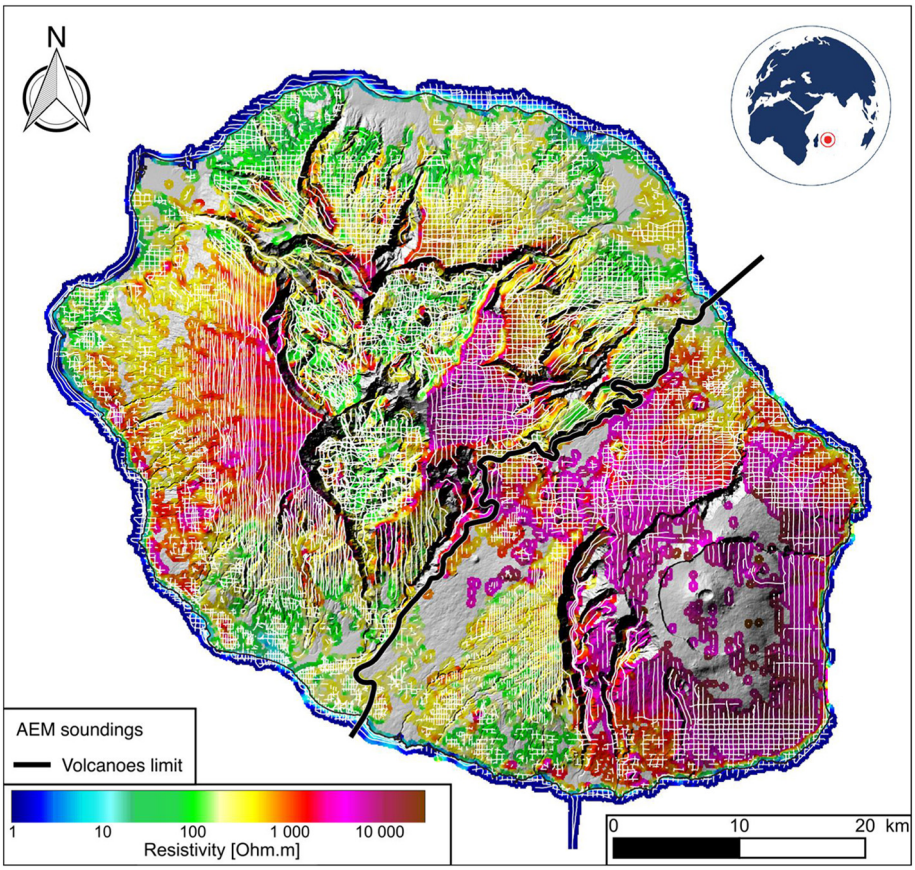


Fig. 2. Resistivity map between 20 and 30 m depth derived from SkyTEM survey of Reunion Island. AEM flight lines are displayed in white lines. The black line delineates the limit between the two volcanoes: Piton des Neiges and Piton de la Fournaise.

Geological, hydrogeological and geophysical studies have been performed over the last 30 years over Reunion Island. Thus, AHC results can be confronted with a wide variety of datasets.

3.2. Clustering process

Here, we describe how the AHC algorithm has been applied on the SkyTEM dataset. First, the statistical algorithm classifies the vertical resistivity models obtained by inversion and yields the associated dendrogram (Fig. 3). In order to choose the adequate level at which to cut the hierarchical clustering for a regional classification, we have compared different clustering levels with geological and hydrogeological maps (Bret et al., 2003; Descloitres et al., 1997; Join et al., 2005; Lénat et al., 2001; Salvany et al., 2012). At the island scale, the classification in 11 clusters (Fig. 3) highlights the major geological structures and is therefore considered appropriate for regional mapping. Second, the clustered 1D resistivity models have been interpolated to create continuous areas for cartographic interpretation (Fig. 4).

The first step to interpret the results is the analysis of the clustering process. Fig. 3 displays the dendrogram and the 11 cluster signatures. Cluster signatures are characterized by: (i) its vertical resistivity shape with the median curve and the median depth of investigation, (ii) the resistivity density scattering and (iii) the number of AEM soundings gathered into each cluster. According to the dendrogram (Fig. 3), five panels, named A to E, are characterized by a range of resistivity values and a vertical trend. First, highly conductive geophysical responses deviate from the rest of the dataset (group E – 1 Ω.m). This group agglomerates only offshore soundings affected by seawater. Second, highly resistive soundings (group D – above 500 Ω.m) are discriminated from resistive soundings (groups A and B – between 100 and 500 Ω.m) and conductive soundings (group C – between 10 and 100 Ω.m). The vertical trend, characterized by the resistivity density, has to be analyzed from the surface to the DOI. Group A and C have decreasing trends in opposition with group B, D and E. Group B has a specific manner: resistivity decreases between 0 and 20 m and increases again down to the DOI. However, five clusters are not sufficient to explain the regional geological heterogeneity. Their signatures (median and densities) overlap too much to characterize any specific geological response. For each panel, a higher discretization level provides new clusters with comparable vertical resistivity trends but centered around different resistivity values (Fig. 3). The two characteristics (i.e. the vertical trend and the resistivity) are important for groundwater and geological interpretations. At the 11-cluster level the resistivity signatures are well individualized and the resistivity density is rather well focused around the median sounding (Fig. 3). For instance, some clusters such as number 3 or 7 [11d] are well defined and are mainly controlled by regional behaviors. Other clusters seem to be well defined only at some interval depths such as clusters 6 or 8 [11d] and could also be associated to a specific setting. Sometimes, high density of resistivity occurs under the DOI. This is directly related to the starting model and should not be considered.

When clusters are correctly characterized, the second step is to correlate cluster signatures and their spatial extensions with natural observations. The cluster map (Fig. 4B) differs from the resistivity map (Fig. 2). The latter simply describes the resistivity variations at a given depth interval, while the former integrates in 2D the 3D resistivity structure information. The cluster map summarizes 3D resistivity variations: all the main geological settings are characterized by different clusters. The younger geological domain, in green, is mainly characterized by resistive clusters 2, 8 and 10 [11d]. In contrast, the older part of the island is mainly represented by more conductive clusters such as clusters 3, 4, 7, 9 and 10 [11d]. The last major geological ensemble, detritic and alluvial formations (in yellow), are mainly represented by

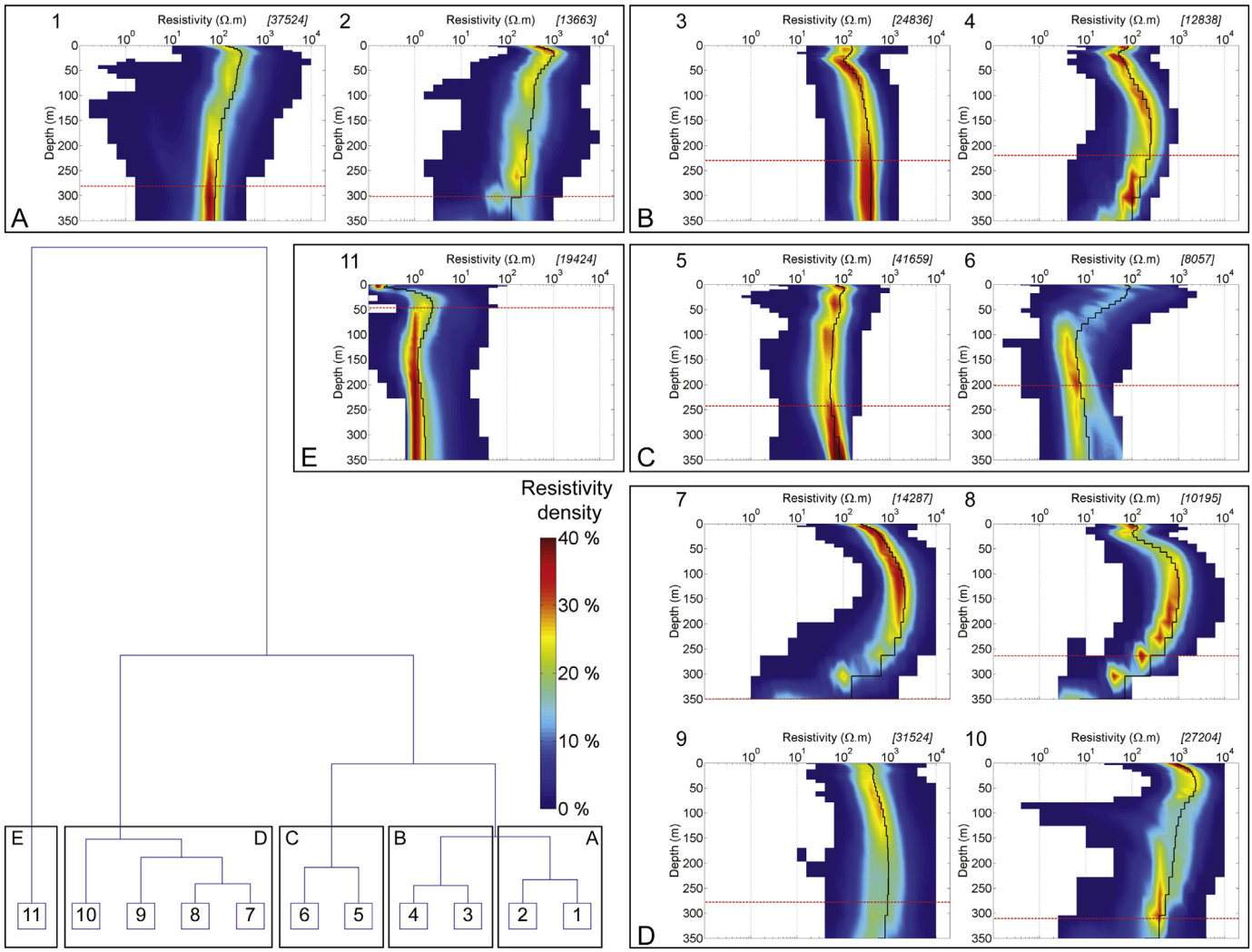


Fig. 3. The dendrogram with the 11 cluster signatures can be further interpreted in five sub-groups (A to E) according to the shape of the dendrogram. These sub-groups constitute families of contrasted major resistivity signatures; the number of AEM soundings within each cluster is specified in square brackets. Cluster signatures can be described with: (i) the median vertical profile (black line) and (ii) the density of resistivity occurrence (in color). The resistivity density informs in the resistivity occurrence within each cluster at each depth. The density is blanked for resistivity values without occurrence. For each cluster, the horizontal red dashed line represents the median DOI. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

conductive clusters 1 and 5 [11d]. The two last clusters are correlated with hydrogeological behaviors: cluster 11 [11d] is located over the ocean, which explains low resistivity at the surface, and cluster 6 [11d] is restricted to the coastal area; its deep conductive layer might be controlled by saltwater intrusion. In conclusion, the cluster map highlights the main geological settings and two clusters are influenced by water mineralization. In the following, we present the interest of the AHC processing with two examples at the regional and local scales.

3.3. Regional interpretation: basaltic weathering

Volcanic rock weathering is a major process in subtropical areas, strongly accentuated by trade winds and cyclonic phenomena in Reunion Island. Weathering has considerable impact on raw material prospecting, land-use planning, erosion process, risk and groundwater management. Weathering is controlled by two main factors, such as the age of the volcanic formations and the rainfall, which is correlated to wind exposure in oceanic islands. In terms of resistivity signature, un-weathered lava flows are highly resistive (> 1000 Ω.m), whereas weathering increases clay content directly reducing the bulk resistivity (Descloitres et al., 1997). To understand their impacts, clusters on four basaltic areas have been compared (white dashed polygons, Fig. 4).

The first area, PN1, is an old basaltic slope (Fig. 4) with low rainfall rates (1 to 2 m y^{-1}). Its upper part is mainly represented by clusters 7 and 9 [11d] characterized by highly resistive cluster signatures (Fig. 3). The superficial layers of this cluster are less resistive, highlighting a weak weathering. The second slope, PN2, is made up of the same ancient basaltic formations. This area is wetter (3 to 4 m y^{-1}), increasing weathering process. Thus, the upper part is mainly characterized by more conductive clusters (3 and 9). While only the superficial layers are impacted on the dry leeward side, the wet windward side is characterized by deeper weathering. In contrast, the lower parts of these two slopes are characterized by less resistive clusters 1 and 5 [11d].

In opposition, the two other slopes are in the younger volcano. Slope PF1 is composed by old basaltic lavas in a dry area (1 to 2 m y^{-1} rainfall rates), whereas PF2 is composed by recent lava flows in a much wetter climate (4 to 10 m y^{-1} rainfall rates). PF1 is characterized by cluster 8 [11d], its first 50 m are less resistive than cluster 10 (≈ 100 Ω m). PF2 slope is characterized by the more resistive cluster 10 [11d] (> 1000 Ω m) related to unweathered lava flows. This difference can be associated to a significant variation in superficial weathering. Overall, the confrontation of the cluster map with geological and climatic information can be used to to classify the four slopes according to their degree of weathering, in increasing order: (i) PF2, (ii) PN1, (iii) PF1 and (iv)

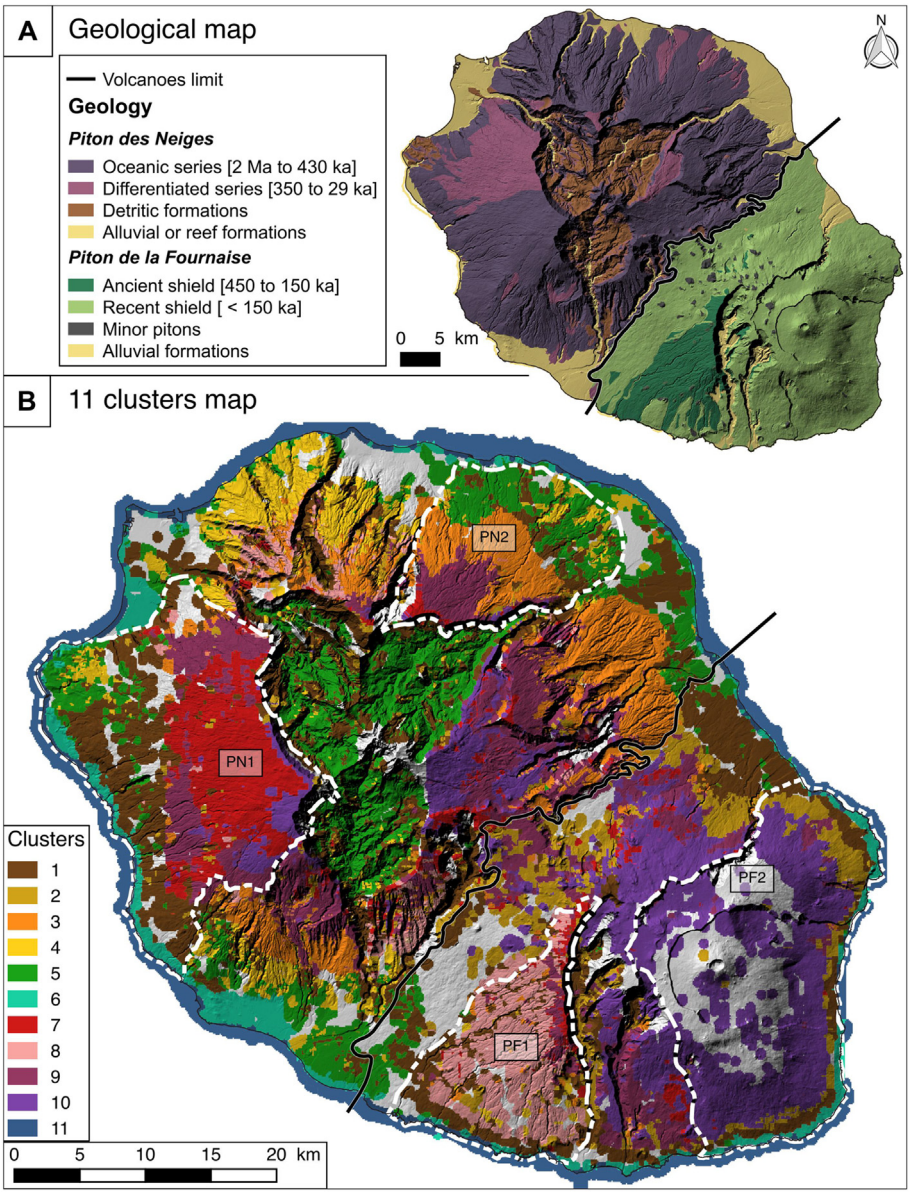


Fig. 4. The geological map [A] and [B] the 11 cluster map. The black line separates the two volcanoes: Piton des Neiges (north-west) and Piton de la Fournaise (south-east). Their activities are simplified in two periods with their age in square brackets. White dashed polygons highlight four specific areas with different weathering processes (see details in the text).

PN2. Rainfall rates and the age of volcanic formations have a coupled impact on the weathering process. First, it appears that areas with extreme rainfall rates but recent lava flows are only slightly impacted by weathering process (i.e. PF2), somehow comparable to old dry volcanic slopes (PN1). Second, the older but drier slope PF1 is less weathered than PN2 (older and wetter). The AHC results bring new elements, which could be used to update the geological map and especially the regolith map of Reunion Island. Thus, the degree of weathering depends, first, on the rainfall rates, but the age of volcanic formations is also a major factor to take into account. The difference of weathering degree between windward and leeward sides appears to increase with time. Finally, on the older volcano, results would inform on the weathering process by significant temperature.

3.4. Local interpretation: saltwater intrusion

Saltwater intrusion is a major issue for groundwater management of oceanic islands, especially in the low coastal areas where the population concentrates and where water supply requires high pumping rates in coastal aquifers. The significant decrease in bulk resistivity caused by saltwater allows its detection with AEM surveys (Viezzoli et al., 2012; Vittecoq et al., 2015). In Fig. 4, cluster 6 [11d] is only found in coastal areas. Its signature (Fig. 3) corresponds to saltwater intrusion with a resistive layer (> 100 Ω.m) overlying a highly conductive layer (< 10 Ω.m). In Fig. 5, we have selected a specific area located on the west coast to confront AHC results (i.e. cluster 6 [11d]) to groundwater measurements. The aim is to validate the interpretation of regional clusters at the local scale using the AHC multi-scale analysis.

At the regional scale, the selected area is mainly characterized by cluster 6 [11d] (Fig. 5). Using the hierarchical nature of the classification, we have increased the number of clusters from 11 to 18, and then the area is divided into two clusters: 9 and 10. Cluster 10 [18d] is characterized by one thick resistive layer (1000 Ω m). In contrast, cluster 9 [18d] presents a more complex shape with alternation of resistive (100–200 Ω.m) and conductive layers (5–20 Ω m) in the first 50 m. The differences between them are the resistivity of the superficial layer and the depth of the conductive layer (< 10 Ω m). These differences are illustrated in the resistivity profile (Fig. 5): deep layers are highly conductive

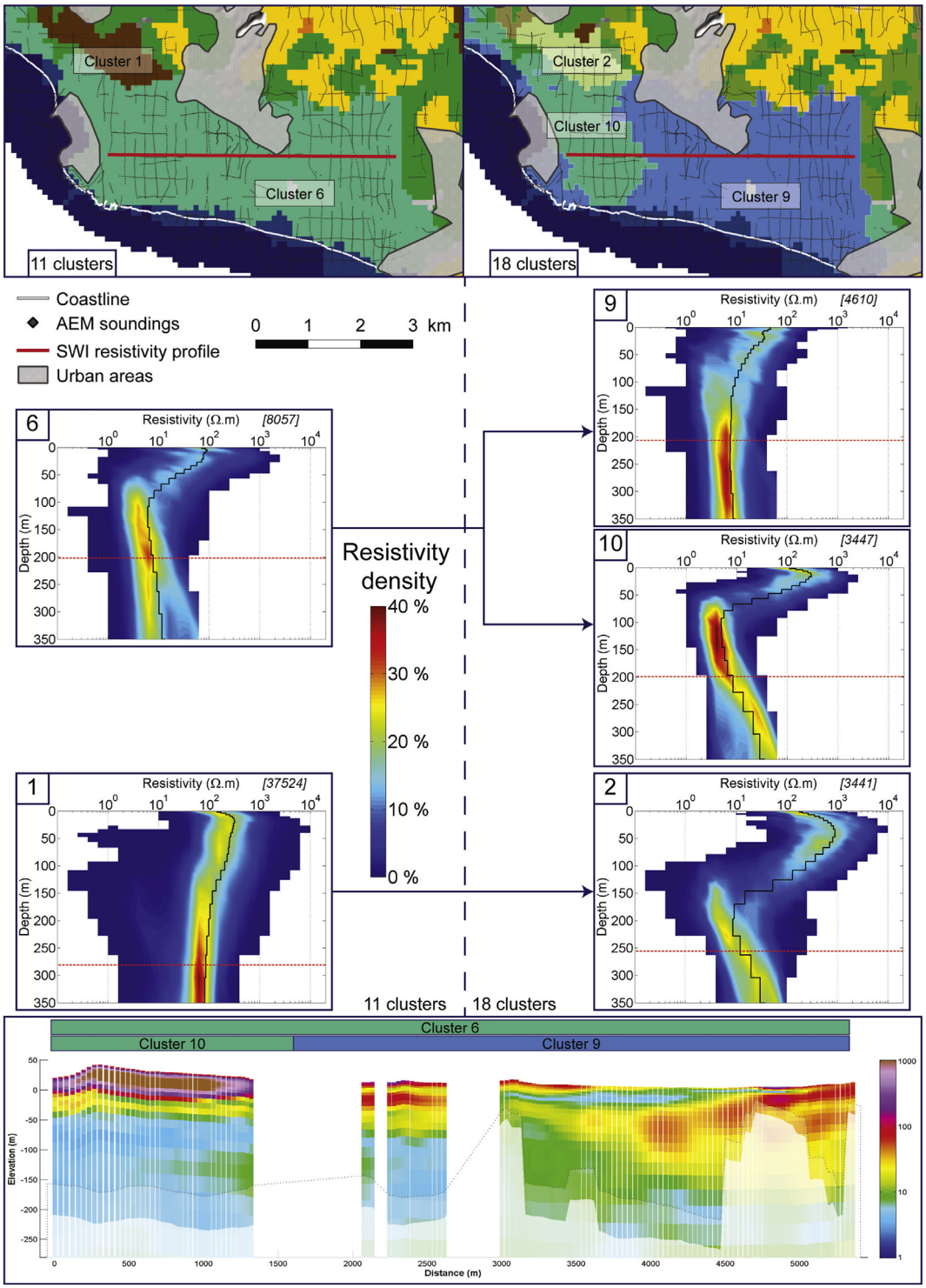


Fig. 5. Two cluster maps (11 and 18 clusters). For each map, clusters are characterized by their cluster signatures. Black line represents the median resistivity profile. The color scale represents the density of resistivity value for each cluster. The number of AEM soundings within each cluster is specified in square brackets. Below, the resistivity profile, located on the two maps by a red line, illustrates lateral resistivity variations in the area. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

for all clusters, but superficial ones display sizeable resistivity and shape divergence from west to east.

These geophysical results have been confronted to geological and groundwater electrical conductivity logs (Bourhane et al., 2016). The deep conductive layer is related to saltwater intrusion, which plunges towards the east. Superficial layers of cluster 10 [18d] are related to dry basaltic sands. Conversely, superficial layers of cluster 9 [18d] are controlled by a salty lake and its deposits. The regional cluster 1 [11d] is characterized by a superficial resistive layer (200–500 Ω.m) and a slow decrease with depth (Fig. 5). This cluster is located in both coastal areas and highlands. Thus, all the members of this cluster cannot be related to saltwater intrusion. In the selected area, cluster 1 [11d] becomes cluster 2 [18d] which is more contrasted and consistent with cluster 10 [18d]. Thus, cluster 1 [11d] can be related with deeper saltwater intrusion. The extension from 11 to 18 clusters allows the characterization of a local cluster in this specific area and cannot be extrapolated to the

whole cluster 1 [11d] area. Nevertheless, at the island scale the 11 cluster map permits a fast detection of deep saltwater intrusion areas.

This example shows, first, the ability of the AHC to provide quick views of a given 3D structure. Second, the hierarchical character of the method allows the integration of local studies in regional interpretation.

4. Discussion

The inversion of AEM datasets results in a large number of 1D vertical resistivity models. The visualization and interpretation of such 3D resistivity model are complex. The suggested AHC approach consists in classifying AEM vertical soundings into clusters. It is an original approach to delineate the spatial extension of 3D geological features on 2D maps. The case study in Reunion Island highlights the interest of the AHC algorithm for the interpretation of a large resistivity model in terms of geological and hydrogeological processes.

In some contexts, the interpretation of clusters can be challenging. The selection of the most efficient number of clusters should be conducted with care. The clustering process should be based on both statistical and geological/hydrogeological considerations. While the interpretation of some clusters is relatively easy, others with weak resistivity contrasts are more questionable at the regional scale. Such clusters may require a local focus to clarify their signatures at depth. This highlights the need to consider this approach at different scales and levels of details (hierarchical level and associated number of clusters). A classification with few clusters will provide a fast interpretation tool to delineate main resistivity behaviors at a regional scale. A classification with more clusters helps with more specific cluster signatures at local scale. The information collected at various levels of detail can eventually be integrated in a regional map assembling interpretations at different scales. For a proper interpretation, cluster signatures and maps should be confronted with resistivity profiles and available independent knowledge.

The diffusive nature of the electromagnetic method implies that information gradually fades away with depth. This loss of sensitivity is generally represented by the depth of investigation (DOI), which is different for each AEM sounding. Layers below the DOI should theoretically not be considered for the classification. However, the AHC algorithm requires the same number of parameters (here, number of layers) for each AEM sounding. A relevant option could be to weight the calculation of the Euclidean distance with the standardized sensitivity associated to each layer. On one hand this could limit the impact of unreliable deep resistivity values. On the other hand, the clustering might be too influenced by the DOI, at the expense of the resistivity. As the aim of our approach is to classify AEM soundings according to their resistivity profile, we preferred to disregard the DOI rather than introducing a bias in the resistivity classification. In our case, we expect that layers below the DOI have little impact on the classification. First, the median DOI is deep, implying that for the majority of soundings, only the last four layers are impacted. Second, the resistivity density (Fig. 3) shows that cluster signatures are relatively consistent under the DOI. During the inversion, layers with low sensitivity tend towards the starting model, which was spatially consistent and the same for most of the island; a more conductive starting model was chosen for the offshore ring and a more resistive for the volcanoes. Hence, we assume that the influence of the geophysical “artefacts” under the DOI on the classification is limited.

5. Conclusion

The AHC methodology is a reliable statistical tool clustering regional AEM datasets in 2D resistivity clusters. Compared to inverted resistivity models, it summarizes the 3D information from an AEM survey in two complementary results. First, the 2D map of interpolated clusters delineates areas where EM soundings display comparable vertical resistivity signatures. Second, each cluster signatures provide information on their resistivity characteristics and their statistical reliability (i.e. heterogeneity of soundings within the cluster). Given the hierarchical nature of the clustering, AHC allows multi-scale analyses of the dataset, including local understanding in a regional approach. In heterogeneous areas, where local behaviors are hardly featured at the regional scale, the AHC is useful to individualize and focus geological and hydrogeological studies. Accordingly, this approach provides support in a wide variety of AEM applications/contexts, such as water management, mining prospecting, geotechnical studies and risk management. Finally, this methodology is a reliable tool for cross-studying multi-disciplinary results and provides 2D operational maps at regional and local scales; their interpretation is enhanced with the aid of resistivity profiles and confronted with available independent knowledge.

Acknowledgements

This work and SkyTEM survey in Reunion Island were funded by Région La Réunion, the European Union (through FEDER funding), the Office de l'Eau de La Réunion and the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). The authors thank Bruno Tourliere for his helpful advices on the AHC statistical method and Bernard Bourgine for cluster interpolation. We are also grateful for the language help provided by Hélène Magalon and Celia Northman.

References

Auken, E., Christiansen, A.V., Jacobsen, L.H., Sørensen, K.I., 2008. A resolution study of buried valleys using laterally constrained inversion of TEM data. J. Appl. Geophys. 65: 10–20. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.03.003.

Auken, E., Christiansen, A.V., Westergaard, J.H., Kirkegaard, C., Foged, N., Viezzoli, A., 2009. An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. Explor. Geophys. 40:184–192. https://doi.org/10.1071/EG08128.

Barcelo, A., Coudray, J., 1996. New annual isohyet and rainfall maximum map for the piton de la Fournaise massif (Reunion island). J. Water Sci. 9:457–484. https://doi.org/10.7202/705262ar.

Bedrosian, P.A., Maercklin, N., Weckmann, U., Bartov, Y., Ryberg, T., Ritter, O., 2007. Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models. Geophys. J. Int. 170:737–748. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03440.x.

Bourhane, A., Dumont, M., Bonnier, J., 2016. Mise en place d'un réseau de suivi des intrusions salines dans les aquifères côtiers de La Réunion (Office de l'Eau de La Réunion). Office de l'Eau http://www.eaureunion.fr/fileadmin/user_upload/Etudes/ETUDE_01046.PDF.

Bret, L., Fevre, Y., Join, J.-L., Robineau, B., Bachelery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. J. Volcanol. Geotherm. Res. Volcanic Hazards 123:25–41. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00026-X.

Christensen, C.W., Pfaffhuber, A.A., Anschütz, H., Smaavik, T.F., 2015. Combining airborne electromagnetic and geotechnical data for automated depth to bedrock tracking. J. Appl. Geophys. 119:178–191. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.05.008.

Christiansen, A.V., Auken, E., 2012. A global measure for depth of investigation. Geophysics 77:WB171–WB177. https://doi.org/10.1190/geo2011-0393.1.

Danielsen, J.E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., Sørensen, K.I., 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. J. Appl. Geophys. 53:181–198. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.004.

Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M., 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano. Reunion Island: Implications for the quest for groundwater. Water Resour. Res. 33:13–19. https://doi.org/10.1029/96WR02673.

Di Giuseppe, M.G., Troiano, A., Troise, C., De Natale, G., 2014. K-means clustering as tool for multivariate geophysical data analysis. An application to shallow fault zone imaging. J. Appl. Geophys. 101:108–115. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.12.004.

Fitterman, D., Stewart, M., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. Geophysics 51:995–1005. https://doi.org/10.1190/1.1442158.

Fountain, D., 1998. Airborne electromagnetic systems - 50 years of development. Explor. Geophys. 29:1–11. https://doi.org/10.1071/EG998001.

Franke, R., 1982. Scattered data interpolation: tests of some method. Math. Comput. 38: 181–200. https://doi.org/10.2307/2007474.

Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1982. K Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion Island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res. 13:131–146. https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90024-5.

Join, J.L., Folio, J.L., Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. J. Volcanol. Geotherm. Res. 147:187–201. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.013.

Kluska, J.M., 1997. Evolution magmatique et morpho-structurale du piton des neiges au cours des derniers 500 000 ans. Université d'Orsay - Paris XI.

Lénat, J.F., Gibert-Malengreau, B., Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). J. Geophys. Res. Solid Earth 106: 8645–8663. https://doi.org/10.1029/2000JB900448.

Lénat, J.F., Bachèlery, P., Merle, O., 2012. Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). Bull. Volcanol. 74:1945–1961. https://doi.org/10.1007/s00445-012-0640-y.

Martelet, G., Truffert, C., Tourlière, B., Ledru, P., Perrin, J., 2006. Classifying airborne radiometry data with agglomerative hierarchical clustering: a tool for geological mapping in context of rainforest (French Guiana). Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation 8: 208–223. https://doi.org/10.1016/j.jag.2005.09.003.

Martelet, G., Reninger, P.A., Perrin, J., Deparis, J., 2014. Acquisition géophysique héliportée de l'île de La Réunion (Report No. RP-63818-FR). BRGM http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-63818-FR.pdf.

Murtagh, F., Legendre, P., 2011. Ward's hierarchical clustering method: clustering criterion and agglomerative algorithm. J. Classif. 31:274–295. https://doi.org/10.1007/s00357-014-9161-z.

Nabighian, M., 1991. Electromagnetic methods in applied geophysics. Investigations in Geophysics. Society of Exploration Geophysicists https://doi.org/10.1190/1.9781560802686.

Paasche, H., Tronicke, J., Holliger, K., Green, A.G., Maurer, H., 2006. Integration of diverse physical-property models: subsurface zonation and petrophysical parameter estimation based on fuzzy c-means cluster analyses. Geophysics 71:H33–H44. https://doi.org/10.1190/1.2192927.

Pryet, A., Ramm, J., Chilès, J.P., Auken, E., Deffontaines, B., Violette, S., 2011. 3D resistivity gridding of large AEM datasets: a step toward enhanced geological interpretation. J. Appl. Geophys. 75:277–283. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.07.006.

Reninger, P.-A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., Chen, Y., 2011. Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data. J. Appl. Geophys. 75:264–276. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.034.

Reninger, P.-A., Martelet, G., Perrin, J., Deparis, J., Chen, Y., 2016. Slopes of an airborne electromagnetic resistivity model interpolated jointly with borehole data for 3D geological modelling. Geophys. Prospect. https://doi.org/10.1111/1365-2478.12465.

Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., Gillot, P.Y., 2012. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion since 1.4 ma. Geomorphology 136:132–147. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.009.

Siemon, B., Christiansen, A.V., Auken, E., 2009. A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration. Surf. Geophys. 7. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2009043.

Sørensen, K.I., Auken, E., 2004. SkyTEM ? A new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. Explor. Geophys. 35:194–202. https://doi.org/10.1071/EG04194.

Viezzoli, A., Christiansen, A.V., Auken, E., Sørensen, K., 2008. Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. Geophysics 73:F105–F113. https://doi.org/10.1190/1.2895521.

Viezzoli, A., Munday, T., Cooper, Y.L., 2012. Airborne electromagnetics for groundwater salinity mapping: case studies of coastal and inland salinisation from around the world. Boll. Geofis. Teor. Ed Appl. 53:581–599. https://doi.org/10.4430/bgta0067.

Vittecoq, B., Reninger, P.A., Violette, S., Martelet, G., Dewandel, B., Audru, J.C., 2015. Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique island (lesser Antilles – FWI). J. Hydrol. 529 (Part 3):1041–1059. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.022.

Ward, J.H., 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. J. Am. Stat. Assoc. 58:236–244. https://doi.org/10.1080/01621459.1963.10500845.

3.3 Analyse régionale des résultats de la CAH

L'approche statistique développée a permis de produire une carte interpolée des 11 clusters (Fig.4. de l'article ci-dessus), associée à leurs signatures géophysiques respectives (Fig.3. de l'article ci-dessus). Dans cette section, ces résultats sont confrontés aux données géologiques, climatiques et hydrogéologiques disponibles à l'échelle de l'île. L'objectif est de déterminer les paramètres de contrôle régionaux des résistivités AEM en se basant sur les résultats de la CAH à 11 clusters, il s'agit également d'interpréter les variations et paramètres de contrôle de ces paramètres. Pour analyser la localisation des clusters, des secteurs ont été déterminés en fonction des grands ensembles géologiques et morphologiques. Ainsi, plusieurs clusters peuvent-être présent dans un même secteur.

3.3.1 Interprétation des signatures de résistivité des clusters

L'interprétation à l'échelle régionale des clusters repose sur l'analyse des réponses géo-électriques en fonction de la géologie et des processus hydrogéologiques présentés dans la section 2.1.2. Cette revue de la littérature permet de définir deux hypothèses d'interprétations des profils verticaux de résistivité AEM :

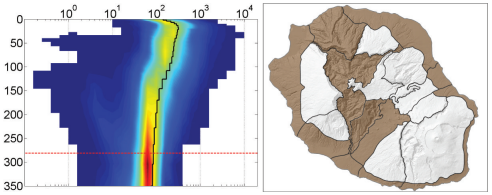
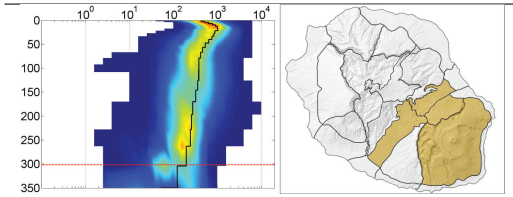
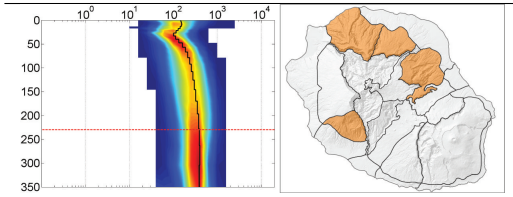
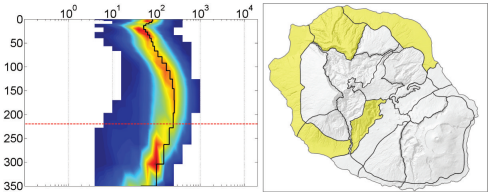
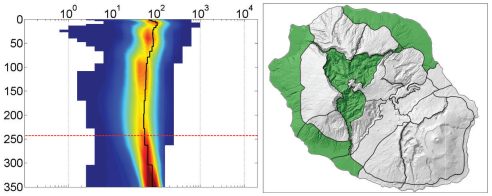
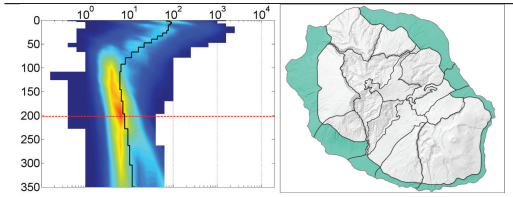
- La première hypothèse décrit une variation de résistivité en fonction de l'évolution des réponses géo-électriques des formations. Lors de la mise en place, les produits volcaniques sont résistants (> 1000 Ω·m - [DESCLOITRES et al., 1997]). La diminution de leur résistivité, en contexte volcanique insulaire, est liée à (i) **l'altération** (météorique, hydrothermale et due à la saturation prolongée) qui augmente les teneurs en argiles des formations volcaniques et (ii) **la saturation en eau** dont l'impact varie en fonction de sa minéralisation. Les processus destructeurs remobilisent des formations volcaniques altérées. Ainsi, les résistivités des brèches sont moins résistantes que des coulées de lave (*i.e.* remobilisation de roches déjà altérées, de plus leur nouvelle structuration favorise l'altération [GISLASON et al., 1993]).
- La seconde hypothèse s'intéresse à la géométrie verticale des signatures géo-électriques en fonction de la nature de ces processus.
  - > **L'altération météorique** est présente sur l'ensemble de l'île. Ce processus est *per descensum*, se développant progressivement de la surface créant des profils d'altération décroissant avec la profondeur.
  - > **L'altération liée à la saturation ou aux circulations hydrothermales** sont des processus *per ascensum* qui se développent en profondeur et dont l'intensité décroît progressivement vers la surface piézométrique. La première sera liée à la répartition des aquifères et principalement à l'aquifère de base présent à proximité de la côte. La seconde se concentre à proximité des systèmes hydrothermaux. À La Réunion, hormis dans les cirques, ces systèmes sont situés à des profondeurs trop importantes pour être imagés par l'AEM. **La saturation des formations** est très hétérogène à l'échelle de l'île. L'aquifère de base est imagé à proximité des côtes. Dans ce secteur, l'intrusion saline impacte la minéralisation des eaux souterraines accentuant la baisse des résistivités mesurées. Le contraste de densité contrôle l'équilibre entre l'eau douce recouvrant l'eau salée, l'intrusion saline est caractérisée par une décroissance des résistivités en fonction de la profondeur.
  - > **Les formations détritiques** sont concentrées dans les secteurs caractérisés par d'importants processus d'érosion (*i.e.* les cirques et les grandes ravines).

Toutefois, l'équivalence géo-électrique ne permet pas de proposer systématiquement une interprétation univoque des signatures géo-électriques. En fonction de leur localisation, certains clusters peuvent également avoir des interprétations différentes. Le Tableau 3.1 présente une synthèse de l'analyse des localisations et des signatures des clusters.

Le Tableau 3.1 propose des interprétations des principaux processus impactant les clusters, et ce, selon leurs localisations et leurs signatures géo-électriques. À partir de cette interprétation de chacun des clusters, les secteurs impactés par les mêmes processus ou caractéristiques géologiques ont été délimités. Cela n'implique pas que tous les sondages du cluster présentent les mêmes caractéristiques. Mais, à l'échelle de l'île, les sondages de résistivité de ce secteur ont des réponses géo-électriques similaires comparées à celles d'autres clusters. La signature interprétée de cluster correspond à la réponse géophysique statistiquement la plus proche de l'ensemble des sondages du cluster. Ainsi, l'interprétation se base sur les facteurs principaux de variations de la résistivité à l'échelle régionale tout en atténuant l'impact d'hétérogénéité locale.

Cette sectorisation permet de définir deux secteurs principaux : (i) un complexe aquifère régional impacté par la présence des aquifères côtiers et (ii) un domaine d'altitude, caractérisé par une importante zone non-saturée. La limite entre ces deux secteurs varie en fonction de la profondeur d'investigation de la méthode géophysique et des processus hydrogéologiques. La profondeur d'investigation de l'AEM utilisé dans la CAH est identique sur l'ensemble de l'île (*i.e.* 350 m), la variabilité de la limite entre les deux domaines est alors uniquement contrôlée par les processus hydrogéologiques. Les variations de cette limite mettent en lumière des structurations géologiques et des processus hydrogéologiques particuliers. L'analyse des résultats de la CAH permet d'apporter des réponses sur les paramètres régionaux de contrôle mais aussi d'orienter et de localiser les analyses plus détaillées.

Pour finir, deux types de secteurs sont déconnectés. Les cirques dont l'hétérogénéité géologique est fortement liée aux phénomènes destructeurs. L'interprétation des résistivités électriques n'est pas fondée sur les mêmes hypothèses que les versants des deux volcans. Les plaines où la présence d'importants aquifères perchés qui s'étendent de 1 600 m NGR (Nivellement Général de La Réunion) jusqu'à la mer ne permet pas de définir une limite entre le complexe aquifère régional et le domaine d'altitude. Les réponses géophysiques sont donc forcément impactées sur l'ensemble des structures par les circulations souterraines (*i.e.* présence du cluster 2).

Signatures géo-électriques et secteurs	Descriptions et interprétations
	**CLUSTER 1** **Signature géo-électrique** décroissante de 300 à 80 Ω·m. À proximité de la côte, ce cluster image l'altération météorique accentuée par l'augmentation de la température. En profondeur, les circulations d'eau souterraine convergent accentuant aussi l'altération liée à la saturation. De plus, les cirques et les grandes ravines sont caractérisés par d'importants dépôts détritiques ainsi que des formations anciennes altérées. ⇒ Ce cluster correspond à des secteurs caractérisés par d'importants processus d'altération ou à la présence de formations anciennes et détritiques altérées.
	**CLUSTER 2** **Signature géo-électrique** décroissante de 1000 à 150 Ω·m. Ce cluster est présent dans les plaines, la côte au vent et les grandes rivières du PdF. Dans chacun de ces clusters, la présence d'aquifères ou d'importantes structures de coulées de lave anciennes en profondeur permet d'expliquer la décroissance rapide du sondage vertical de résistivité. ⇒ Ce cluster image des formations récentes saturées ou des paléo-structures altérées recouvertes par des formations récentes.
	**CLUSTER 3** **Signature géo-électrique** croissante de 100 à 400 Ω·m. Ce cluster est présent à mi-versant de plusieurs versants du PdN caractérisés par des pluviométries entre 1 500 et 7 000 mm/an. Il est intéressant de noter que plus la pluviométrie est importante, plus ce cluster se situe à basse altitude sur le versant (entre 100 et 1 000 m au vent alors qu'il est présent entre 500 et 1 400 m sous le vent). ⇒ Ce cluster semble lié à un profil d'altération météorique spécifique du PdN.
	**CLUSTER 4** **Signature géo-électrique** croissante de 50 à 200 Ω·m. Ce cluster est présent d'une part à proximité du littoral, dans les secteurs du Cap la Houssaye et de Sainte-Marie (en domaine littoral) où la présence d'importants dépôts de brèches en surface a été démontrée [BACHELERY et al., 2003 ; FEVRE, 2005]. D'autre part, ce cluster correspond aux coulées de lave anciennes de quatre anciens massifs du PdN (massifs de La Montagne, Dimitile, Plaine d'Affouches, Bois de Nèfles). ⇒ L'horizon superficiel conducteur de ce cluster semble être lié soit à la présence d'importants dépôts détritiques, soit à l'altération prolongée de formations anciennes.
	**CLUSTER 5** **Signature géo-électrique** stable entre 100 à 50 Ω·m. Ce cluster possède une signature géo-électrique peu contrastée autour des 100 Ω·m. Présent à proximité de la côte du PdN où les formations sont impactées par l'altération due à la saturation et l'altération météorique. Dans le fond des cirques, cette altération est accentué par la présence de système hydrothermal. Pour finir, ce cluster est présent à la frontière du cluster 6 correspondant à l'intrusion saline, où il image une minéralisation modérée de l'eau due à l'océan. ⇒ Ce cluster image donc des secteurs fortement impactés par des processus d'altération superficielle et profonde ou par une géologie complexe soumise à différent processus d'altération.
	**CLUSTER 6** **Signature géo-électrique** décroissante de 80 à 6 Ω·m. Présent uniquement à proximité de la côte, ce cluster est caractérisé par un fort contraste entre un horizon superficiel résistant et un important conducteur profond. La section 'Local interpretation : saltwater intrusion' de l'article ci-dessus a déjà démontré sa relation univoque avec l'intrusion saline qui est analysée plus en détail dans le chapitre 4. ⇒ Ce cluster est contrôlé par l'intrusion saline.

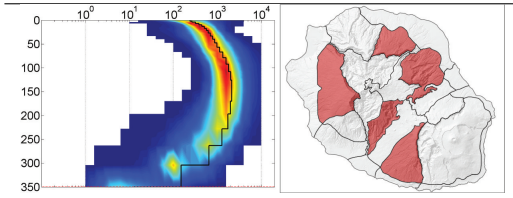
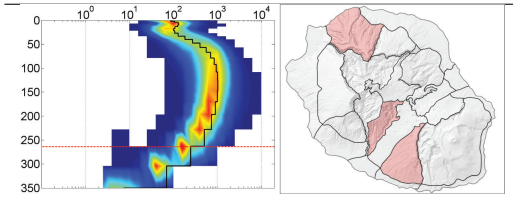
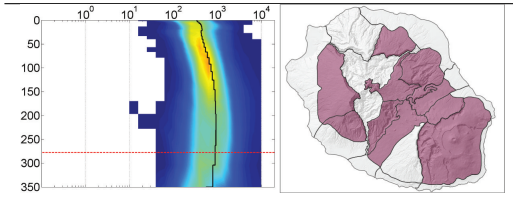
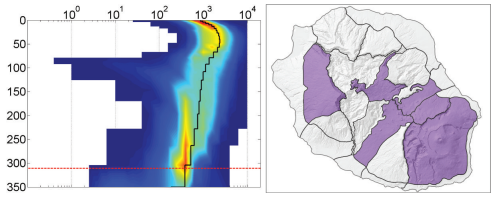
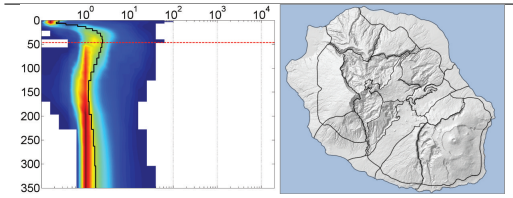
Signatures géo-électriques et secteurs	Descriptions et interprétations
	**CLUSTER 7** **Signature géo-électrique** croissante de 250 à 2000 Ω·m puis décroissante jusqu'à 100 Ω·m. Ce cluster, majoritairement résistant, est présent sur la côte au vent où dans les zones sommitales de massifs anciens (PdN ou bouclier ancien). La distribution spatiale du cluster ainsi que les horizons superficiels moins résistants illustrent un degré d'altération faible des formations volcaniques. ⇒ Ce cluster image des secteurs anciens caractérisés par des profils d'altération météorique peu développés.
	**CLUSTER 8** **Signature géo-électrique** croissante de 100 à 1000 Ω·m. Ce cluster est défini par un horizon superficiel conducteur surmontant un milieu plus résistant. Présent uniquement sur d'anciens massifs du PdN et le bouclier ancien du PdF, il est souvent associé, respectivement, au cluster 4 ou 7. ⇒ Ce cluster illustre une importante altération météorique des secteurs concernés constitués, en profondeur, par des formations progressivement moins altérées.
	**CLUSTER 9** **Signature géo-électrique** croissante de 350 à 1000 Ω·m. Ce cluster peut être associé soit au cluster 10 dans les secteurs constitués de formations récentes, soit aux clusters 3 et 7 sur les versants plus anciens du PdN. ⇒ Globalement moins résistant que les clusters 7 et 10, ce cluster semble imager des secteurs caractérisés par un degré d'altération intermédiaire.
	**CLUSTER 10** **Signature géo-électrique** croissante de 900 à 2000 Ω·m puis diminue jusqu'à 500 Ω·m. Ce cluster image les formations les plus récentes des deux volcans par des résistivités superficielles élevées (> 900 Ω·m). À partir de 50 m de profondeur, ces valeurs diminuent. Ce phénomène est lié soit à la présence de formations plus anciennes ou d'un aquifère en profondeur, soit à la perte de sensibilité de l'AEM au niveau du volcan. ⇒ Ce cluster est caractérisé par des coulées de lave récentes non altérées en surface recouvrant des formations faiblement altérées ou saturées.
	**CLUSTER 11** **Signature géo-électrique** croissante de 0,3 à 3 Ω·m puis diminue jusqu'à 1 Ω·m. Ce cluster est localisé au-dessus de l'océan avec de très faible résistivité de surface. L'augmentation de celles-ci est provoquée par la bathymétrie où la diminution de porosité impacte les résistivités globales. Par contre, ce cluster n'image pas les deux étangs littoraux (St-Paul et Étang-salé) généralement saumâtre mais parfois doux. ⇒ Le cluster 11 est uniquement contrôlé par l'océan.

TABLEAU 3.1 – Analyse des signatures géo-électriques et des secteurs des 11 clusters. À partir de l'analyse hydrogéophysique de la section 2.1.2, l'ensemble des clusters est relié aux principaux processus qui contrôlent la réponse géophysique. Les graphiques des signatures géo-électriques sont les mêmes que sur la Fig.3. de l'article ci-dessus, avec les résistivité de 0,1 à 10 000 Ω·m en fonction de la profondeur de 0 à 350 m. L'échelle de couleur des densités d'occurrence des résistivités est comprise entre 0 % (en bleu) et 40 % (en rouge). La profondeur d'investigation (DOI) médiane des clusters est indiquée par des pointillés rouges. La carte sectorielle définit des zones de répartition selon des schémas d'occurrence des clusters.

3.3.2 Le complexe aquifère régional

Du domaine littoral au complexe aquifère régional

La Figure 3.2 présente la carte des clusters et la sectorisation des réponses géo-électriques du complexe aquifère régional. À proximité de la côte, les **clusters 1, 2, 5 et 6** sont majoritaires (Figure 3.1). Ils présentent des profils verticaux de résistivité décroissante avec la profondeur. Les résistivités superficielles ne dépassent pas 300 Ω·m, elles sont donc reliées à des processus d'altération météorique plus ou moins intenses. De plus, la décroissance des résistivités en profondeur pourrait souligner l'impact de trois processus : (i) la saturation en eau, (ii) l'altération induite par cette saturation et (iii) l'intrusion saline. L'altération hydrothermale, concentrée autour des centres éruptifs, ne peut pas expliquer cette décroissance de résistivité. Ces secteurs littoraux seraient donc **caractérisés par des réponses géophysiques influencées par la présence de l'aquifère de base et/ou la convergence d'aquifères perchés**, la saturation des formations par l'eau douce ou océanique, ainsi que l'altération progressive induite par la saturation des formations volcaniques. Ce secteur littoral, plus étendu que le domaine littoral des modèles conceptuels est appelé le **complexe aquifère régional**. Cette section permet d'**étudier la variation d'extension latérale et d'altitude du complexe aquifère régional**.

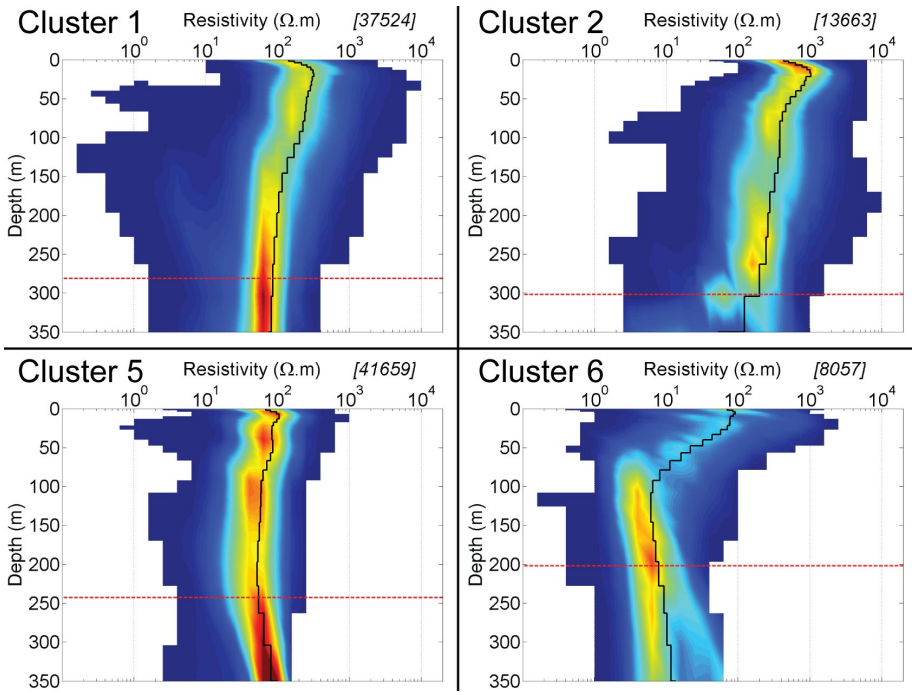


FIGURE 3.1 – Signatures géo-électriques des clusters du complexe aquifère régional : clusters 1, 2, 5 et 6.

Il est important de noter la nuance entre le complexe aquifère régional, délimité ici, et le domaine littoral des modèles hydrogéologiques conceptuels. Ce dernier est défini comme l'ensemble des aquifères côtiers en équilibre hydrodynamique avec l'océan (imagés principalement par les clusters 5 et 6). En revanche, le complexe aquifère régional est plus large (cluster 1, 2, 5 et 6). Ce secteur semble donc influencé par d'autres phénomènes qu'uniquement la saturation des formations volcaniques. D'abord, le cluster 6 qui correspond à l'intrusion saline ne possède pas la même extension sur l'ensemble du littoral. Cette variabilité semble démontrer des fonctionnements hydrogéologiques

différents, ce qui est cohérent avec la variabilité géologique de la côte réunionnaise. Au lieu de fonder l'interprétation sur le concept d'un aquifère de base unique, il est préférable de considérer différents aquifères côtiers en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques, l'ensemble regroupé dans le concept de complexe aquifère régional. Ensuite, l'extension latérale et l'altitude maximale de ce complexe sont étudiées en fonction de la géologie et du climat afin d'étudier les paramètres influençant la répartition de celui-ci. À partir de cette analyse deux secteurs particuliers sont localisés. Enfin, ces deux secteurs sont étudiés plus en détail afin de préciser les caractéristiques particulières du complexe aquifère régional dans ces zones. Ces résultats permettront de préciser la compréhension des processus influençant les signatures géo-électriques du complexe aquifère régional.

Au niveau du PdN, l'extension latérale du complexe régional est généralement comprise entre 2 et 10 km vers l'intérieur des terres, pour une altitude maximale de 100 à 400 m d'altitude. Alors que pour le PdF, l'extension est plus limitée, entre 1,5 et 3,5 km de large, et ne dépasse généralement pas les 300 m NGR (Figure 3.2). Toutefois, ces limites supérieures peuvent s'élever à la faveur d'une structure géologique particulière. Par exemple, les brèches du Cap la Houssaye, qui s'étendent jusqu'au rempart de Mafate, accentuent probablement l'altitude du complexe aquifère régional sur une grande partie du versant ouest du PdN. Également, une paléo-morphologie particulière élève la limite supérieure du secteur jusqu'à atteindre les 1000 m NGR d'altitude sur le versant nord du PdF. Ces cas particuliers démontrent l'intérêt de ne pas borner le domaine littoral à l'aquifère de base et sont donc discutés ci-dessous.

Ensuite, il est possible d'analyser les variations de signatures géo-électriques en fonction du climat. La côte au vent du PdN est caractérisée par le cluster 5, alors que sous le vent le cluster 1, plus résistant, prédomine. Cette variation illustre parfaitement l'impact de la pluviométrie sur l'altération météorique mais est aussi liée à la saturation [PRYET, 2011]. Les propriétés hydrodynamiques des formations seront donc moins productives sur la côte au vent. Les variations d'extension de l'intrusion saline (*i.e.* cluster 6) soulignent aussi les variations de dynamique de l'aquifère de base entre les versants au vent et sous le vent du PdN. Alors que la côte sous le vent profite d'une faible recharge (500 à 1500 mm de pluie par an) est fortement impactée par l'intrusion saline, la côte au vent n'est quasiment pas touchée.

L'imagerie du complexe aquifère régional du PdF est homogène d'un point de vue des clusters (1, 2 et 6). Seul l'extension latérale semble impactée, avec une variation de près de 2 km entre les côtes au vent et sous le vent (Figure 3.2). D'une part, la présence continue de l'intrusion saline sur la majorité de la côte confirme l'homogénéité du complexe aquifère du PdF. Ce résultat est cohérent avec la description de l'aquifère de base de San Cristobal (Galapagos). PRYET et al. [2012] démontre que les formations récentes trop perméable pour qu'un important aquifère d'eau douce s'y développe. Des recharges de plusieurs mètres par an influent peu le niveau piézométrique, l'eau douce s'écoule rapidement jusqu'à l'océan. Le niveau piézométrique restant bas, l'équilibre hydrodynamique ne permet pas de repousser l'intrusion saline. D'autres part, la disparition de l'intrusion saline sur la côte au vent semble cohérente avec l'augmentation de l'extension du complexe aquifère régional due à l'augmentation de la recharge.

Ces résultats sur les deux massifs volcaniques suggèrent d'importantes variations de configuration hydrogéologique en fonction de l'âge du volcan et du climat. La Figure 3.2

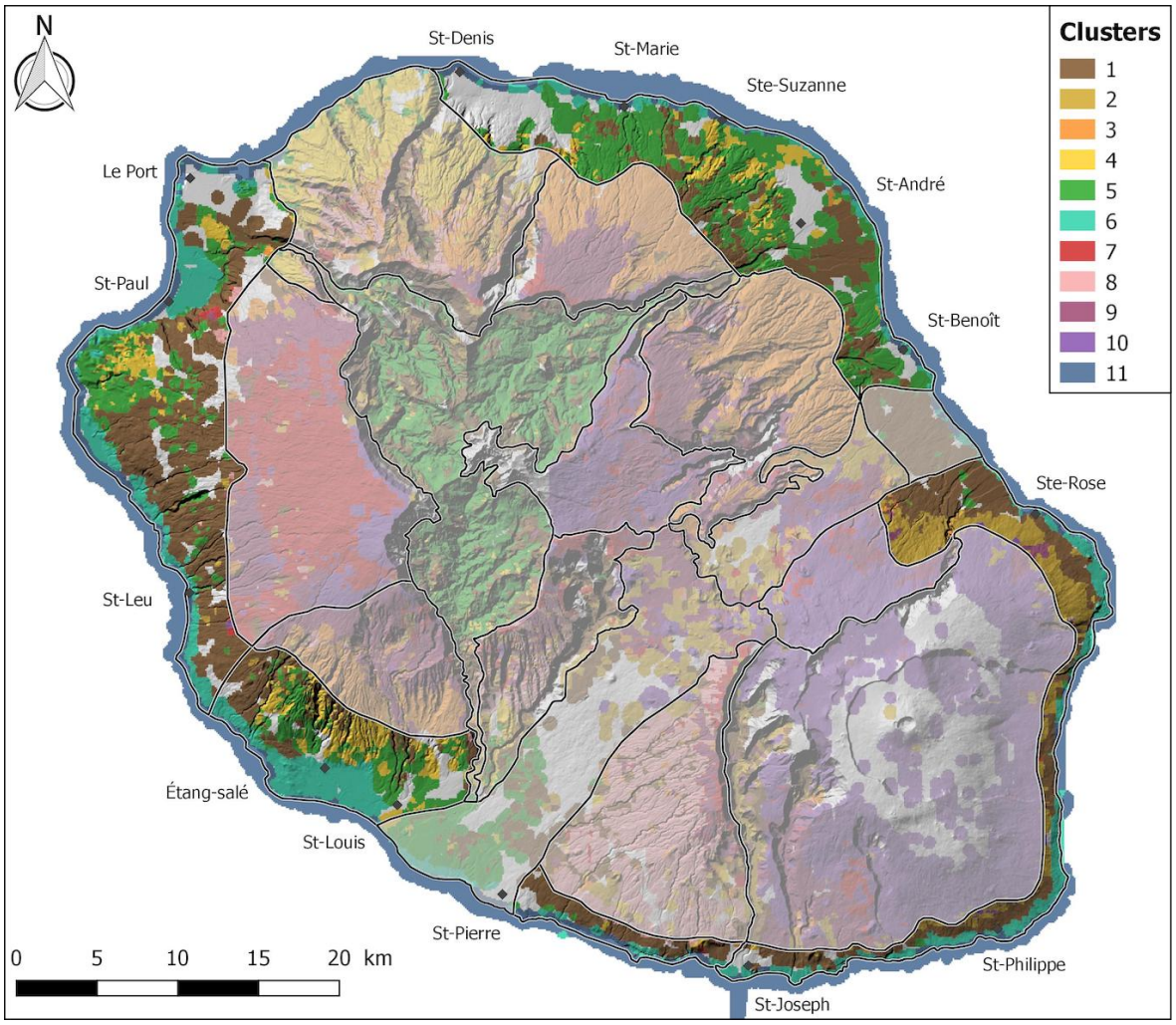


FIGURE 3.2 – Carte des clusters du domaine littoral. Les secteurs ont été délimités à partir de (i) la carte des clusters, (ii) la carte géologique, (iii) le modèle numérique de terrain (MNT) et (iv) la carte Réduction au pôle (RTP).

illustre clairement la variation d'extension du complexe aquifère régional en fonction de l'âge des massifs. Outre l'altération et l'érosion des coulées de lave plus importantes au vent, la morphologie des pentes externes joue un rôle dans cette extension. Toutefois, avant d'interpréter les implications de ces résultats, il est nécessaire d'étudier plus en détail deux secteurs où le complexe aquifère régional s'élève jusqu'à 900 - 1000 m NGR.

Influence de brèches d'avalanche de débris

Le premier cas particulier est le Cap la Houssaye où la limite du complexe aquifère s'accentue (Figure 3.3), atteignant jusqu'à 900 m d'altitude à environ 8 km de la côte (un gradient proche de 10 %). Ce gradient semble trop important pour être lié uniquement à l'aquifère de base. Néanmoins, ce secteur est caractérisé par d'importants affleurements de brèches d'avalanche de débris qui s'étendent jusque dans le cirque de Mafate (Figure 2.23 - [BACHELERY et al., 2003]). Ces formations, imagées par le cluster 4 à l'affleurement, reposent sur les océanites anciennes. Elles sont intercalées entre des coulées de lave d'océanites récentes ou différenciées [JOIN et al., 1992]. Or, les brèches provenant d'évènements destructifs sont moins perméables que les coulées de lave [BELLE, 2014]. Ces formations sont donc des aquitards qui vont soit créer des aquifères perchés, soit

relever le niveau piézométrique de l'aquifère de base selon l'axe Cap la Houssaye / Maïdo.

Cette hypothèse est renforcée par la présence des bassins de la ravine St-Gilles. Ils sont alimentés par trois sources (Tableau 3.2.A) présentes à des altitudes comprises entre 150 et 200 m NGR (Figure 3.3 - gradient hydraulique supérieur à 7%). Les analyses chimiques de ces sources ont permis de les relier à l'aquifère de base [BOURHANE et al., 2017; JOIN, 1991]. Plus en altitude, 4 forages (Tableau 3.2.B), interceptent des horizons aquifères perchés (Figure 3.3). Le log géologique des forages démontre la présence d'un aquitard qui soutient cet aquifère perché entre 350 et 530 m NGR. Les logs géologiques indiquent des formations de basaltes très scoriacés ou des horizons d'alluvions. Au vu de (i) la difficulté de décrire une lithologie correcte à partir de cuttings et (ii) la réalisation de ces ouvrages avant la découverte des phénomènes d'avalanche de débris [1], les descriptions peuvent correspondre aux formations de brèches d'avalanche de débris. Pour finir, les deux derniers ouvrages présents dans la zone (Tableau 3.2.C), ne recoupent pas d'horizon productif démontrant une forte hétérogénéité spatiale.

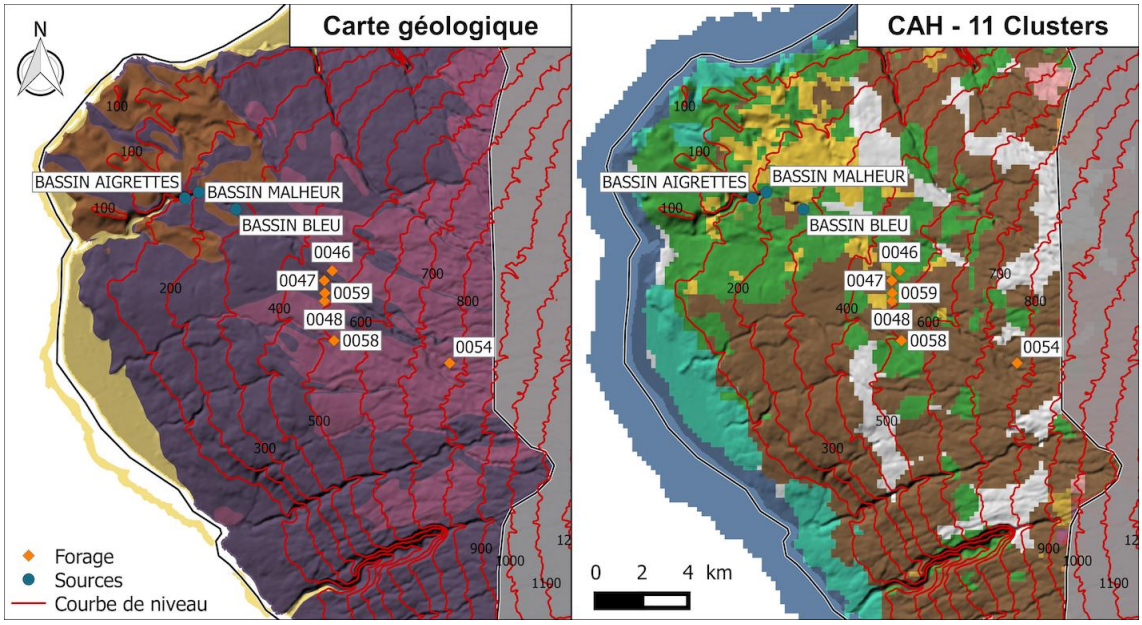


FIGURE 3.3 – Carte géologique à gauche (code couleur identique à la Figure 2.25) et carte des clusters CAH (code couleur identique à la Figure 3.2), à droite, sur le secteur du Cap la Houssaye. La carte géologique comprend les océanites anciennes (en violet), les formations différenciées (en rose), les formations détritiques (en marron) et les alluvions et sables coralliens (en jaune). Les étiquettes des forages ne comportent que les quatre derniers chiffres de leurs codes BSS (12266X****).

Pour conclure, le secteur du Cap la Houssaye est donc caractérisé par (i) une élévation de la surface piézométrique de l'aquifère de base et (ii) la stratification des écoulements au travers d'aquifères intercalés dans les formations de brèches d'avalanche de débris. Jusqu'alors, les études géologiques et hydrogéologiques concentrent l'impact des dépôts bréchiques à la zone d'affleurement. En utilisant les résultats de la CAH, l'analyse régionale démontre une extension latérale plus importante.

1. Pour rappel, le phénomène d'avalanche de débris a été découvert le 27 mars 1980 lors de l'éruption du volcan Mont Saint Helens. L'ensemble des 6 forages (Tableau 3.2.B et C) ont été réalisés durant des campagnes de prospections hydrogéologiques en 1977 et 1978.

A	Sources	Altitudes (m NGR)	
	Bassin Bleu	220	
	Bassin Malheur	155	
	Bassin Aigrettes	107	
B	Forages	Altitudes (m NGR)	Fond du forage (m NGR)
	12266X0047	454	274
	12266X0048	475	325
	12266X0054	660	530
	12266X0058	500	320
C	Forages	Altitudes (m NGR)	Fond du forage (m NGR)
	12266X0046	430	130
	12266X0059	460	308

TABLEAU 3.2 – Altitudes des sources et forages d'eau dans le secteur du Cap la Houssaye. A - les 3 sources. B - les 4 forages positifs. C - les 2 forages négatifs. Pour les forages, les altitudes du haut et du fond du forage sont référencés.

Paléo-cirque, recouvrement récent et altération

Le second cas particulier, en amont d'Étang-salé (Figure 3.4), est caractérisé par une limite du complexe aquifère régional qui dépasse les 900 m NGR d'altitude entre la rift zone N35 et la Rivière St-Étienne. D'un point de vue géologique, ce secteur se distingue par la présence du paléo-cirque des Makes qui repose sur les formations d'océanites anciennes du massif de Bois de Nèfle (Figure 3.4). À l'ouest du paléo-cirque, la rift-zone N35 concentre plusieurs pitons récents, démontrant une activité volcanique plus importante que sur le reste du versant ouest du PdN. La carte magnétique RTP image le massif de Bois de Nèfles avec une anomalie inverse cohérente avec des coulées anciennes[2]. Cette anomalie magnétique est aussi présente dans le paléo-cirque des Makes en limite des remplissages récents. La réponse magnétique confirme aussi la présence d'un remplissage récent du paléo-cirque et l'activité récente de la rift-zone par des signatures magnétiques normales importantes (> 1000 nT - Figure 3.4).

Cette géologie complexe impacte fortement les circulations d'eau souterraine. D'une part, le remplissage du paléo-cirque et de son éxutoire par des formations récentes crée un axe de circulation préférentielle qui draine les eaux souterraines vers la plaine du Gol [PETIT et al., 2013b]. D'autre part, les formations récentes de la rift zone ont rempli des paléo-morphologies permettant de soutenir différents aquifères perchés mis en évidence par la présence de nombreuses sources entre 300 et 1300 m NGR.

Le secteur d'Étang-salé et des Makes est donc caractérisé par une géologie complexe qui induit des circulations d'eau souterraine particulières. Pour bien comprendre la signification de la limite définie par la CAH dans le secteur, il faut analyser la répartition et l'organisation des clusters du littoral jusqu'à la crête sommitale des Makes. Sur la côte, le cluster 6 est clairement relié à l'intrusion saline. Plus haut, le complexe aquifère régional est divisé en deux secteurs. À l'ouest la rift zone est plus résistante (cluster 1) et la limite supérieure atteint 900 m NGR. Alors qu'à l'ouest, les contre forts des Makes sont moins résistants (cluster 4 et 5) et la limite descend entre 600 et 400 m NGR (d'Ouest en Est). Le cluster 5 est concentré autour des axes de drainage (paléo-vallée des Makes, Rivière St-Étienne et limite est de la rift zone). Dès lors, on peut définir des

2. Les anomalies négatives sont associées aux formations d'océanites de plus de 780 ka [GAILLER, 2010].

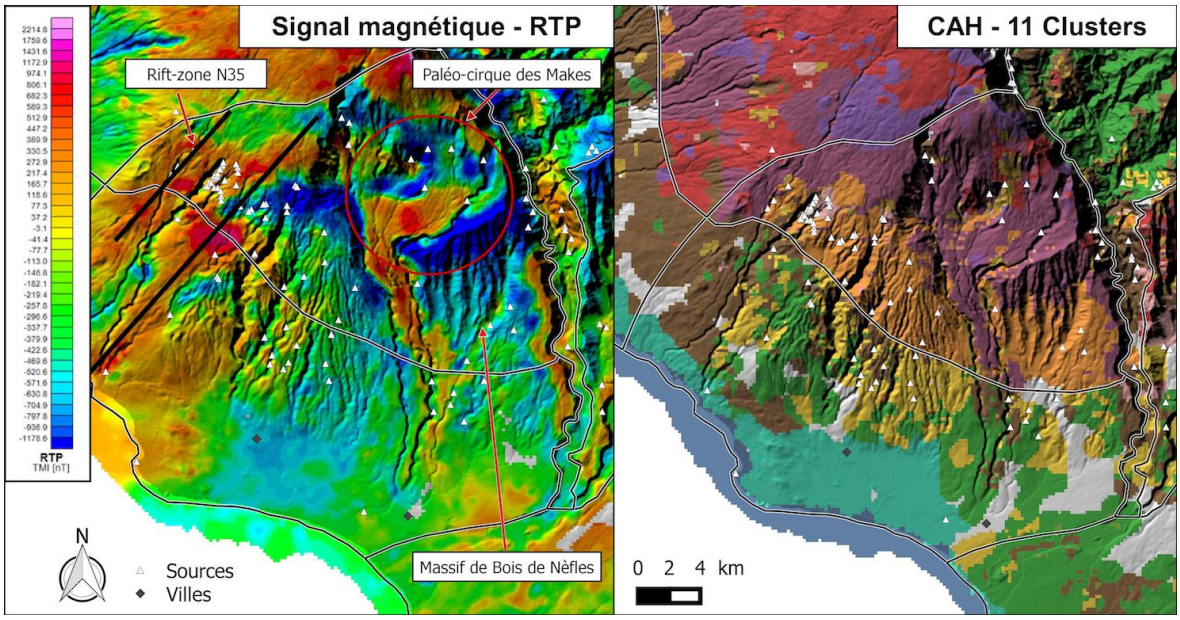


FIGURE 3.4 – Carte magnétique RTP à droite et carte des clusters (code couleur identique à la Figure 3.2), à gauche, sur le secteur d'Étang-salé et des Makes. Les sources sont représentés sur les deux cartes par des triangles blancs.

interprétations pour les trois clusters. Le cluster 1 correspond à des secteurs recouverts par des formations récentes peu altérées qui soutiennent des aquifères perchés. Les clusters 4 et 5 correspondent aux formations anciennes de Bois de Nèfles. Toutefois, la réponse géo-électrique et la localisation du cluster 5 démontre un degré d'altération plus important lié au drainage des circulations d'eau. Pour finir, dans le domaine d'altitude, le cluster 9 correspond aux formations récentes qui ont rempli la paléo-morphologie de l'ancien massif de Bois de Nèfles imagé par le cluster 3. La crête du massif de Bois de Nèfles est aussi imagée par le cluster 9 ce qui est cohérent avec la nature des processus d'altération qui lessive les crêtes pour accumuler les argiles dans la pente.

Grâce à l'utilisation du concept de complexe aquifère régional sur le secteur d'Étang-salé et des Makes, l'analyse régionale permet de mieux appréhender le fonctionnement des aquifères côtiers. Le domaine littoral se limiterait uniquement au cluster 6. En intégrant les cluster 1, 4 et 5, il est possible de comprendre les axes de circulation préférentiel et la variation latérale de recharge de l'aquifère de base. En aval de la rift-zone, les bonnes perméabilités des formations récentes permettent une bonne infiltration de l'eau de pluie, les circulations souterraines sont réparties entre un aquifère perché et l'aquifère de base. Alors que le paléo-cirque des Makes chenalise les circulations dans une paléo-vallée concentrant les flux vers la plaine du Gol. Les contreforts sont caractérisés par de faibles résistivités superficielles, reliées à des processus d'altération météorique. La localisation du cluster 5, en aval de la paléo-vallée, démontre l'impact des axes de drainage sur l'altération liée à la saturation prolongée des formations.

L'analyse du complexe aquifère régional à l'échelle de l'île illustre l'intérêt d'élargir la définition du domaine littoral. D'une part, le contraste de résistivité entre le complexe aquifère régional et le domaine d'altitude est trop fort pour être uniquement dû à des variations de structures géologiques. Ces importantes variations géo-électriques sont reliées à l'impact d'importants processus d'altération météorique ou liés à la saturation

prolongée des formations volcaniques. Il semble donc cohérent qu'alors que le domaine d'altitude est caractérisé par une épaisse zone non-saturée, le complexe aquifère régional se démarque par la saturation et/ou altération d'une grande partie des formations en sub-surface.

La limite entre les deux domaines coïncide généralement avec une iso-altitude appuyant l'hypothèse d'une accélération des processus d'altération par la température (cf. section 2.3.2). La comparaison des résultats du PdN et PdF démontre l'impact de la pluviométrie et de l'âge des formations sur la mise en place de ce complexe aquifère régional. Alors qu'il possède les mêmes caractéristiques (*i.e.* résistivités et extensions) sur les versants au vent et sous le vent du PdF, il est caractérisé par des variations d'extension et de réponse géophysique en fonction de la pluviométrie sur le PdN. Cette différence démontre que l'altération est contrôlée, dans un premier temps, par l'âge des formations, puis dans un second temps par la pluviométrie. Donc l'altération des massifs récents (*i.e.* PdF) est peu impactée par les variations de pluviométrie, avec le temps ces différences climatiques induisent d'importantes variations d'altération des formations volcaniques (*i.e.* PdN).

3.3.3 Domaine d'altitude

Les signatures des clusters dits d'altitude, 3, 4, 7, 8, 9 et 10, sont principalement caractérisées par un horizon superficiel relativement plus conducteur que la réponse géophysique en profondeur (Figure 3.5). Les horizons superficiels plus conducteurs ont majoritairement des résistivités inférieures à 300 Ω·m, généralement associées à des formations altérées [DESCLOITRES et al., 1997; JOIN et al., 2005]. En profondeur, les résistivités augmentent et se rapprochent des résistivités de coulées non-altérées (*i.e.* 800-1000 Ω·m - [DESCLOITRES et al., 1997]). Ces signatures semblent majoritairement impactées par des processus *per descensum*.

À de telles altitudes, les résistivités des formations volcaniques ne peuvent pas être impactées par la présence de l'aquifère de base, le phénomène d'intrusion saline ou l'hydrothermalisme volcanique [DEZAYES et al., 2015; DUMONT et al., 2017; JOIN, 1991; JOIN et al., 2005]. La diminution superficielle des résistivités ne peut donc être liée qu'à la présence d'aquifères perchés ou à l'altération météorique [3]. Les aquifères perchés sont généralement décrits comme des entités limitées autant latéralement que verticalement [JOIN, 1991] alors que les clusters de la CAH imagent ces horizons conducteurs superficiels en continu sur l'ensemble des massifs volcaniques. Il est donc peu vraisemblable que d'aussi importants aquifères perchés (jusqu'à 50-100 m d'épaisseur) soient présents en continu à la surface de l'ensemble de l'île. En revanche, l'altération météorique des formations volcaniques est un processus qui atteint l'ensemble des formations affleurantes. Avec le temps, les profils d'altération peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres et sont caractérisés par d'importantes teneurs en argile. Cette interprétation est donc plus cohérente avec l'imagerie des clusters CAH. L'argilisation des formations par le développement du profil d'altération favorise le stockage de l'eau dans les formations altérées. La diminution de la résistivité par les profils d'altération est donc liée non seulement aux argiles mais aussi à l'eau stockée dans ces profils.

3. la décroissance des résistivités est principalement contrôlée par trois facteurs : la teneur en argile, la saturation en eau et la minéralisation des eaux souterraines [BINLEY et al., 2015]

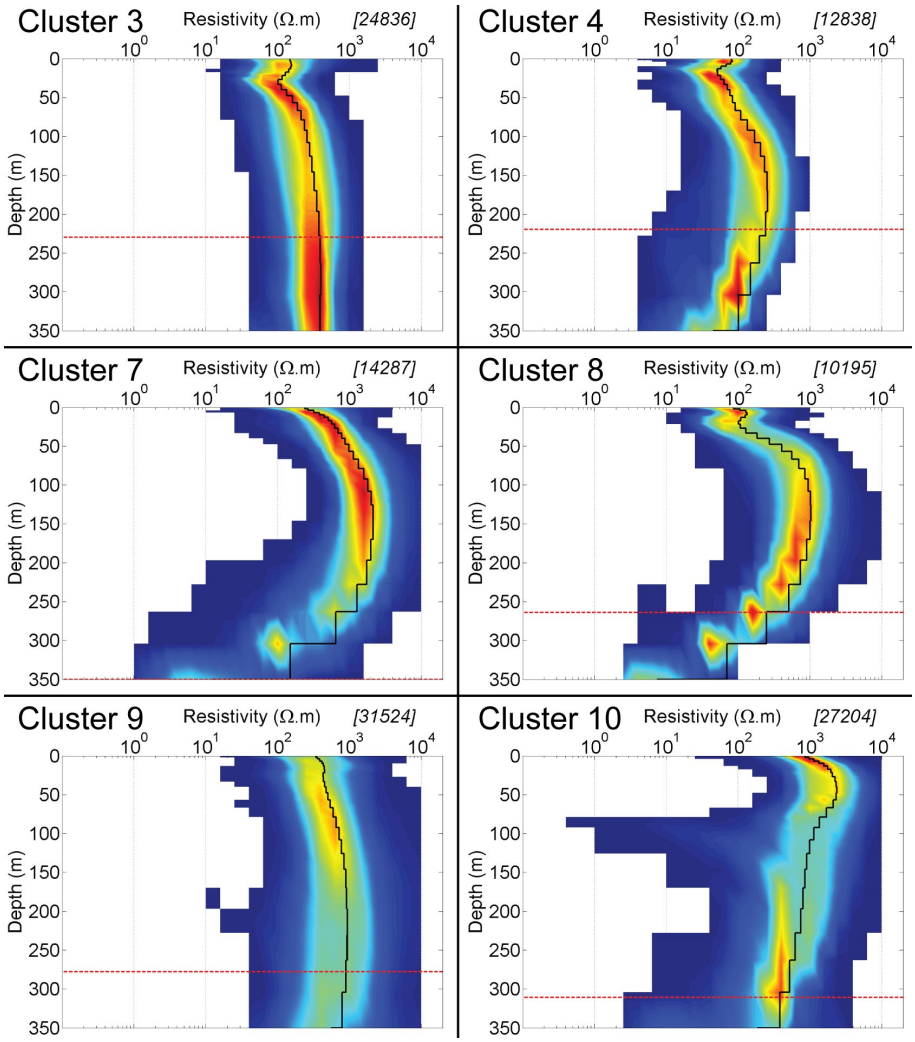


FIGURE 3.5 – Signatures géo-électriques des clusters du domaine d'altitude : clusters 3, 4, 7, 8, 9 et 10.

Dans la suite de cette section, il est donc défini **l'hypothèse suivante : les conducteurs superficiels sont liés à la présence de profils d'altération météorique**. Cette hypothèse n'écarte pas le fait que des aquifères perchés peuvent se mettre en place dans ces horizons plus ou moins altérés à la faveur d'une structuration particulière. En revanche, l'impact de telles entités hydrogéologiques sur les résistivités est considéré comme locale et n'influence pas les signatures géo-électriques des clusters.

L'altération météorique semble donc être le processus prédominant dans la création de telles signatures géo-électriques en altitude, à l'échelle de l'île. Son intensité n'est pas homogène selon l'âge des massifs volcaniques, le climat (*i.e.* au vent - sous le vent) et l'altitude (le domaine d'altitude s'étend entre 200 et 3000 m NGR d'altitude). L'objectif de cette section est d'**analyser la réponse géophysique sur l'ensemble de l'île pour améliorer la compréhension des forçages régionaux sur le processus d'altération météorique**.

Avant de commencer l'analyse des processus d'altération à partir des données AEM, il est important de rappeler que **les interprétations sont limitées par la résolution de la méthode géophysique**. Une approche régionale permet d'apporter des réponses qua-

litatives qui n'intègrent pas les processus d'altération superficielle (*i.e.* inférieure à 2 m d'épaisseur). Il est donc important de ne pas assimiler les termes d'altération météorique et profil d'altération uniquement au phénomène de pédogenèse. De plus, le contraste de résistivité créé par l'altération doit être assez important pour (i) être imagé par le profil vertical de résistivité "smooth" et (ii) être identifiable dans la signature géo-électrique des clusters. Effectivement, l'inversion dans un premier temps et l'approche CAH dans un second temps, lissent les résultats géophysiques et peuvent faire disparaître les contrastes les moins marqués.

Enfin, les secteurs d'altitude peuvent intégrer des structures d'érosion et ravines importantes (*i.e.* Rivière des Pluies, du Bras de la Plaine et des Remparts). Ces structures sont imagées par des clusters différents des massifs et leur interprétation sera présentée dans la Section 3.3.4. Toutefois, ils n'ont pas été séparés des massifs pour éviter la multiplication de sous-secteurs liés aux phénomènes destructifs peu représentatifs à l'échelle de l'étude.

Clusters d'altitude, une classification de l'altération météorique

La première étape est d'analyser la réponse géo-électrique des clusters présents en altitude. Le dendrogramme de la Fig.3. de l'article ci-dessus, représente l'organisation hiérarchique des clusters. Il répartit les 6 clusters du domaine d'altitude en trois groupes : 3/4, 7/8 et 9/10. Les clusters 3 et 4 sont les plus conducteurs. Ces clusters présentent un horizon superficiel conducteur (> 150 Ω·m) et des résistivités en profondeur inférieures à 300 Ω·m. Ensuite, les clusters 7 et 8 présentent des résistivités plus importantes (< à 600 Ω·m en surface et atteignant 1000 Ω·m en profondeur). Enfin, l'horizon superficiel des clusters 9 et 10 est très fin avec des résistivités importantes (de 400 à 1000 Ω·m), en profondeur les résistivités dépassent les 1000 Ω·m. Le cluster 10 (le plus résistant de la CAH) illustre clairement le problème de résolution de la méthode dans l'imagerie de contrastes superficiels peu épais (< 5 m). Avec des résistivités majoritairement supérieures à 1000 Ω·m, la géophysique ne peut correctement imager une altération superficielle avec des résistivités cohérentes (200-400 Ω·m). Toutefois, la signature géo-électrique du cluster représente le contraste superficiel, localisé dans les 2 à 5 premières couches du modèle, lié à un processus superficiel de faible intensité (*i.e.* altération météorique).

Cette analyse des signatures géo-électriques démontre que chacun des trois groupes de clusters représente **un degré d'évolution du profil d'altération**. Il est donc possible de classer, du plus sain au plus altéré, les groupes de cluster en fonction du degré d'altération auquel ils correspondent :

- Clusters 9 & 10 - formations volcaniques présentant une altération météorique inexistante ou superficielle (< 5-10 m) ;
- Clusters 7 & 8 - un profil d'altération s'est développé sur les 10 - 30 premiers mètres du sous-sol ;
- Clusters 3 & 4 - un important profil d'altération est présent de 0 à 50/80 m de profondeurs.

Ces analyses préliminaires permettent d'interpréter les résultats cartographiques présentés sur la Figure 3.6 pour (i) valider et affiner l'interprétation des clusters (et non uniquement des groupes de cluster) et (ii) analyser l'impact des forçages régionaux sur la mise en place des profils d'altération.

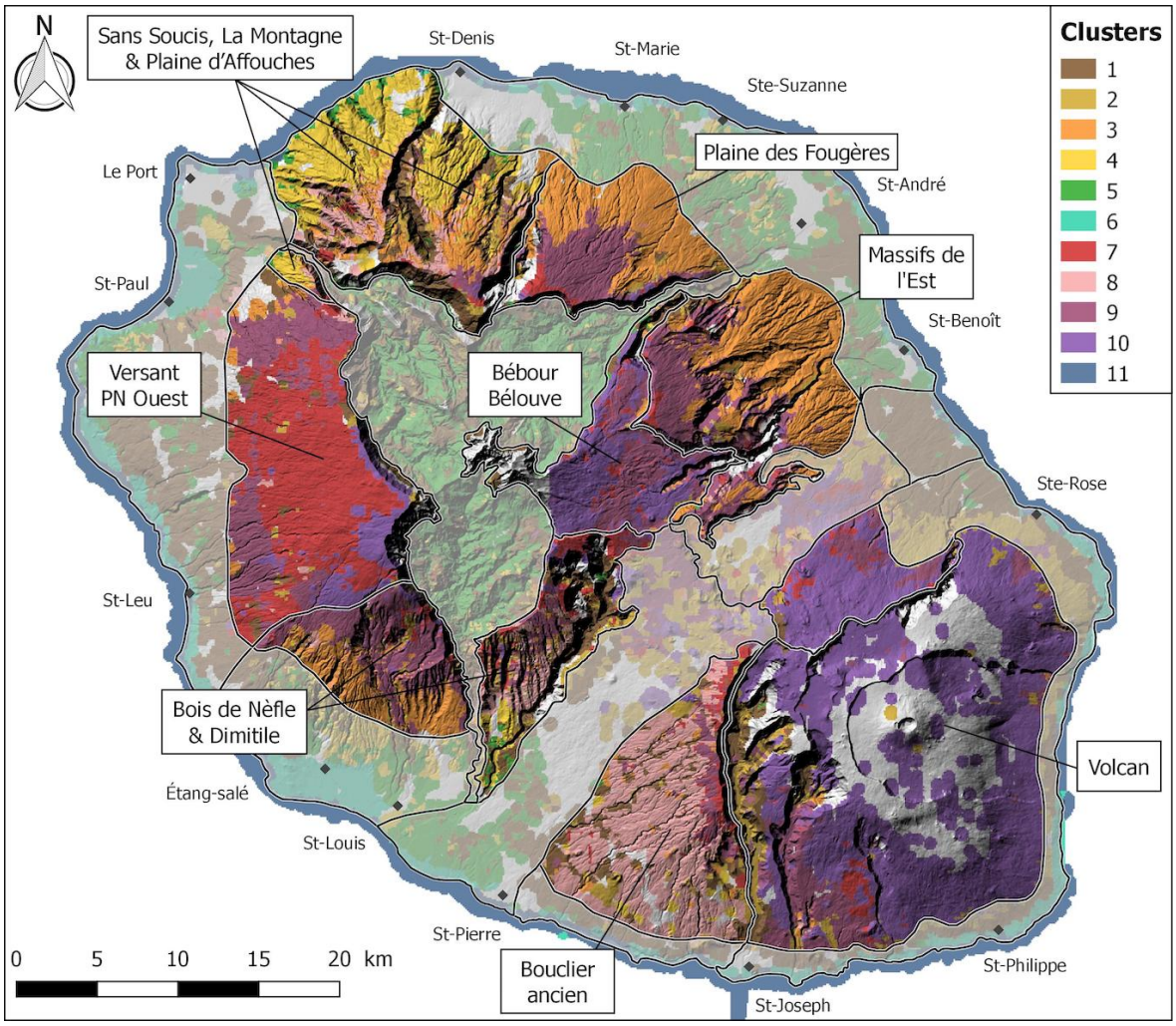


FIGURE 3.6 – Carte des clusters du domaine d'altitude. Les secteurs ont été délimités à partir de (i) la carte des clusters, (ii) la carte géologique, (iii) le modèle numérique de terrain (MNT) et (iv) la carte RTP [4].

Altération météorique : paramètres de contrôle et dynamique

Sur l'île, l'organisation des clusters d'altitude suit différents schémas en fonction des massifs volcaniques, de l'altitude et de la pluviométrie. Le premier schéma de cluster, composé des clusters 9 et 10, est présent sur le **volcan et les paléo-cirques de Bébour et Bélouve**. Ces secteurs composés des coulées de lave les plus récentes de l'île sont très résistants et malgré les pluviométries importantes démontrent une altération faible voire inexistante.

Le second schéma est localisé sur **le versant Ouest du PdN**, où les clusters 10, 7 et 9 sont agencés de la crête vers le bas du versant. L'altération météorique, peu développée dans ce secteur, s'accentue en descendant le versant grâce à l'augmentation de la température. Cet effet est aussi remarquable au niveau du **bouclier ancien du PdF** et du **Dimitile**. Les crêtes sont imagées par les clusters 10 et 7 alors que le cluster 8 est dominant sur le versant. Outre l'effet de la température, ces deux secteurs sont caractérisés par des processus d'altération plus importants.

Les deux derniers schémas représentent des degrés d'altération de plus en plus

importants. D'abord sur la **Plaine des Fougères, les Massifs de l'Est et Bois de Nèfles**, les clusters 9 et 3 illustrent la gradation en fonction de l'altitude. Les crêtes ainsi que l'ensemble du massif sont caractérisés par des résistivités plus faibles, illustrant une altération plus forte. Enfin, le cluster 4 est dominant sur les massifs de **la Montagne et de la Plaine d'Affouches**. Le processus d'altération marqué superficiellement est aussi présent sur l'ensemble des 300 m de sous-sol imagés par l'AEM. La Plaine d'Affouches a la particularité d'être caractérisée par un recouvrement récent (*i.e.* la "dalle soudée") imagé par les cluster 9 et 3 au sommet du versant. Par contre, la CAH montre qu'il est concentré sur le secteur sommital et moins important que pour les autres massifs du PdN (*e.g.* Plaine des Fougères).

La couverture régionale permet de démontrer la continuité de ces structures altérées le long de la morphologie actuelle. La mise en place de ces profils d'altération a donc un impact majeur sur la recharge des aquifères. Pour intégrer correctement ces processus, il devient nécessaire d'analyser **la dynamique de mise en place des profils d'altération** à l'échelle régionale afin de pouvoir localiser et caractériser les profils d'altération, mais aussi les paléo-profils.

Les formations volcaniques les plus récentes sont logiquement les moins altérées et cela malgré des précipitations annuelles très importantes (*i.e.* 10 m de pluie par an sur la partie nord du volcan). Les dernières activités du PdN (70-29 ka) ainsi que les formations du PdF postérieures à la caldeira des Remparts (< 150 ka) ne présentent pas de profil d'altération. Par contre, le bouclier ancien du PdF (> 150 ka) est caractérisé par un important profil d'altération sur l'ensemble du versant. Ainsi, et ce peu importe la pluviométrie, les formations affleurantes de moins de 150 ka ne présentent pas d'importants profils d'altération pouvant marquer la réponse géo-électrique. Ce résultat doit toutefois être soumis à plusieurs réserves : (i) le modèle de résistivité utilisé ne permet pas de détecter des variations de résistivité dans les 2 premiers mètres du sous-sol et (ii) l'échelle d'étude régionale ne permet de définir que des ensembles de signatures géophysiques. En effet, CHADWICK et al. [2003] a analysé l'altération de coulées de lave basaltique de moins de 150 ka. Cette altération se concentrait sur le premier mètre de sous-sol. Il est donc logique qu'en dessous de 150 ka, les processus d'altération météorique n'impacte pas la réponse géophysique. Durant cette première étape, la formation d'argile due à l'altération météorique se concentre donc dans les horizons superficiels à la faveur de fractures et d'une végétation peu développée [CHADWICK et al., 2003 ; BEAL et al., 2016]. Dans les premiers mètres du sous-sol, les processus d'altération impactent les interlits scoriacés alors que les coulées massives, peu impactées, gardent leurs structures. La réponse géophysique est alors rapidement résistante en profondeur (Figure 3.7).

Au delà de cette limite temporelle de 150 ka, le profil d'altération imagé par la géophysique se développe sur 10 à 50 m de profondeur (Figure 3.7). Une telle signature géophysique correspond à un profil d'altération développé en surface. Ce profil permet la mise en place de la pédogenèse d'un sol qui accentue l'altération géochimique des formations basaltiques (*i.e.* acides humiques et enrichissement en CO_2 de l'eau dans le sol - [DREVER, 1994 ; DRUHAN et al., 2017]). Le degré de développement du profil dépend de l'argilisation et de la déstructuration des coulées de lave. Plus le profil est développé, plus la teneur en argile est importante, plus l'humidité est importante (grâce à l'importante tension capillaire des argiles), plus les résistivités superficielles sont faibles.

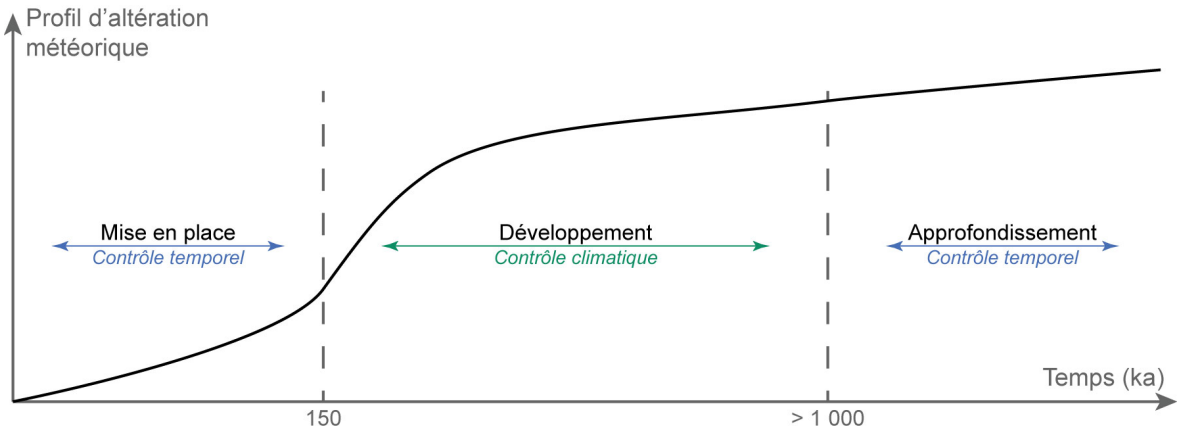


FIGURE 3.7 – Dynamique de mise en place des profils d'altération des coulées de lave. Dans un premier temps, les argiles créées par l'altération se concentrent dans les horizons superficiels ou scoriacés. Dans un second temps, la mise en place du sol et le colmatage des horizons scoriacés favorisent la mise en place d'altération en boule des coulées massives qui conduit peu à peu à leurs déstructurations. Dans un troisième temps, à la surface, le profil d'altération est à l'équilibre et son évolution se fait uniquement vers le bas.

L'épaisseur du profil d'altération semble liée à d'autres facteurs régionaux. Pour les déterminer, trois massifs impactés par l'altération météorique sont comparés : (i) la Plaine des Fougères, (ii) le versant ouest du PdN et (iii) le bouclier ancien du PdF. Les deux premiers sont constitués de l'empilement d'océanites récentes recouvertes par des coulées de lave du stratovolcan (*i.e.* coulées différenciées d'hawaïte et dalle soudée). Le dernier massif est composé de formations du volcan des Alizés (ou proto-Fournaise) en profondeur recouvertes de coulées basiques anciennes. Ces massifs sont globalement le résultat d'une construction volcanique polyphasée longue qui s'est arrêtée autour de 200 ka (pour le PdN) et 290 ka (pour le PdF). Par contre, ces massifs sont soumis à des régimes pluviométriques différents : de 1 à 1,8 m de pluie par an pour le versant ouest, de 1,3 à 3 m de pluie par an pour le bouclier ancien et de 3 à 4 m de pluie par an pour la Plaine des Fougères. Or, les résultats de l'approche régionale soulignent différents degrés d'altération de ces massifs (*i.e.* schéma de clusters). Il semble donc que plus la pluviométrie est importante, plus la géophysique image des profils d'altération importants. La pluviométrie semble donc être le paramètre de contrôle principal du degré d'altération des massifs lorsque le profil d'altération est en place. L'exemple des massifs de l'Est, caractérisés par la présence de formations d'âges différents à l'affleurement [SALVANY et al., 2012], appuie cette conclusion (Figure 3.7). Dans ce secteur, des massifs d'océanites anciennes (950 à 1 400 ka) comme des massifs plus récents (200 à 340 ka) sont imagés par les même clusters (*i.e.* 9 et 3).

Pour finir, les massifs de La Montagne et de la Plaine d'Affouches présentent des horizons conducteurs plus épais (jusqu'à 80-100 m de profondeur). La réponse géophysique sur ces massifs anciens démontrent que le profil d'altération s'approfondit peu à peu avec le temps. La constance de la signature géo-électrique vis-à-vis des profils d'altération moins épais semble démontrer que ces profils ont atteint, en surface, un équilibre géochimique [WHITE et al., 2013]. Les processus d'altération sont donc limités en surface et se déplace vers la profondeur (Figure 3.7).

Cette analyse met en avant une relation entre l'altération météorique et les horizons conducteurs superficiels. Toutefois la relation entre les propriétés géo-électriques et

hydrodynamiques n'est pas directe, surtout dans un milieu hétérogène. Les massifs volcaniques sont constitués de centaines de mètres d'empilement de coulées de lave et d'interlits scoriacés. Il est démontré dans la littérature que les circulations d'eau souterraine se concentrent dans les horizons scoriacés qui sont plus perméables et s'altèrent plus vite que les coulées massives [CUSTODIO, 2004; EGGLETON et al., 1987; GISLASON et al., 1993]. Il devient alors évident que les propriétés hydrodynamiques diminuent plus rapidement que la résistivité de l'ensemble. Il est donc nécessaire d'appréhender la relation entre les propriétés géo-électriques et hydrodynamiques des formations volcaniques pour correctement interpréter l'impact hydrogéologique des contrastes de résistivité dus aux profils et paléo-profils d'altération météorique.

3.3.4 Secteurs géologiques particuliers

L'île de La Réunion est caractérisée par la présence de plusieurs massifs volcaniques polyphasés mais aussi par des processus destructifs exacerbés par le climat inter-tropical et le régime cyclonique. Il en résulte des secteurs dont la géologie contrastée ne peut pas être assimilée aux domaines littoraux ou d'altitude. Les cirques et les grandes ravines sont le fruit de processus érosifs intenses et ne correspondent ni géologiquement, ni hydrogéologiquement, à aucun des domaines cités ci-dessus. De plus, le secteur des plaines, situé à la frontière des deux volcans, est caractérisé par des paléo-morphologies liées à cette frontière qui impacte les circulations d'eau souterraine. Pour ces raisons, ces secteurs sont développés séparément des domaines ci-dessus. Par contre, les ravines n'ont pas été déconnectées du domaine d'altitude lors de sa délimitation pour éviter la multiplication des sous-secteurs qui complexifierait la compréhension des résultats.

Paléo-morphologie particulière : les Plaines

Le secteur des plaines correspond au remplissage de deux paléo-morphologies à la frontière entre les deux massifs volcaniques. Ces structures ont été remplies par des formations récentes du PdF dans lesquelles se développent deux importants aquifères perchés reposant sur les formations anciennes altérées. Le premier aquifère est présent dans la Plaine des Cafres, orientée sud-ouest, alimente de nombreuses sources du Bras de la Plaine. Le second, localisé dans la Plaine des Palmistes, repose dans une importante paléo-vallée, orientée nord-est, et draine l'ensemble des flux vers le littoral est [AUNAY et al., 2017; DUMONT, 2017].

La zone de crête de la Plaine des Cafres est imagée par des clusters résistants (9 et 10) cohérents avec l'activité récente du secteur (rift zone N120 - Figure 3.8). Toutefois, l'urbanisation de la plaine ne permet plus de suivre l'évolution des structures géo-électriques en aval jusqu'à atteindre la côte. L'aval de la plaine, couverte par la géophysique héliportée, est caractérisée par le cluster 5. Cette signature, conductrice pour des formations du PdF, doit vraisemblablement être reliée aux formations alluviales de la Rivière de l'Est, à la présence de pyroclastes qui s'altère rapidement ainsi qu'à la faible épaisseur du recouvrement des formations anciennes dans le secteur.

Le cœur de la Plaine des Palmistes est, elle aussi, fortement urbanisée. Néanmoins, les versants de celle-ci, ainsi que l'amont de la plaine sont suffisamment couverts pour être interprétés. Il ressort que les bordures de la plaine ainsi que la zone aval sont imagées par le cluster 2, caractérisé par une décroissance des résistivités de 1000 à 150 Ω·m

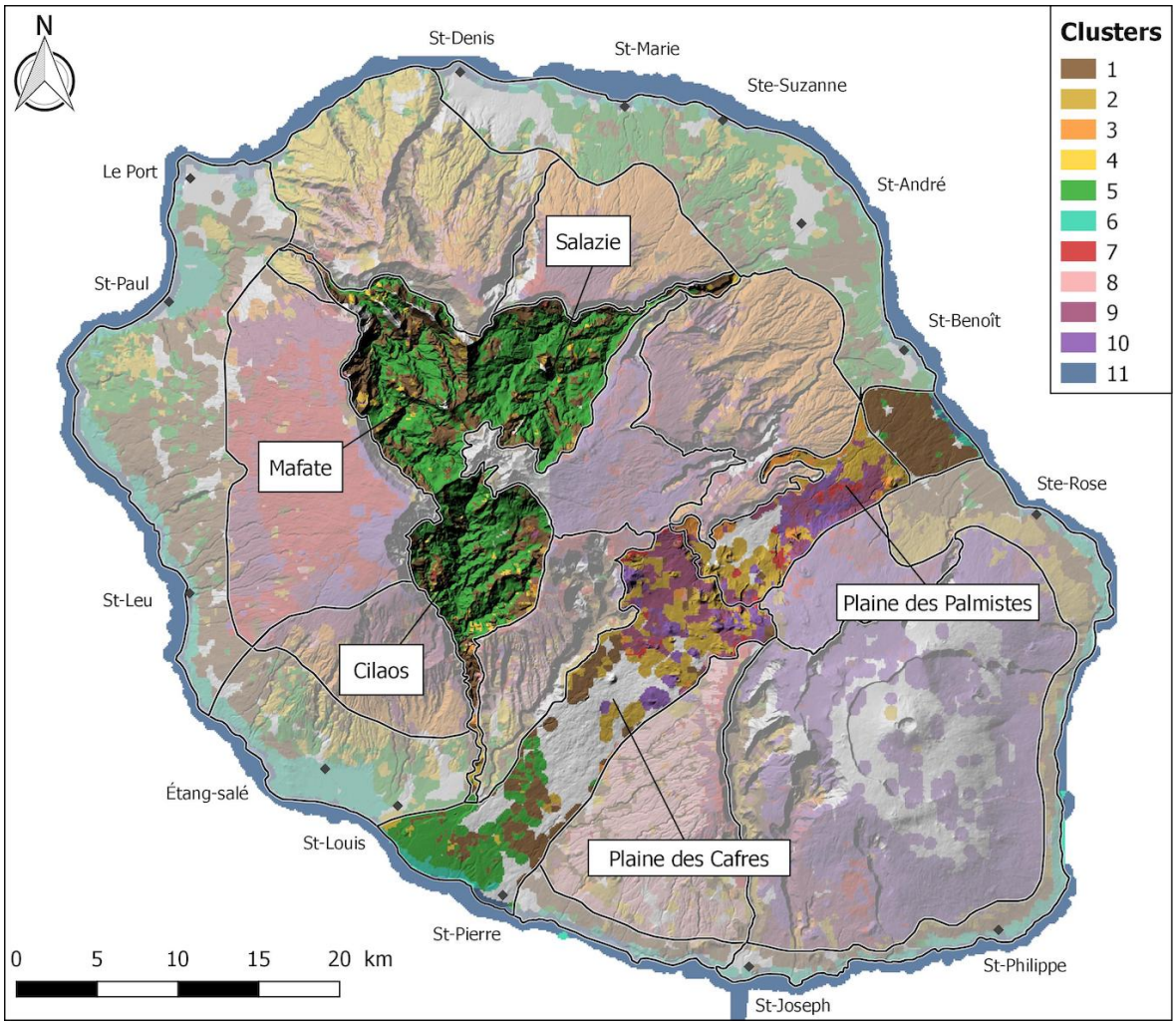


FIGURE 3.8 – Carte des clusters des cirques et des plaines de La Réunion. Les secteurs ont été délimités à partir de (i) la carte des clusters, (ii) la carte géologique, (iii) le modèle numérique de terrain (MNT) et (iv) la carte RTP.

(Figure 3.8). Ce cluster a été relié à la présence de l'aquifère de base au niveau du versant Nord du PdF. Les secteurs de la plaine, imagés par le cluster 2, localisent les limites de la paléo-vallée où le substratum altéré se rapproche de la surface. Par ailleurs, les secteurs imagés au centre de la vallée sont caractérisés par les clusters 9 et 10 correspondant aux coulées de lave récentes non altérées (Figure 3.8). On peut conclure qu'au centre de la paléo-vallée, la géophysique n'atteint pas le substratum qui se situe à plus de 400 m de profondeur [CPFG et al., 1992]. Dans le secteur littoral, l'aval de la plaine est imagé par le cluster 1 cohérent avec le reste de la côte du PdF. Pour finir, la chenalisation des circulations souterraines par la paléo-vallée semble limiter la contamination de l'aquifère côtier par l'intrusion saline.

Il ressort donc que l'interprétation des clusters pour les plaines apporte des premiers éléments sur ces deux structures. Toutefois, la CAH synthétise l'information 3D du modèle de résistivité AEM dans des supports 2D qui limite l'interprétation de géométrie inclinée. Il convient donc de développer des approches plus robustes pour détecter et caractériser les paléo-structures qui, comme le démontre l'aquifère de la Plaine des Palmistes, peuvent jouer un rôle majeur dans la répartition des aquifères volcaniques. Pour répondre à ces deux problématiques du domaine d'altitude, le chapitre 5 présente différentes ap-

proches hydrogéophysiques pour (i) **détecter et caractériser des paléo-structures** tel que la Plaine des Palmistes et (ii) **analyser les variations des profils d'altération en fonction de la géologie mais surtout leur impact sur les circulations d'eau souterraine**.

Structures érosives : les Cirques et Grandes Ravines

Les cirques sont des dépressions de plusieurs kilomètres de diamètre provenant de l'érosion du PdN à proximité du centre éruptif (Figure 2.25). Ils sont principalement imagés par les clusters 1 et 5 (Figure 3.8). Ces résultats sont cohérents avec leur géologie très hétérogène. Le fond de ces dépressions est constitué de lave anciennes altérées et / ou hydrothermalisées [CHAPUT, 2013 ; LACQUEMENT et al., 2008], qui sont recouvertes par des formations détritiques ou des coulées récentes du PdN. Cet empilement de formation volcanique et détritique est incisé par de nombreuses ravines créant des ilets. Les circulations d'eau souterraine sont réparties entre l'aquifère de base dans les coulées de lave anciennes et des aquifères perchés présents dans les formations plus récentes des ilets des cirques (*i.e.* brèches, alluvions et coulées différenciées) [MOULIN et al., 2002]. Au vu du nombre de paramètres géologiques et hydrogéologiques (*i.e.* tous les processus d'altération, la forte hétérogénéité géologique, l'hydrothermalisme) à prendre en compte pour interpréter la géophysique héliportée dans les cirques, l'approche régionale ne semble pas adaptée à l'analyse des fonctionnements hydrogéologiques de ces secteurs [BELLE et al., 2014 ; FAMIN et al., 2016].
De même pour **les grandes ravines** (*e.g.* Rivières des Pluies, Rivière des Remparts) où la problématique est sensiblement la même : *i.e.* des processus destructifs ont érodé les massifs sur plusieurs centaines de mètres. Ces cicatrices mettent à jour des coulées de lave anciennes altérées, souvent recouvertes par des formations détritiques. De manière générale, la CAH permet de délimiter correctement les secteurs caractérisés par d'importants processus détritiques. Toutefois, l'approche régionale reposant sur la CAH n'est pas adaptée à l'étude de ces objets géo-morphologiques.

3.4 Conclusion

Ce chapitre a montré que la CAH est un outil pertinent pour interpréter les données de résistivité inversée à une échelle régionale. En regroupant les sondages AEM en fonction des résistivités ainsi que de leur géométrie verticale, l'approche statistique permet de cartographier des réponses géo-électriques homogènes sur l'ensemble de l'île. Les résultats de CAH lissent les hétérogénéités locales de résistivité, soulignant les variations régionales. La CAH permet ainsi d'interpréter les contrastes verticaux et latéraux, et ce, en les synthétisant sans devoir intégrer toutes les hétérogénéités du contexte volcanique insulaire (Tableau 3.3). Le caractère hiérarchique de la classification permet de changer le nombre de clusters afin d'affiner l'analyse de certains secteurs.

L'interprétation des résultats de la CAH, confrontés à des données géologiques, morphologiques et magnétiques, a permis de définir la limite entre les domaines d'altitude et littoral sur l'ensemble de l'île. Cette sectorisation permet d'analyser les processus et paramètres de contrôle des résistivités en fonction des configurations géologiques, hydrogéologiques et climatiques.

Sur le littoral, les résultats de l'analyse régionale démontrent d'importantes variations de l'extension du complexe aquifère régional en fonction des massifs. Le PdN possède un complexe aquifère régional plus large et qui atteint des altitudes plus importantes

CLUSTER	COMPLEXE AQUIFÈRE RÉGIONAL
1 & 5	Complexe aquifère plus ou moins altéré.
4	Affleurement de brèches d'avalanche de débris et de formations anciennes altérées.
6	Phénomène d'intrusion saline.
11	Océan.
CLUSTER	**DOMAINE D'ALTITUDE**
2	Présence d'une structure géologique ancienne et altérée en profondeur.
3 & 4	Importante altération météorique des formations volcaniques.
7 & 8	Présence de profil d'altération développé.
9 & 10	Formations volcaniques peu ou pas altérées.

TABLEAU 3.3 – Synthèse des interprétations des clusters en fonction de leur localisation présentées dans le Tableau 3.1.

que le PdF. Ces résultats sont cohérents avec les études d'îles volcaniques "récentes" [GINGERICH et al., 2005; PRYET et al., 2012] qui présente des gradients hydrauliques très faibles (de l'ordre de quelques ‰) alors qu'ils sont plus importants sur des îles plus anciennes (de l'ordre de quelques %) [IZQUIERDO, 2014; VITTECOQ et al., 2014]. Les facteurs climatiques impactent l'extension et les signatures géo-électriques du complexe aquifère régional du PdN. La côte au vent semble plus altérée (signatures géo-électriques plus conductrices) que la côte sous le vent. L'impact sur l'extension est biaisé par d'importants dépôts alluvionnaires sur la côte au vent. Enfin, des structures géologiques particulières, comme les brèches du Cap la Houssaye ou la présence de formations anciennes superficielles, élève la limite du complexe aquifère régional. Ces particularités locales démontrent la cohérence entre les circulations d'eau souterraine et l'altération liée à la saturation sur la signature géo-électrique du complexe aquifère régional imagé par la géophysique.

Ces résultats démontrent le contrôle géologique (*i.e.* type et âge des formations volcaniques) et climatique sur le fonctionnement de l'aquifère de base. Un nouvel angle d'approche est donc nécessaire pour appréhender la variation des propriétés hydrodynamiques de cet aquifère. Or, l'extension spatiale du cluster 6, lié à l'intrusion saline, varie en fonction de la pluviométrie. Ce processus d'intrusion saline est contrôlé principalement par les perméabilités de l'aquifère ainsi que par la recharge. Le chapitre 4 propose donc d'étudier l'intrusion saline pour (i) **déterminer la vulnérabilité de la ressource en eau côtière** à La Réunion mais aussi pour (ii) **déterminer l'impact des paramètres géologiques et climatiques** sur le fonctionnement de l'aquifère de base.

En altitude, l'aquifère de base n'influence plus la réponse géo-électrique des formations volcaniques. La CAH souligne une forte diversité de profils d'altération permettant d'analyser la dynamique de l'altération météorique et la mise en place des profils d'altération. Cette analyse ne permet pas de différencier l'altération en fonction du type de formation volcanique, *i.e.* coulées de lave ou formations pyroclastiques. Néanmoins, elle permet d'appréhender la dynamique de l'altération des volcans boucliers composée d'un empilement hétérogène de formations volcaniques. Ainsi, la dynamique de l'altération météorique des volcans boucliers n'est pas linéaire et se divise en trois étapes principales. La première correspond à la **mise en place d'un profil d'altération** à la

surface de formations peu ou pas altérées. Cette mise en place dure environ 150 ka, et ce, peu importe le climat. La seconde étape correspond au **développement du profil d'altération météorique**. L'intensité de l'altération, qui induit les teneurs en argile et la déstructuration des coulées massives, est maximale dans les secteurs humides et chauds. La décroissance, d'un ou des deux facteurs, ralentit le développement du profil d'altération. La troisième étape débute lorsque **le profil d'altération est en place et que son développement superficiel est stable** (*i.e.* déstructuration des coulées massives), dès lors, le profil progresse uniquement verticalement [WHITE et al., 2013].

Sous le profil d'altération, les clusters démontrent la présence, à l'échelle régionale, de formations plus saines (*i.e.* plus résistantes), et cela même sur des massifs très anciens (*e.g.* La Montagne). Ce résultat diverge du modèle conceptuel de CUSTODIO [1978] qui, focalisé sur les propriétés de l'aquifère de base, présente l'altération des formations volcaniques comme croissante en fonction de la profondeur. Or, la stratification d'horizon altéré et d'horizon plus sain a nécessairement un contrôle sur la répartition des circulations d'eau souterraine. **Les résultats de l'approche régionale justifient l'implémentation des profils d'altération dans les modèles conceptuels au vu de leur impact sur les propriétés géo-électriques des formations volcaniques**.

Dans les secteurs géologiques plus complexes (*i.e.* cirques, grandes ravines, plaines), la diversité géologique et/ou les géométries multiples rendent les résultats de la CAH moins performants. Des approches locales seraient plus adaptées pour caractériser ces milieux particuliers où les processus locaux ont un fort impact sur les signatures géo-électriques.

En conclusion, l'approche statistique CAH permet d'analyser les variations de la réponse géophysique à l'échelle de l'île en atténuant les hétérogénéités locales. À partir des données statistiques, l'approche régionale a permis d'analyser l'impact de la géologie, du climat et de la morphologie sur la réponse géophysique. Ces résultats sont cohérents avec les connaissances géologiques et hydrogéologiques des volcans boucliers en contexte insulaire. **En altitude comme sur le littoral, les résultats de l'approche régionale se rejoignent sur l'importance du climat et des processus d'altération sur la répartition et le fonctionnement des aquifères volcaniques.**

Chapitre 4

Complexe aquifère régional : quelle vulnérabilité face à l'océan

« *Le vent se lève!... il faut tenter de vivre!* »

PAUL VALERY

Sommaire

4.1 Imagerie AEM de l'intrusion saline 92
4.1.1 Confrontation de l'imagerie AEM aux données hydrogéologiques . 93
4.1.2 Cartographie de l'intrusion saline 102
4.1.3 L'intrusion saline à l'échelle d'une île 106
4.2 Benchmark de l'inversion AEM 107
4.2.1 Mise en place de l'approche benchmarking 109
4.2.2 Modèles *a priori* et contraintes de résistivité 114
4.2.3 Discussion des résultats 127
4.3 Caractérisation quantitative de l'intrusion saline 129
4.3.1 Modélisation analytique 129
4.3.2 Paramètres de contrôle de l'intrusion saline 140
4.4 Conclusion 146

4.1 Imagerie AEM de l'intrusion saline

Le chapitre 3 a permis de délimiter le complexe aquifère régional marqué principalement par la présence de l'aquifère de base. Cette entité, largement exploitée, est en équilibre hydrodynamique avec l'océan au niveau des côtes de l'île. Cet équilibre est contrôlé par la perméabilité, l'hétérogénéité et la recharge de l'aquifère ainsi que les phénomènes de marée. La géométrie et l'extension latérale de l'intrusion saline sont donc directement reliées à ces paramètres. L'étude de l'influence de ces différents paramètres sur la contamination des aquifères côtiers permet de mieux comprendre le processus et son impact sur les volumes d'eau douce sur le littoral réunionnais.

La section 2.2.1.4 présente le fort potentiel de la géophysique héliportée électromagnétique pour l'imagerie et la cartographie de l'intrusion saline. Toutefois, l'équivalence géo-électrique ne permet pas d'interpréter de manière non univoque une intrusion saline et surtout le lien entre la résistivité et la conductivité de l'eau. Pour ce faire, cette section présente une approche conjointe permettant d'interpréter l'imagerie géophysique de l'intrusion saline.

Dans un premier temps, l'approche consiste à **analyser la géométrie de l'anomalie conductrice imagée**. La méthode Airborne Electromagnetic (AEM) permet d'imager les structures conductrices de l'océan jusqu'à l'intérieur des terres reliant, ou pas, l'anomalie conductrice à l'océan. Ainsi, l'analyse des géométries permet d'apporter des premiers éléments de réponse. Dans un second temps, **la confrontation des résultats de l'AEM à des données directes de l'intrusion saline** permet de valider l'interprétation des contrastes de résistivité. En effet, les forages et piézomètres donnent un accès direct aux masses d'eau souterraine afin de mesurer l'évolution verticale et temporelle des propriétés de celles-ci, en particulier la conductivité électrique de l'eau (*i.e.* log de conductivité électrique de l'eau souterraine (log CE)). En posant l'hypothèse que les importantes variations de conductivité dans les forages côtiers sont uniquement induites par l'intrusion saline, ces mesures rapides permettent d'étudier les variations spatiales et temporelles de la salinisation de l'eau. À La Réunion, CARY et al. [2012] a défini les valeurs seuils des conductivités électriques de l'eau à partir de l'analyse du fond géochimique des eaux souterraines. Alors que l'eau de mer atteint les 55 000 10 000 $\mu S \cdot cm^{-1}$, elle définit les quatre classes d'ouvrages suivants :

- Les ouvrages dont l'eau a une conductivité électrique supérieure à 10 000 $\mu S \cdot cm^{-1}$, sont identifiés comme **« recoupant l'interface eau douce/eau salée »** ou du moins la zone de transition.
- Les ouvrages dont l'eau a une conductivité électrique supérieure à 1000 $\mu S \cdot cm^{-1}$ ou une teneur en chlorures supérieure à 200 mg/L, sont **« soupçonnés d'être influencés par les intrusions salines »**.
- Les ouvrages dont l'eau a une conductivité comprise entre 500 et 1000 $\mu S \cdot cm^{-1}$ sont considérés comme ayant **« une influence de l'intrusion saline possible »**.
- Les **eaux souterraines non influencées par les intrusions salines** ont des conductivités comprises entre 80 et 500 $\mu S \cdot cm^{-1}$.

Les ouvrages de prélèvement sont localisés à proximité des populations et les piézomètres de surveillance sont implantés en fonction de ceux-ci. Ainsi, les données directes sont généralement mal réparties sur le territoire et ne permettent pas de caractériser efficacement la vulnérabilité de l'aquifère de base à l'échelle d'une île. La confrontation

des données directes de log CE aux données AEM permet donc d'interpréter les conducteurs imagés. Cette analyse est renforcée par l'étude des géométries des anomalies conductrices, qui permettent d'apporter de nouvelles observations sur l'ensemble du littoral réunionnais afin d'étudier le fonctionnement de l'aquifère de base et son équilibre hydrodynamique avec l'océan.

Pour pouvoir exploiter l'imagerie AEM de l'intrusion saline sans données de calibration, il est nécessaire d'estimer un seuil de résistivité à partir duquel la géophysique image un milieu saturée par de l'eau de mer. Ce seuil ne permet pas d'estimer l'interface Salt-Water Intrusion (SWI) (50% eau douce / 50 % eau de mer). Ainsi, lorsque les conducteurs imagés sur le littoral possèdent des résistivités inférieures à ce seuil et des géométries cohérente avec l'intrusion saline, la géophysique image une intrusion saline. Les différents cas d'étude présentés ci-dessous, permettent d'analyser la relation entre la conductivité de l'eau et la résistivité AEM pour définir un tel seuil.

4.1.1 Confrontation de l'imagerie AEM aux données hydrogéologiques

La première étape d'analyse de l'intrusion saline repose sur la confrontation des anomalies conductrices imagées par l'AEM, dans les secteurs côtiers, avec les données géologiques et hydrogéologiques des 43 forages suivis par l'Office de l'Eau de La Réunion. Les interprétations sont confortées par la continuité terre/mer de l'AEM qui permet de confronter la géométrie des contrastes de résistivité à la théorie de l'intrusion saline (cf section 2.1.4.1). L'ensemble des log CE est donc comparé avec (i) le sondage vertical de résistivité AEM et (ii) le profil 2D de résistivité perpendiculaire à la mer les plus proches de l'ouvrage. Ces résultats sont synthétisés dans des fiches récapitulatives disponibles en annexe du rapport de l'office de l'eau de BOURHANE et al. [2016]. Ce rapport comporte une analyse de la confrontation des données AEM et des log CE qui est présentée dans l'annexe B, page 261. Dans le manuscrit, cette analyse est synthétisée autour de cinq sites caractéristiques. Ces analyses permettent de comprendre l'apport et le potentiel de la géophysique héliportée dans la compréhension et l'étude de l'intrusion saline en fonction des configurations côtières.

Les côtes basaltiques

Les côtes basaltiques sont caractérisées par différentes morphologies allant de la falaise de plusieurs dizaines de mètres de hauteur à la planèze qui atteint l'océan avec une pente douce. Selon les régions de l'île, l'aquifère est présent dans des formations plus ou moins anciennes et bénéficie de conditions de recharge variables (*e.g.* régime pluviométrique, drainage des ravines). Deux secteurs sont utilisés pour illustrer les résultats AEM dans un tel contexte.

Le premier est situé au Sud de l'île, sur la côte sous le vent du Piton de la Fournaise (PdF) (Figure 4.1). Au niveau du Baril, les coulées récentes, *i.e.* "série volcanique subactuelle (< 5000 ans)" et "série de la Plaine des Sables (65000 à 5000 ans)", atteignent l'océan avec une morphologie de falaise de quelques mètres de hauteur. Dans ce secteur, la société ImaGeau a installé deux piézomètres (JOS 1 et JOS 2) équipés de système SMD [1]

1. Subsurface Monitoring Device : dispositif de géophysique électrique qui permet un suivi temporel des résistivités autour d'un ouvrage.

[NEYENS et al., 2016]. Ce système permet de suivre l'évolution de la salinité de l'eau à partir de la calibration des données de résistivité avec des log CE. Cette calibration ne peut pas être directement utilisée pour l'interprétation des données AEM. Les dispositifs reposent sur des méthodes géophysiques différentes qui n'ont pas la même sensibilité à la géologie et à la minéralisation de l'eau. Cependant, ce dispositif, installé en 2016, tend à montrer une stabilité de l'interface eau douce / eau salée sur une période de 2 ans. Seul le signal de marée influence l'intrusion saline dans ce secteur. Ces variations de plus ou moins 20 cm ne peuvent pas être imagées par la géophysique héliportée. À partir de ce résultat, il est possible d'émettre l'hypothèse que l'état de salinité de la nappe mesuré par les log CE en 2016 est sensiblement identique à celui de 2014 (date de la campagne Reun_EM). Ainsi, ce secteur bénéficie d'un profil de conductivité de l'eau, perpendiculaire à la côte, dans un secteur où la densité et la qualité des données AEM sont bonnes. Ce site d'étude permet d'analyser efficacement le potentiel de l'imagerie AEM pour l'intrusion saline et de définir l'interprétation des résistivités (Figure 4.1).

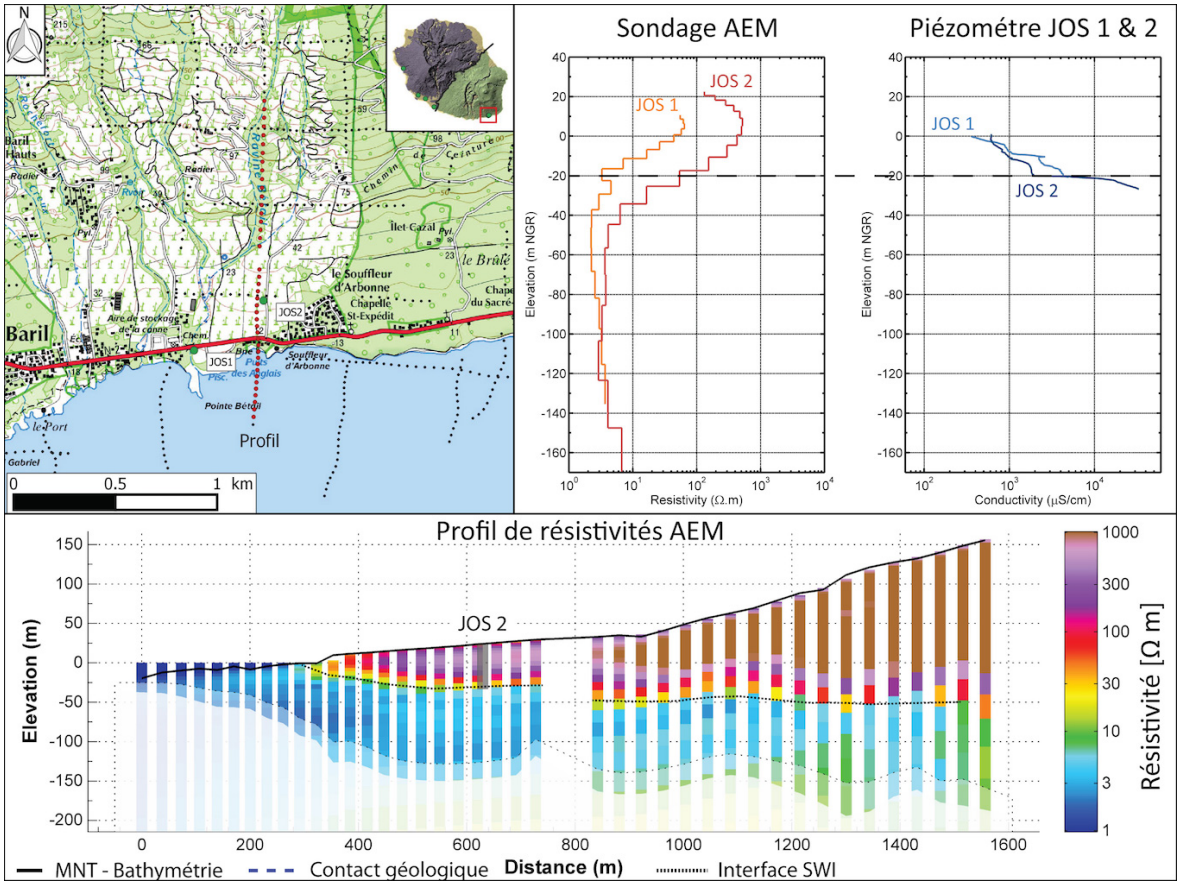


FIGURE 4.1 – Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur du Baril. À gauche, localisation des piézomètres JOS 1 et 2 (en vert), des sondages AEM (en noir) et du profil 2D de résistivité (en rouge). À droite, la confrontation entre le log CE des piézomètres et les sondages verticaux de résistivité les plus proches. En bas, le profil 2D de résistivité (localisé sur la carte).

La comparaison des sondages AEM proches des ouvrages avec les log CE met en évidence une bonne concordance entre la diminution des résistivités et l'augmentation des conductivités électriques liée à la salinisation progressive de l'eau (Figure 4.1). La géophysique image donc correctement l'épaisseur d'une zone de mélange malgré une variation abrupte de la salinité dans ce secteur. Cette confrontation indique qu'en dessous de 15 Ω·m, la géophysique image un milieu saturé en eau saumâtre ou salée. Sur le

forage JOS 1, des résistivités plus importantes sont liées à une eau faiblement minéralisée. Quant à la géométrie imagée par le profil 2D des résistivités, elle est caractérisée par une pente faible vers les terres cohérente avec les résultats de PRYET et al. [2012] dans un contexte de formations basaltiques récentes. La confrontation avec les log CE et la géométrie du conducteur confirme le lien entre le conducteur géophysique et l'intrusion saline.

Au niveau de la bande côtière, la géophysique détecte des résistivités supérieures à 15 Ω·m sous le niveau marin. Il est possible que ces couches plus résistantes au niveau de la côte soient liées à des flux d'eau douce vers l'océan. Ce phénomène, appelée Submarine Fresh Groundwater Discharge (SFGD[2]) dans la littérature, a déjà été mis en évidence sur les côtes du volcan par les études de VIOLETTE et al. [1997] et JOIN et al. [2005]. Cet exemple semble démontrer que l'AEM peut imager les secteurs où de l'eau douce s'écoule en mer. Pour infirmer cette hypothèse, des analyses géophysiques et hydrogéologiques plus poussées sont nécessaires. D'abord, en validant l'imagerie géophysique par des tests de sensibilité, ensuite, en quantifiant les débits ou en analysant des données de température de l'océan.

L'analyse des sondages établit une variation de la réponse géophysique entre la bande côtière (JOS 1) et dans les terres (JOS 2). Les sondages possèdent des géométries semblables sur l'ensemble du profil, mais les résistivités sont plus faibles dans la bande côtière. Cette différence peut potentiellement être liée à plusieurs facteurs : (i) un problème d'inversion lié à la faible épaisseur de l'horizon résistant sur un important conducteur, (ii) la salinisation plus précoce sur le profil du forage JOS 1 qui peut avoir une influence sur les résultats de l'inversion. Cette variation n'empêche pas l'interprétation qualitative des données géophysiques, en revanche, elle met en lumière la nécessité d'analyser la sensibilité de l'inversion géophysique à proximité de la côte.

Le second cas d'étude se situe sur la côte ouest de La Réunion au niveau de la Grande Ravine (Figure 4.2). Les log CE effectués dans le forage P5 Grande Ravine (code office de l'eau: 16080) imagent clairement une intrusion saline à -20 m NGR (Nivellement Général de La Réunion) caractérisée par une zone de mélange fine (Figure 4.2). La confrontation du log CE avec le sondage AEM démontre que les résistivités inférieures à 15 Ω·m correspond à un milieu complètement salinisé, ce qui est cohérent avec le seuil déterminé au Baril. Il est intéressant de remarquer que le début de la décroissance des résistivités semble correspondre au niveau piézométrique dans le forage. Toutefois, cet effet peut aussi être produit par la régularisation verticale de l'inversion dite "smooth" et nécessite de plus amples analyses pour être validé. Comme pour le Baril, cette comparaison permet de valider la cohérence entre l'épaisseur de la zone de mélange et la décroissance des résistivités AEM.

Le profil 2D A (Figure 4.2) image une importante anomalie conductrice sous la Grande Ravine au droit du forage 16080 (inférieure à 10 Ω·m) cohérente avec l'analyse du log CE et les résultats du Baril. La densité de l'urbanisation empêche d'imager la continuité avec l'océan, toutefois, la couverture AEM permet d'obtenir le profil B parallèle au A. Ce profil image cette continuité terre/mer de l'horizon conducteur appuyant l'interprétation hydrogéophysique. La décroissante rapide des résistivités semble correspondre à une fine zone de mélange, qui est assez bien représentée par la géophysique le long du profil.

2. le lecteur peut se référer à la review de WERNER et al. [2013] pour plus de détails sur le sujet.

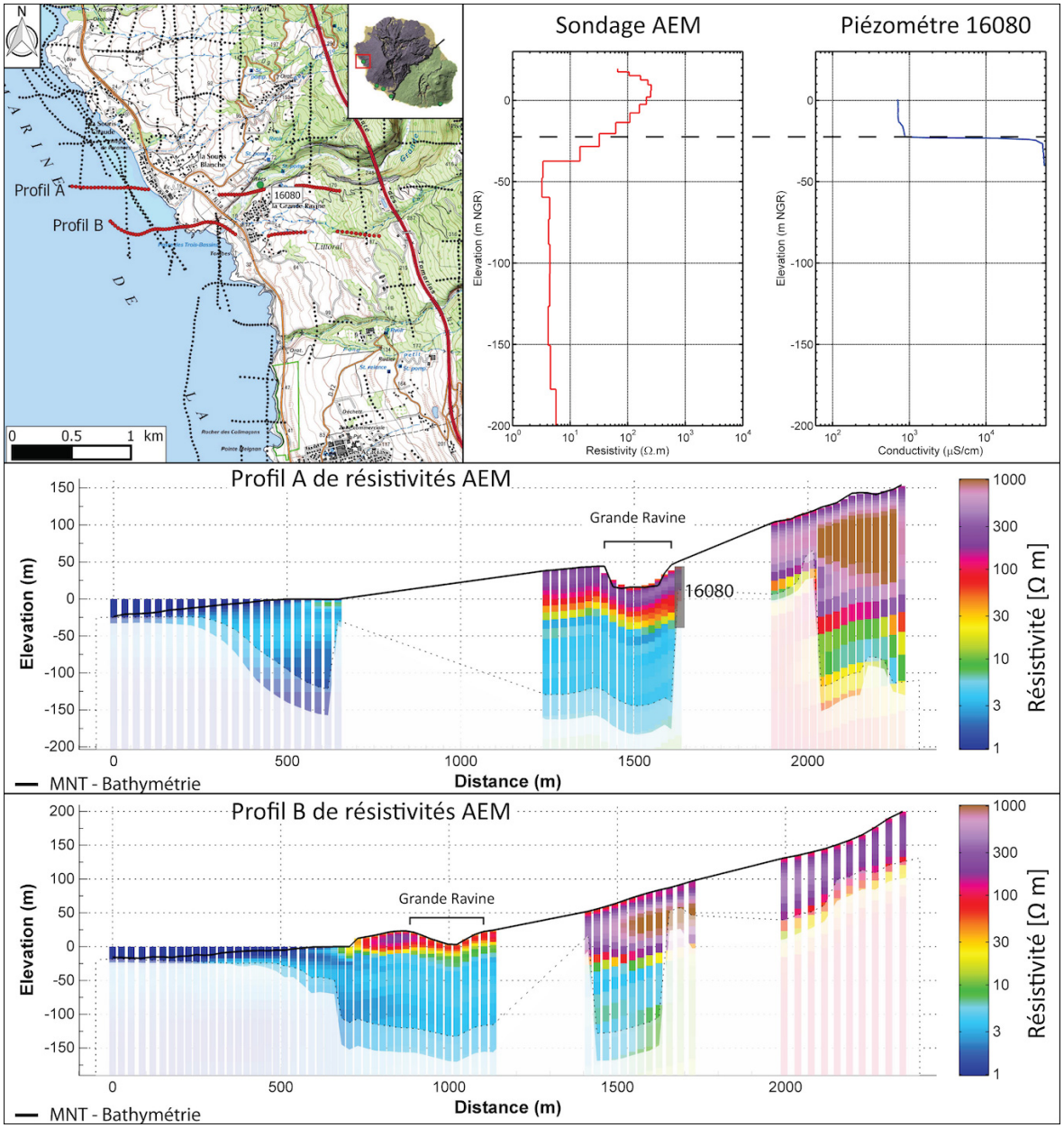


FIGURE 4.2 – Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur de Grande Ravine. À gauche, localisation du piézomètre 16080 (en vert), des sondages AEM (en noir) et des profils 2D de résistivité A et B (en rouge). À droite, la confrontation entre le log CE du piézomètre et le sondage vertical de résistivité le plus proche. En bas, les profils 2D de résistivité A et B (localisés sur la carte).

L'interprétation de la pente de l'intrusion est plus complexe à cause de la remontée du contraste de résistivité dans les terres (respectivement à partir de 2 000 et 1 500 m de distance sur les profils A et B). Lorsque la topographie s'élève, le conducteur remonte lui aussi, et ce, parallèlement à la morphologie. Cette géométrie n'est pas cohérente avec les principes de l'intrusion et souligne la présence d'un artéfact qui semble apparaître lorsque la topographie dépasse 100 m d'altitude, limitant l'interprétation de l'intrusion saline à la côte. Cet artéfact semble donc lié à l'augmentation de l'épaisseur de la zone non-saturée. Un second type d'artéfact semble présent sur le profil A, où sous la Grande Ravine, le contraste de résistivité imagé par la géophysique reste parallèle à la topogra-

phie, et ce, malgré la ravine. Le modèle de résistivité régional utilise une inversion en fonction de la profondeur qui peut créer ce genre d'artéfact. Dès lors, des analyses de l'inversion doivent être effectuées pour limiter, voire supprimer, ces deux types d'artéfact.

Les exemples du Baril et de Grande Ravine démontrent l'efficacité de l'AEM pour imager l'intrusion saline des côtes basaltiques, dans le cadre d'une analyse régionale. Dans de tels contextes géologiques, l'intrusion saline est caractérisée par une interface unique proche des modèles théoriques avec une zone de mélange fine, qui n'est pas imagée par la géophysique. Cette géométrie, continue à l'échelle pluri-métrique, montre que malgré l'hétérogénéité des produits volcaniques (*e.g.* coulées de lave massives, interlits scoriacés), la fissuration et les fentes de retraits permettent une connexion hydraulique suffisante pour considérer l'ensemble comme un aquifère unique. À l'échelle de la coulée de lave, cette hétérogénéité peut créer des variations non imagées par la géophysique. Dans certaines conditions, ces variations verticales sont amplifiées à l'échelle locale, comme c'est le cas à l'Étang-Salé (Figure 4.3).

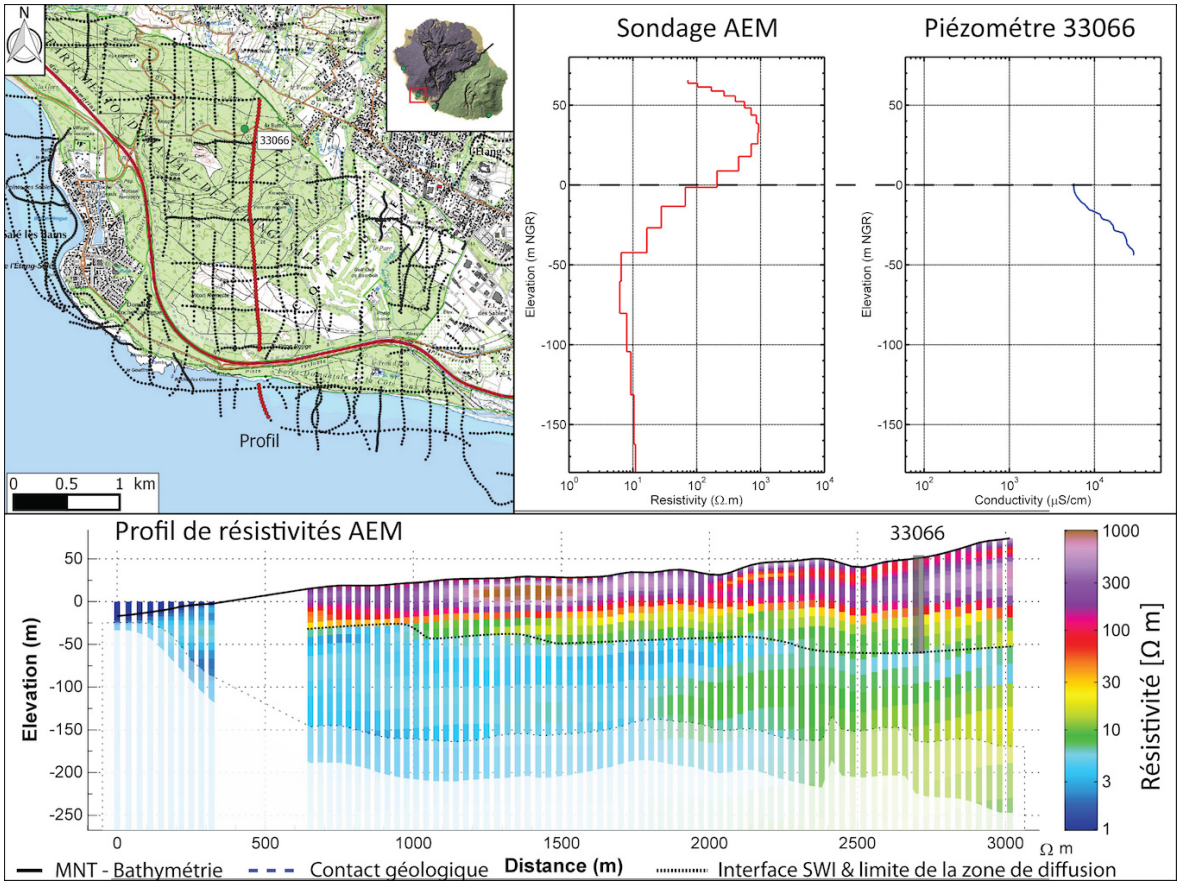


FIGURE 4.3 – Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur d'Étang-Salé. À gauche, localisation du piézomètre 33066 (en vert), des sondages AEM (en noir) et du profil 2D de résistivité (en rouge). À droite, la confrontation entre le log CE du piézomètre et le sondage vertical de résistivité le plus proche. En bas, le profil 2D de résistivité (localisé sur la carte).

Sur la côte ouest du Piton des Neiges (PdN), le secteur d'Étang-Salé est caractérisé par des formations volcaniques recouvertes en surface par des dunes de sables basaltiques. Au niveau du forage suivi par l'office de l'eau, P3 Pont Neuf (code office de l'eau: 33066), ce recouvrement sableux possède une puissance de quelques mètres. Avant de

plonger sous l'océan, son épaisseur reste constante vers l'ouest alors qu'elle dépasse les 10 m d'épaisseur au sud. Au niveau du forage 33066, le niveau piézométrique de l'aquifère est situé uniquement dans les basaltes sous les dunes. Toutefois, ce recouvrement impacte le fonctionnement de l'aquifère.

À première vue, le profil de résistivité (Figure 4.3) image une géométrie SWI continue caractérisée par une faible pente. Le log CE est lui marqué par plusieurs marches d'escaliers qui semblent directement liées à l'organisation des coulées basaltiques et des scories (Figure 4.4). Chaque lithologie possède une géométrie propre avec des pentes plus fortes pour les horizons de scories que pour les basaltes. La comparaison du profil vertical de résistivité avec le log CE démontre la cohérence entre les deux informations. La zone de décroissance des résistivités est plus épaisse que dans les deux cas précédents. Cette imagerie est cohérente avec l'épaisseur de la zone de mélange de l'intrusion dans ce secteur. Sur le profil de résistivité, l'interface SWI utilisant le seuil de 15 Ω·m semble imager cette stratification (Figure 4.3). L'interface ainsi définie change de pente à 1000, 1400 et 2300 m de distance. Cette variation, qui semble liée au fonctionnement hydrogéologique particulier du secteur, est visible sur le profil sud-nord mais pas ouest-est. En imageant les changements de pente dans l'axe sud-nord, la géophysique semble démontrer que cette géométrie particulière de l'intrusion saline est liée à l'épaisseur, plus importante, des dépôts de la partie sud. Ce recouvrement sableux, moins perméable, change la condition à la limite océanique de l'aquifère qui accentue l'impact de l'hétérogénéité du milieu volcanique sur l'intrusion saline. Dans la partie ouest, les dépôts ne sont pas assez épais pour impacter sensiblement la géométrie de l'interface.

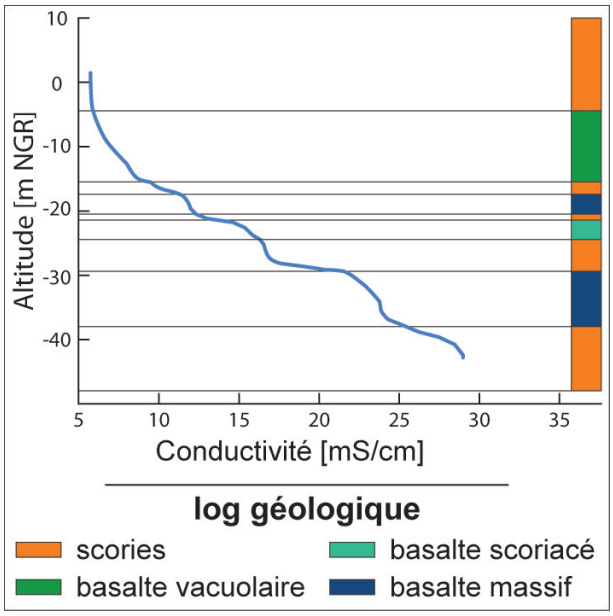


FIGURE 4.4 – Confrontation du log CE et géologique du piézomètre 33066.

Cette section a permis de démontrer l'efficacité de l'AEM dans l'imagerie de l'intrusion saline en contexte basaltique. Sur la majorité de la côte basaltique, l'interface SWI est caractérisée par une géométrie continue avec une faible pente. L'influence de l'hétérogénéité du milieu volcanique y est généralement trop faible pour être imagée par la géophysique. Ce résultat permet d'appuyer la théorie d'un aquifère de base continu qui, à l'échelle d'investigation de la géophysique héliportée (*i.e.* hectométrique), peut

être considéré comme homogène. La confrontation des sondages verticaux de résistivité avec les log CE permet de conforter l'interprétation de la géophysique et surtout de définir un seuil de résistivité de 15 Ω·m. En contexte basaltique, les conducteurs imagés sur le littoral inférieurs à ce seuil peuvent être considérés comme une intrusion saline. Ce seuil permet de définir une interface SWI et d'analyser la géométrie de l'aquifère. Ainsi, l'analyse hydrogéophysique a permis de montrer que la modification des conditions aux limites de l'aquifère basaltique, par des formations détritiques, accentue l'impact de l'hétérogénéité volcanique créant une interface SWI en marche d'escalier.

Le modèle de résistivité régional permet donc d'imager la géométrie des intrusions et ainsi différencier des aquifères aux propriétés différentes. Toutefois, différents artéfacts limite l'exploitation des profils 2D de résistivité. Le premier artéfact est imagé sous la Grande Ravine, où la géométrie du conducteur est parallèle à la topographie de la ravine. Le second artéfact est présent lorsque la topographie augmente. L'épaisseur de coulées de lave non saturées augmente ce qui perturbe l'inversion géophysique qui image une élévation du conducteur profond vers l'intérieur des terres. Le troisième artéfact, moins important, est une diminution de l'ensemble des résistivités à proximité de la côte. En effet, le modèle de résistivité régional utilise une inversion en fonction de la profondeur ainsi qu'un modèle *a priori* homogène pour l'ensemble du littoral. L'inversion en fonction de la profondeur tend à rendre parallèle les interfaces géo-électriques avec la topographie. Les artéfacts sont présents dans les secteurs présentant d'importantes variations morphologiques et empêchent l'interprétation quantitative des données. En revanche, le modèle homogène sur l'ensemble du littoral provoque une estimation erronée de l'interface SWI.

Les plaines alluviales

Les îles volcaniques sont soumises à des processus d'érosion importants qui sont amplifiés à La Réunion par le climat inter-tropical et les régimes cycloniques. Ces processus mettent en place d'importants dépôts détritiques et alluvionnaires sur les côtes de l'île. Comme l'a montré l'exemple d'Étang-Salé, le recouvrement des formations volcaniques par des dépôts moins perméables, même de faible épaisseur impacte fortement le processus d'intrusion saline. Deux exemples de l'analyse des résultats géophysiques sont présentés pour analyser différentes géométries liées aux recouvrements détritiques.

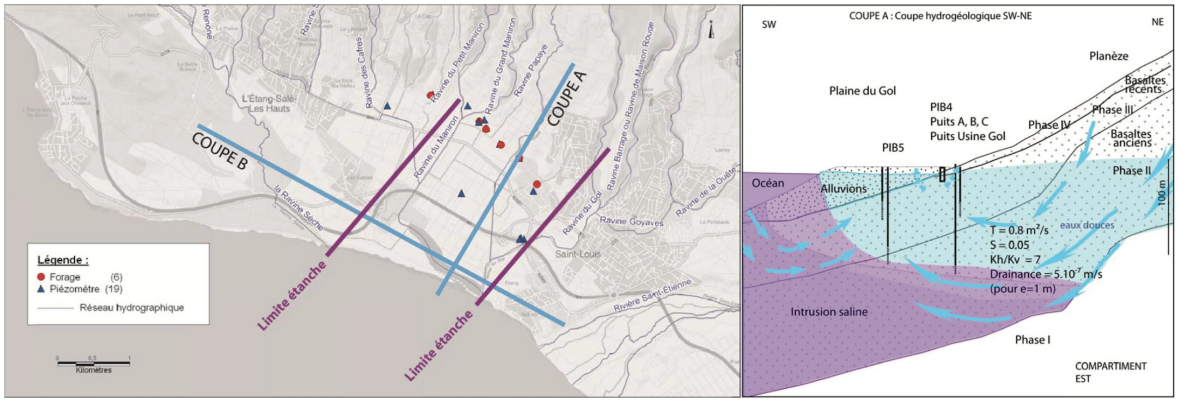


FIGURE 4.5 – Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la Plaine du Gol provenant de l'étude "hydrogol" [PETIT et al., 2013b]. À gauche la carte du secteur avec la coupe A présentée à droite.

Le premier exemple se situe dans la plaine du Gol, en aval du paléo-cirque des

Makes (Figure 4.6). L'étude de PETIT et al. [2013b] a permis de définir la coupe géologique du secteur composé d'horizons d'alluvions fluvio-marines et anciennes (20 à 50 m d'épaisseur) reposant sur des coulées basaltiques ou andésitiques (Figure 4.5). L'étude démontre également une importante recharge drainée dans les coulées de lave qui ont rempli le paléo-exutoire des Makes, ainsi qu'une forte anisotropie verticale ($T_{horiz}/T_{vert} = 7$) sur l'ensemble de l'aquifère. Cet effet est amplifié entre les alluvions et les basaltes. Des analyses chimiques ont démontré une faible drainance des alluvions vers les formations volcaniques [PETIT et al., 2013b]. Finalement, le suivi des conductivités de l'étang du Gol souligne une salinisation des eaux de surface (conductivité entre 2 500 et 20 000 µS·cm^{-1} durant la campagne Reun_EM).

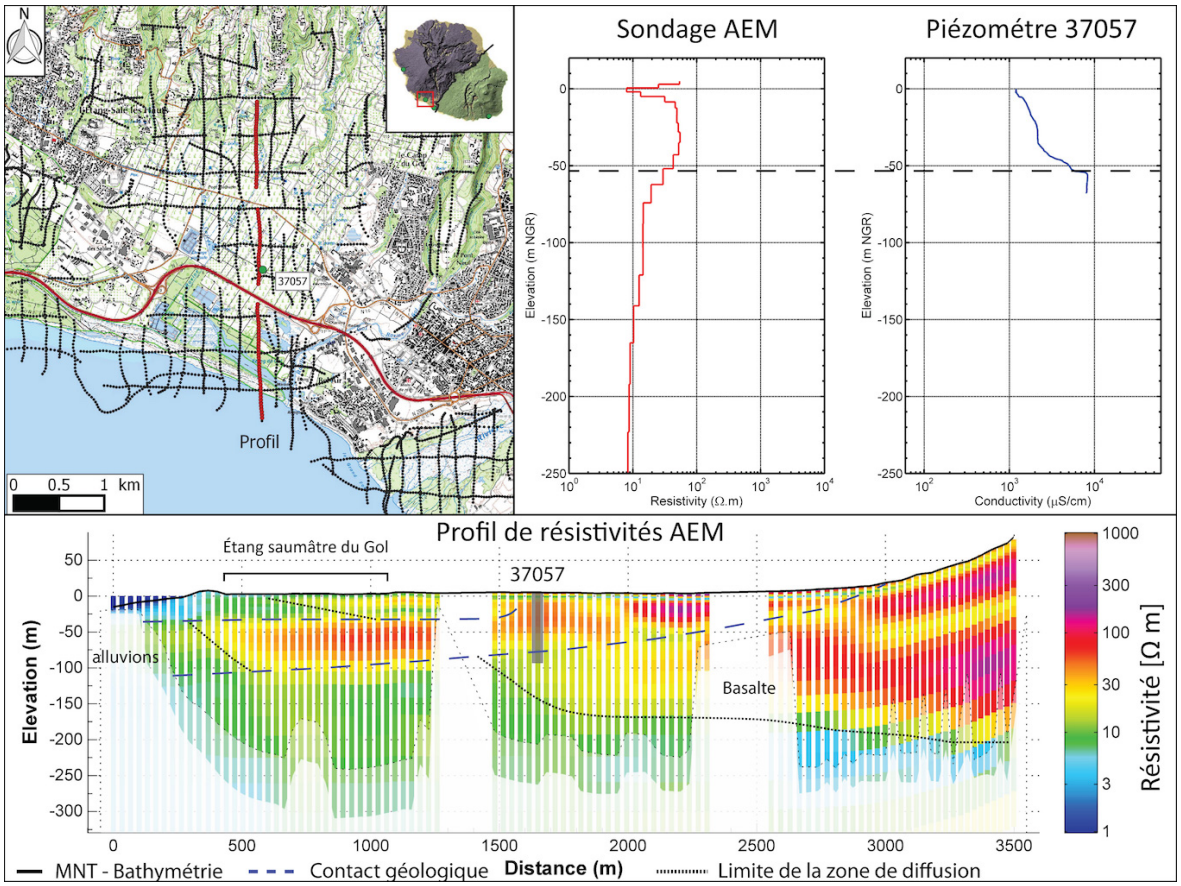


FIGURE 4.6 – Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur du Gol. À gauche, la carte de localisation du piézomètre 37057 (en vert), des sondages AEM (en noir) et du profil 2D de résistivité (en rouge). À droite, la confrontation entre le log CE du piézomètre (courbe bleu) et le sondage vertical de résistivité le plus proche (courbe rouge). En bas, le profil 2D de résistivité (localisé sur la carte).

La confrontation du log CE du forage PIB-5D (code office de l'eau: 37057) démontre une cohérence entre l'imagerie géophysique en profondeur et la conductivité de l'eau (Figure 4.6). La géophysique semble encore une fois correctement imagée la zone de mélange avec une décroissance lente cohérente avec la salinisation peu importante mesurée dans le forage. En revanche, un seuil de 10 Ω·m semble plus adapté dans ce secteur. En surface, l'ouvrage PIB-5D est cimenté jusqu'au basalte (-48 m NGR) et ne permet pas de comparer la conductivité de l'eau avec l'horizon superficiel conducteur imagé par l'AEM. En profondeur, si l'on compare le profil de résistivité (Figure 4.6) et le modèle conceptuel du secteur (Figure 4.5 - [PETIT et al., 2013b]), il est possible de délimiter plusieurs stratifications. D'abord, la limite entre les alluvions et les basaltes

représente un mur moins perméable pour l'aquifère supérieur créant ainsi une intrusion stratifiée. Au dessus, un troisième horizon plus conducteur peut être assimilé soit au drainage de l'étang saumâtre du Gol, soit à une stratification entre les alluvions fluviatiles et alluvions anciennes.

Le deuxième exemple est le secteur de Pierrefonds. Il correspond à la plaine alluviale de la Rivière St-Étienne au Nord de St-Pierre (Figure 4.7). L'étude des log géologiques et log CE d'une dizaine de forage ainsi que des données de géophysique au sol et héliportée ont permis de définir la géologie et le fonctionnement hydrogéologique du secteur [AUNAY et al., 2016; BALTASSAT et al., 2016; BOURHANE et al., 2016]. Ces résultats ont mis en évidence une géologie complexe, avec la superposition des alluvions de la Rivière St-Étienne sur des basaltes récents, un horizon de paléo-sols et alluvions et enfin des basaltes plus anciens. Cette organisation complexe impacte logiquement le processus d'intrusion saline mais aussi la réponse géophysique.

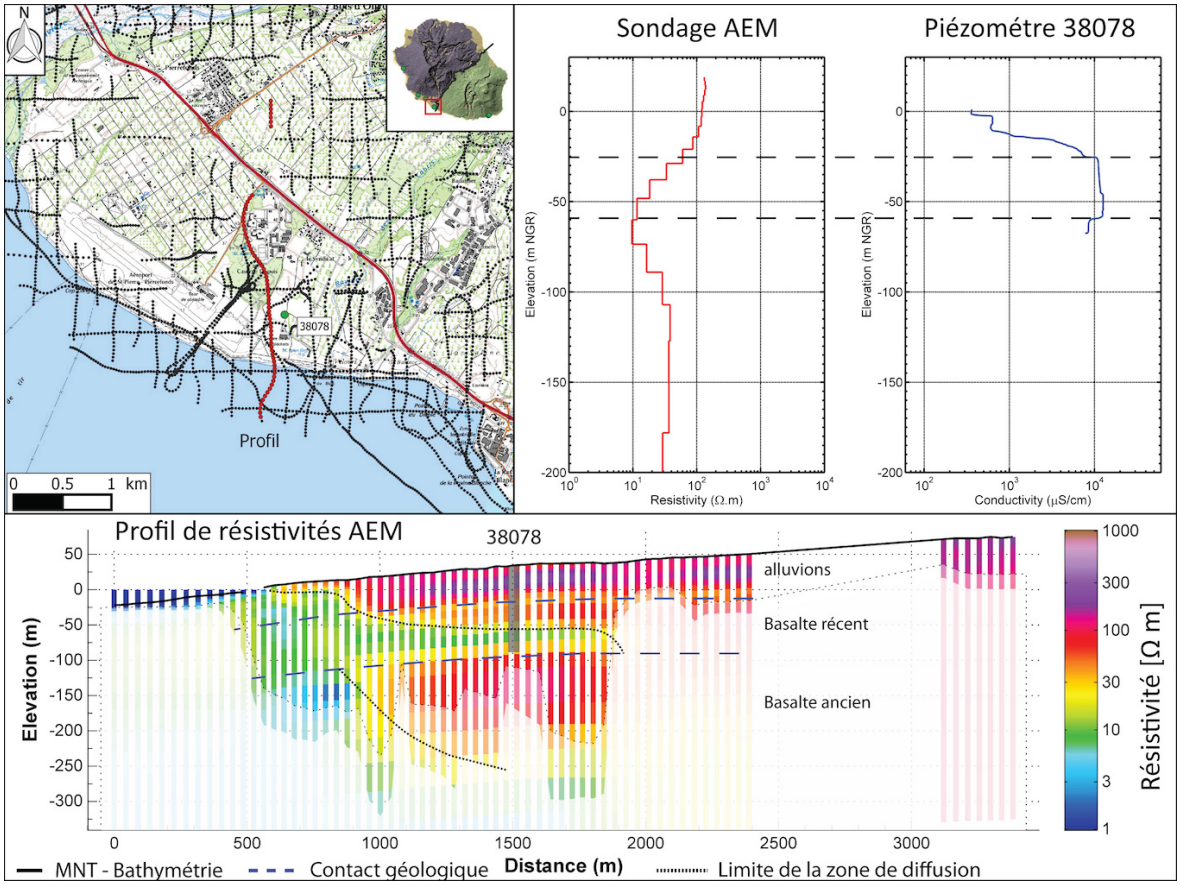


FIGURE 4.7 – Synthèse de la confrontation des données hydrogéologiques et géophysiques sur le secteur de Pierrefonds. À gauche, la carte de localisation du piézomètre 38078 (en vert), des sondages AEM (en noir) et du profil 2D de résistivité (en rouge). À droite, la confrontation entre le log CE du piézomètre (courbe bleu) et le sondage vertical de résistivité le plus proche (courbe rouge). En bas, le profil 2D de résistivité (localisé sur la carte).

Comme pour le Gol, la géophysique image une stratification des résistivités en fonction de la profondeur. Les conductivités du forage P11 Syndicat (code office de l'eau: 38078) ainsi que la géophysique image l'intrusion saline validant l'interprétation des résistivités. Cette cohérence entre les données est toutefois limitée par un décalage vertical entre la géophysique et la conductivité de l'eau. La présence d'alluvions et des

paléo-sols intercalés entre des formations basaltiques (récentes et anciennes) créent une intrusion saline particulière imagée par le log CE et l'AEM (Figure 4.7). La pénétration, plus importante, de l'intrusion saline dans les formations récentes atteste (i) d'une déconnexion entre deux aquifères superposés et (ii) de meilleurs propriétés hydrodynamiques dans les formations récentes. Finalement, la géophysique héliportée permet d'imager l'extension latérale de cet horizon peu perméable (paléo-sols et alluvions) alors que l'intrusion saline, dans la plaine alluviale, est majoritairement caractérisée par une géométrie unique et continue entre les basaltes anciens et récents.

L'AEM image clairement des configurations stratifiées. Toutefois, la confrontation des données indique un décalage entre la donnée hydrogéologique et les résistivités géophysiques (Figure 4.7). Dans des contextes stratifiés comme le Gol ou Pierrefonds, l'alternance d'horizons résistants et conducteurs ne peut pas être imagée avec précision en utilisant un modèle de résistivité inversée à l'échelle régionale. Des inversions plus adaptées à ces secteurs particuliers doivent être effectuées pour améliorer la pertinence et la résolution de l'imagerie AEM.

Les deux secteurs du Gol et de Pierrefonds sont présentés pour démontrer l'efficacité de la géophysique dans des milieux hétérogènes où la stratification des aquifères induit des géométries d'intrusion saline complexes. En contexte basaltique, la géophysique image une interface franche caractérisée par une variation de plusieurs centaines de Ω·m en quelques mètres, alors qu'en contexte alluvial, les intrusions salines sont caractérisées par des zones de diffusion plus épaisses qui sont aussi imagées par l'AEM. Dans de tels contextes, les contrastes de résistivité sont moins francs et s'étalent sur plusieurs dizaines de mètre d'épaisseur. La géophysique héliportée image correctement ces différents types de zone de mélange. Dans certains cas, l'hétérogénéité des dépôts détritiques crée une stratification des écoulements d'eau souterraine. Dans de tels secteurs, les contrastes de résistivité imagent les différences de salinisation des horizons. Cette imagerie donne une information qualitative sur les propriétés des différents aquifères stratifiés. Toutefois, pour une approche plus robuste, il est impératif d'inverser localement les données AEM pour éviter des décalages verticaux entre les contrastes géo-électriques et hydrogéologiques. En améliorant la résolution et la précision de l'inversion, il est alors possible de définir les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère côtier en fonction des géométries d'intrusion saline.

4.1.2 Cartographie de l'intrusion saline

La confrontation de la réponse géophysique AEM avec les données de conductivité de l'eau et géologiques a permis de confirmer (i) le potentiel de détection de l'intrusion saline de la méthode en domaine basaltique et détritique et (ii) de confirmer l'interprétation des anomalies conductrices en domaine littoral. À partir de ces confrontations effectuées sur l'ensemble du réseau RIS de l'Office de l'eau [BOURHANE et al., 2016], il est possible de définir un seuil de résistivité de 10 Ω·m à partir duquel l'aquifère est saturé par de l'eau de mer, et cela pour tout type de contexte géologique. À partir de ce résultat, les cartes de résistivité AEM ont été analysées afin de délimiter l'intrusion saline sur l'ensemble du littoral réunionnais. Cette cartographie s'appuie sur le croisement des données de résistivité avec les cartes Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) 11 et 18 clusters, les cartes de résistivité, la carte géologique et le Modèle Numérique de Terrain (MNT) (Figure 4.8 - [BOURHANE et al., 2016 ; DUMONT et al., 2017]). Cette carte identifie l'extension

de l'intrusion en fonction des unités géologiques. Cela permet de délimiter des entités hydrogéologiques côtières en fonction des géométries d'intrusion saline (Figure 4.9). La variation des géométries de l'intrusion saline démontre qu'en fonction de la géologie, des aquifères côtiers aux propriétés hydrodynamiques différentes se mettent en place. Cette analyse permet de décrire les caractéristiques et le fonctionnement des différentes entités délimitées sur la carte de l'intrusion saline.

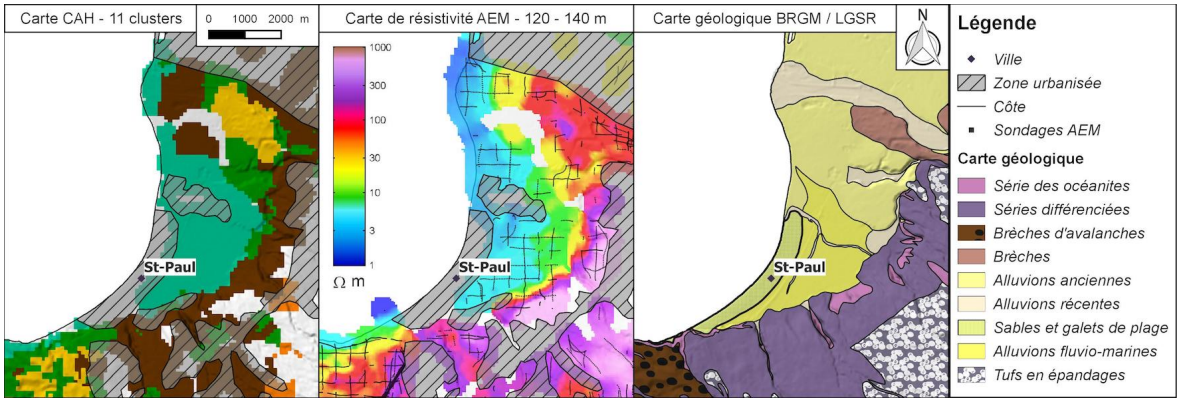


FIGURE 4.8 – Exemple de confrontations des cartes CAH 11 clusters, de résistivité et géologique sur le secteur de Cambaie.

Les côtes basaltiques

Les secteurs basaltiques sont cartographiés sur la carte de la Figure 4.9 en fonction du code couleur suivant : (i) les formations du PdN en violet et (ii) en vert pour celle du PdF. En fonction de l'âge moyen des formations, les couleurs sont claires pour les littoraux récents et foncées pour les secteurs anciens et/ou détritiques.

LES CÔTES OUEST ET EST - Littoral basaltique récent du PdN
La géophysique image un important contraste entre les côtes au vent et sous le vent du PdN. Au vent, une importante intrusion saline est détectée à partir de -40 m NGR, sa faible pente permet de la détecter jusqu'à 2 km à l'intérieur des terres. L'exemple de la Grande Ravine démontre l'impact local des ravines qui ressort sur la cartographie avec un rétrécissement de l'intrusion au droit des rivières. En revanche, l'importante recharge dont bénéficie la côte sous le vent limite la contamination des aquifères côtiers à la frange littorale. L'intrusion saline est alors caractérisée par une forte pente et atteint rapidement les 300 m de profondeur.

BOUCLIER ANCIEN - Côte ancienne du PdF
L'intrusion saline détectée au niveau du bouclier ancien du PdF possède les mêmes caractéristiques que celles de la côte ouest du PdN. Avec une faible pente, l'intrusion présente autour des -20 m NGR pénètre sur au moins 1 km à l'intérieur des terres. À proximité des Rivières des Remparts et Langevin, le réseau hydrographique alimente largement les aquifères sous-ajeccent. Cette recharge préférentielle impacte l'intrusion saline qui possède une pente plus importante et se situe autour des -50 m NGR. Alors que l'impact des ravines non pérennes du versant Ouest du PdN est limité, la zone d'impact des grandes rivières du PdF a une plus grande extension latérale.

LE VOLCAN - Littoral basaltique récent du PdF

L'ensemble de ce secteur est constitué de formations récentes du PdF. Alors que le littoral est géologiquement homogène, la cartographie de l'intrusion saline souligne d'importantes variations. Le secteur du volcan est caractérisé par une diminution de l'extension latérale de l'intrusion en fonction de la pluviométrie, du Sud vers le Nord. Au niveau d'Anse des Cascades, l'extension latérale augmente fortement, et ce, malgré une pluviométrie annuelle record. Il apparaît donc clairement que la recharge n'est pas le seul facteur contrôlant l'imagerie de l'intrusion saline sur le littoral du volcan. À la frontière Nord de l'Enclos Foucquet, la présence de formations détritiques diminue la perméabilité de l'aquifère de base repoussant l'intrusion saline dans la partie Nord. Entre le rempart de l'Enclos et Anse des Cascades, la pente de la topographie est très forte et ne permet plus de détecter l'intrusion saline, alors qu'Anse des Cascades est caractérisée par une topographie proche du niveau de la mer.

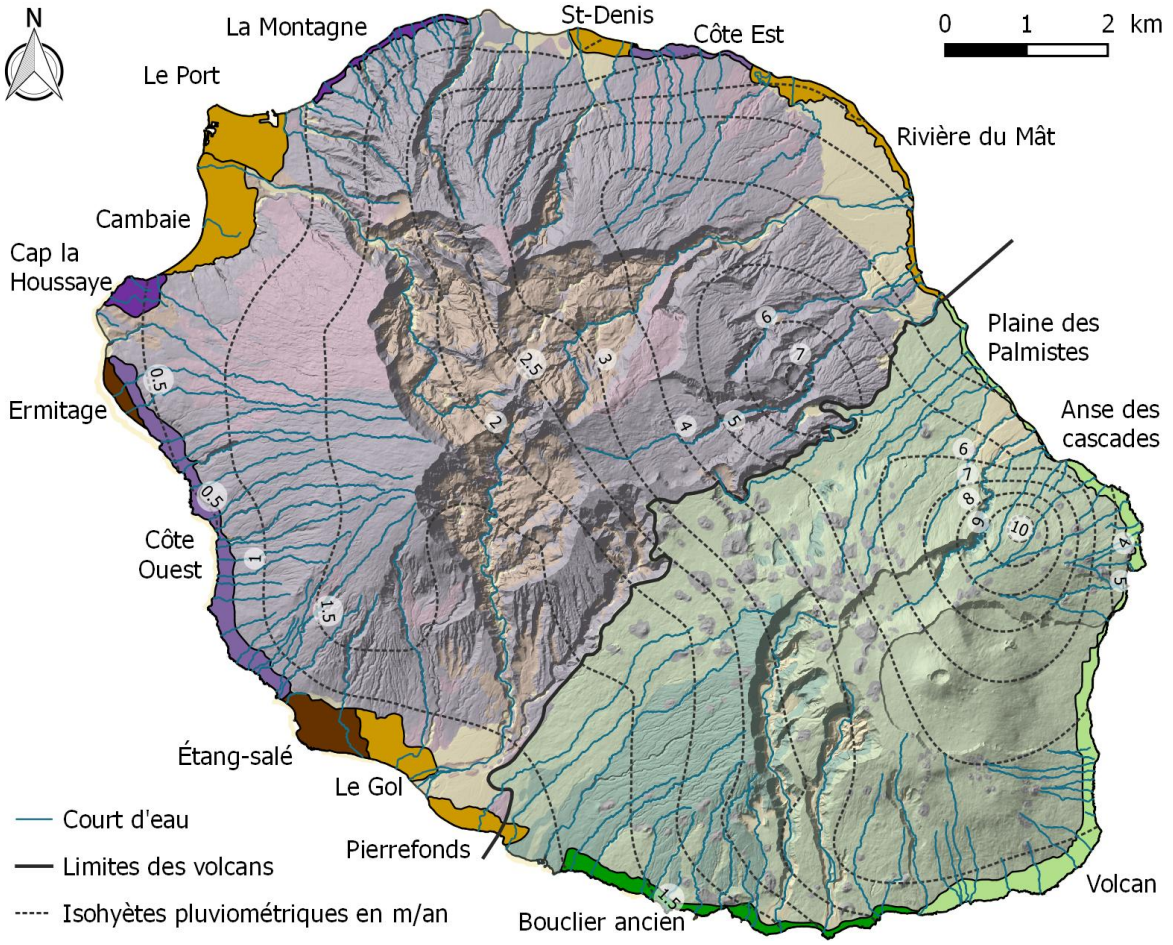


FIGURE 4.9 – Carte de l'extension de l'intrusion saline à La Réunion en fonction de la géologie du littoral. Les principales rivières et ravines ainsi que les isohyètes de pluviométrie sont représentées. Les secteurs basaltiques sont en violet pour le PdN et en vert pour le PdF. Les secteurs récents ont des couleurs plus claires que les littoraux anciens. Les plaines alluviales sont en beige, alors que les recouvrements sableux sont en marron.

PLAINE DES PALMISTES - La Rivière de l'Est et la paléo-vallée des Palmistes

Le littoral au niveau de la Rivière de l'Est et de la Plaine des Palmistes n'est quasiment pas impacté par l'intrusion saline. Le drainage des flux d'eau souterraine par l'importante paléo-vallée et la rivière repousse l'interface eau douce / eau salée le long de la frange

littorale. Cette variation avec le secteur d'Anse des Cascades s'explique aussi par la différence des formations géologiques. La Plaine des Palmistes est constituée par le remplissage d'une ancienne paléo-morphologie par des coulées récentes alors que le littoral d'Anse des Cascades est majoritairement composé de formations récentes.

LA MONTAGNE ET LE CAP LA HOUSSAYE - Falaises composées de formations basaltiques anciennes ou avalanches de débris
Aucun indice d'intrusion saline n'est détecté sur le littoral du massif de La Montagne. Néanmoins, la présence des falaises dans ce secteur empêche la géophysique d'atteindre le niveau de la mer sur la majorité de la côte. Sous les brèches du Cap, la géophysique image un conducteur à -30 m NGR dont la géométrie semble cohérente avec une intrusion saline.

Les recouvrements détritiques

Sur la carte de la Figure 4.9, les plaine alluviales sont représentées en beige alors que les recouvrements sableux (coralliens ou basaltiques) sont en marron.

LE PORT ET CAMBAIE - Plaine alluviale de la Rivière des Galets et Étang de St-Paul
La plaine alluviale de la Rivière des Galets dans le secteur du Port a été faiblement couverte par la géophysique héliportée à cause de l'urbanisation. Les données disponibles soulignent une géométrie complexe de l'intrusion et une présence sur l'ensemble du secteur d'un conducteur en profondeur (à partir de -120 m NGR).
Au sud, le secteur de Cambaie est constitué d'alluvions provenant de l'étang de St-Paul, des ravines en amont et de la Rivière des Galets recouvrant des formations détritiques. Cette forte hétérogénéité crée un contraste de perméabilité au contact avec les formations basaltiques qui favorise la mise en place de dizaines de sources (secteur du Tour des roches). La géophysique met en avant un important conducteur en profondeur, visible sur l'ensemble de la plaine (à partir de -100 m NGR). La géophysique image une géométrie complexe caractérisée par une stratification entre les alluvions et les basaltes ainsi qu'une importante zone de mélange qui semble contrôlée par une recharge particulière.
Les secteurs sont alimentés par la Rivière des Galets et par les versants du volcan. Ils bénéficient donc d'importantes recharges qui repoussent l'interface SWI à plusieurs dizaines de mètre de profondeur. Toutefois, l'intrusion saline semble présente sur l'ensemble des deux secteurs.

LE GOL - Ancienne plaine alluviale des Makes
Cette zone est caractérisée par une intrusion saline complexe contrôlée par l'hétérogénéité géologique et une importante recharge provenant des Makes. La géophysique image une stratification de l'aquifère avec une importante zone de mélange sur l'intrusion profonde.

PIERREFONDS - Plaine alluviale de la Rivière St-Étienne
La Rivière St-Étienne protège une partie de la zone de l'intrusion saline grâce à sa nappe d'accompagnement. Au centre de la zone, les formations volcano-clastiques créent un aquifère stratifié entre les alluvions, les coulées de lave récentes et les anciennes. Cette configuration particulière contrôle les conditions aux limites de l'aquifère en mer, créant des écoulements complexes avec, par endroit, une double intrusion saline à partir de -40 m NGR.

ST-DENIS ET RIVIÈRE DU MÂT - Cônes alluviaux de Rivière des Pluies et du Mât
Comme pour le littoral basaltique Nord, les plaines alluviales ne sont pas ou peu impactées par l'intrusion saline. L'importance de la recharge des versants permet de contenir l'intrusion saline au niveau de la frange littorale. Toutefois, dans ce secteur, la géophysique image des géométries d'intrusion saline stratifiées démontrant la présence de nappes déconnectées.

ERMITAGE - Plage de sable corallien
Dans cette zone, les coulées de lave sont recouvertes par des sables coralliens. Cette géologie particulière contrôle une double intrusion dans la nappe des sables (-5/-10 m NGR) et dans les basaltes (-40 m NGR) qui a été largement étudiée [LEZE, 2012; BOURHANE, 2014].

ÉTANG-SALÉ - DUNE DE SABLE BASALTIQUE
Les formations volcaniques sont recouvertes par des cônes volcaniques et des dunes de sables basaltiques sur l'ensemble du secteur. Le niveau piézométrique de l'aquifère de base se situe sous le recouvrement détritique qui n'impacte donc pas la géométrie et l'extension de l'interface SWI. Sous le recouvrement détritique désaturé, une importante intrusion saline pénètre sur l'ensemble de la zone à partir de -40 m NGR. L'interface SWI est caractérisée par une épaisse zone de mélange.

4.1.3 L'intrusion saline à l'échelle d'une île

L'analyse des données AEM a permis de montrer que malgré la forte hétérogénéité du milieu volcanique, l'intrusion saline possède une géométrie semblable sur l'ensemble du littoral basaltique. La pente et l'extension latérale de celle-ci semblent être impactées par deux facteurs principaux (i) âge des formations qui influence les propriétés hydrodynamiques des coulées de laves et (ii) la pluviométrie et axes préférentiels de circulation qui influencent la recharge de l'aquifère. La présence de recouvrement détritique complexifie la géométrie de l'interface SWI généralement en stratifiant l'aquifère côtier. Les formations les plus perméables sont alors caractérisées par une contamination plus importante. Le contrôle de la recharge a aussi été illustré par la géophysique avec une contamination plus importante des plaines alluviales sous le vent. Néanmoins, cet effet de la recharge ne semble pas impacter le littoral du PdF qui est caractérisé par d'importantes intrusions sur l'ensemble de la côte. L'extension de l'intrusion saline est influencée par des structurations géologiques particulières.

La cartographie régionale AEM a permis de synthétiser ces résultats dans une carte de l'intrusion saline à l'échelle de l'île (Figure 4.9). Ce résultat est inédit en contexte volcanique insulaire à une échelle si importante (270 km de trait de côte). Cette cartographie permet non seulement d'analyser l'évolution à l'échelle régionale de la contamination de l'aquifère côtier, mais aussi de définir les entités hydrogéologiques tout le long du trait de côte en fonction de la géométrie et de l'extension de l'intrusion saline. Cette cartographie pourra servir de support à la gestion de la ressource à l'échelle régionale mais aussi de base pour des études de réseau de suivi de l'intrusion saline [BOURHANE et al., 2016]. La confrontation de ces résultats avec des analyses temporelles (suivis de la piézométrie et de la conductivité de l'eau) permet d'estimer la vulnérabilité des différentes entités hydrogéologiques du littoral réunionnais [CHARLIER et al., 2017].

Le modèle régional utilise une inversion "smooth" qui lisse les résultats. Ce type d'inversion ne semble pas adapté, au premier abord, à l'imagerie de l'interface SWI qui est généralement abrupte en contexte volcanique. Toutefois, dans certaines configuration géologique, l'épaisseur de la transition entre l'eau douce et l'eau salée peut varier jusqu'à atteindre plusieurs dizaines de mètres. L'inversion "smooth" donne une information pertinente sur la présence et l'épaisseur de cette zone de mélange. Le caractère lissé de cette inversion permet de corréler une décroissance plus ou moins rapide des résistivités au fonctionnement hydrogéologique. Ce résultat est une donnée importante dans la compréhension des processus et des facteurs de contrôle de l'interface SWI. Par ailleurs, les résultats de la validation de l'imagerie géophysique attestent du potentiel de ce jeu de données régionales dans l'imagerie de l'intrusion saline, que celle-ci ait une géométrie unique ou stratifiée. Toutefois, l'analyse démontre certains décalages dans la profondeur de l'interface imagée par les log CE et l'AEM obligeant l'analyse présentée à rester qualitative. Des travaux sur la sensibilité de l'inversion géophysique et la modélisation de ces systèmes permettrait d'apporter des réponses quantitatives robustes. Enfin, certains artéfacts (*e.g.* géométrie parallèle à la topographie des ravines, remontées de l'interface SWI) appuient la nécessité d'améliorer l'inversion des données AEM pour effectuer des estimations quantitatives de l'interface SWI.

Cette section a permis de valider le potentiel de l'hydrogéophysique héliportée pour imager l'intrusion saline et estimer le fonctionnement de l'aquifère. Ces résultats ouvrent plusieurs questions pour la suite des travaux :

1. Quelle stratégie d'inversion permettrait (i) d'améliorer la résolution et la précision de l'imagerie géophysique et (ii) de supprimer les artéfacts géophysiques qui biaisent les interprétations ?
2. Quel rôle jouent les paramètres climatiques et géologiques sur la géométrie et l'extension de la recharge en contexte volcanique insulaire ?

4.2 Benchmark de l'inversion AEM

La confrontation des données géophysiques aux log CE a permis de souligner différents types d'artéfacts biaisant l'interprétation hydrogéophysique. À partir de ce constat, une approche systématique a été développée pour étudier la sensibilité de l'inversion géophysique et améliorer la résolution de l'imagerie AEM.

Usuellement, les géophysiciens développent des approches améliorant les prétraitements [AUKEN et al., 2009a ; RENINGER et al., 2011], l'exploitation du signal mesuré [SCHAMPER et al., 2013a ; SCHAMPER et al., 2014], l'inversion en intégrant plus de dimensions (*i.e.* 1D, 2D, quasi-3D inversions) [AUKEN et al., 2004 ; AUKEN et al., 2005 ; VIEZZOLI et al., 2008]. Le développement de ces outils permet d'améliorer l'imagerie géophysique, toutefois, peu d'analyse de l'influence des paramètres d'inversion AEM sur l'imagerie géophysique sont publiées alors que le problème inverse reste une étape complexe. L'objectif de cette analyse est de comprendre comment les paramètres d'inversion peuvent améliorer/détériorer l'imagerie de structures géologiques/hydrogéologiques et comment ils peuvent accentuer/limiter la création d'artéfacts géophysiques. L'approche benchmark développée dans cette section vise justement à combler ce manque à partir d'une analyse systématique de l'inversion. Ainsi, le benchmark permet d'étudier comment le

modèle *a priori* et les contraintes de résistivité contrôlent l'imagerie de l'intrusion saline et comment paramétriser au mieux l'inversion pour obtenir l'imagerie la plus pertinente.

Pour cela, l'approche de type benchmark a été mise en place sur le site du Baril (Figure 4.1). La section 4.1 a montré certaines incertitudes dans l'imagerie de l'interface eau douce / eau salée. L'objectif de cette analyse est de (i) étudier le potentiel de l'inversion Spatially Constrained Inversion (SCI) d'un modèle "smooth" pour des contrastes de salinité brusque ou diffus, (ii) définir l'impact des contraintes de l'inversion (*i.e.* modèle *a priori*, discrétisation du modèle "smooth", contraintes de résistivité verticales ou latérales) pour (iii) mettre en place une stratégie d'inversion qui permettra d'obtenir la meilleure imagerie géophysique possible de l'intrusion saline en contexte volcanique.

L'inversion "smooth" n'est pas, intuitivement, le meilleur schéma d'inversion pour déterminer les interfaces SWI de manière robuste. Au premier abord, l'inversion "few-layer", plus efficace pour estimer les interfaces, semble la plus adaptée. L'inversion "smooth" utilise un modèle multi-couches dont les épaisseurs de chaque horizon sont définies arbitrairement. De plus, elle est contrainte par une régularisation verticale qui lisse verticalement les résistivités, ce qui pénalise l'obtention de contrastes abruptes. L'inversion "few-layer" inverse non seulement les résistivités mais aussi l'épaisseur des horizons géo-électriques du modèle de résistivité. Cette inversion permet donc d'obtenir des contrastes nets et ainsi d'estimer des interfaces plus robustes à partir des données géophysiques. En revanche, l'utilisation de l'inversion "few-layer" augmente le nombre de paramètre et le contrôle du modèle *a priori* sur le modèle de résistivité inversé. Ce type d'inversion est donc compliqué à paramétrer, surtout pour des zones importantes. Au contraire, l'inversion "smooth" est également majoritairement utilisée en géophysique héliportée. L'utilisation d'un modèle multi-couches (20 à 30 couches), dont l'épaisseur est fixée arbitrairement, et d'une régularisation verticale limite l'impact du modèle *a priori* sur les résultats d'inversions. Elle permet d'effectuer des inversions sur des secteurs très étendus en imageant autant des transitions entre des structures géo-électriques binaires (*e.g.* interface SWI unique) qu'entre des structures plus complexes (*i.e.* intrusion saline stratifiée).

Ensuite, comme l'a montré l'analyse des log CE de la section 4.1, l'interface SWI n'est pas toujours binaire, eau douce et eau salée, et ne correspond pas au biseau salée de Ghyben-Herzberg [GHYBEN, 1888; HERZBERG, 1901]. En effet, la transition entre l'eau douce et l'eau salée est caractérisée par une zone de mélange qui peut être abrupte (3-5 m à la Grande Ravine) ou diffuse (plus de 30 m à Étang-salé). L'inversion few-layer, contrairement à la "smooth", ne permet pas d'appréhender de telles variations d'épaisseur de transition. Or, la géométrie de l'intrusion et l'épaisseur de la zone de transition sont des informations importantes dans l'analyse du fonctionnement de l'aquifère côtier et de sa vulnérabilité. De plus, la section 4.1 a mis en évidence que l'imagerie des variations de ces zones de diffusion permet (i) de délimiter la stratification de l'aquifère et (ii) d'améliorer la compréhension du fonctionnement des aquifères côtiers. Au lieu de simplifier le fonctionnement de l'intrusion saline en se basant sur la géométrie de Ghyben-Herzberg, il semble cohérent d'analyser les performances de l'inversion "smooth" afin d'obtenir la meilleure imagerie non seulement de la profondeur de l'interface, mais aussi de son épaisseur.

Pour finir, l'objectif de cette partie est de développer une analyse systématique de l'in-

version AEM et afin de mieux appréhender l'impact des différents paramètres d'inversion sur le résultat final. Ce type d'approche demande d'intégrer les résultats d'un grand nombre d'inversion afin d'apporter des éléments directement sur le processus d'inversion plus que sur l'imagerie du secteur test. Ainsi, l'**approche benchmark vise à définir une stratégie d'inversion** qui permet de produire des **résultats de qualité là où l'AEM est la seule donnée disponible** pour étudier l'intrusion saline.

4.2.1 Mise en place de l'approche benchmarking

Le secteur sélectionné pour effectuer ces tests est le Baril (Figures 4.1 et 4.10). Le contexte géologique peut paraître simple à résoudre, néanmoins, la présence d'un contraste géo-électrique important (de 1 à 1000 Ω·m) entre les coulées de lave récentes très résistantes et l'intrusion saline permet de tester le potentiel de l'inversion "smooth" pour l'imagerie d'interface abrupte.

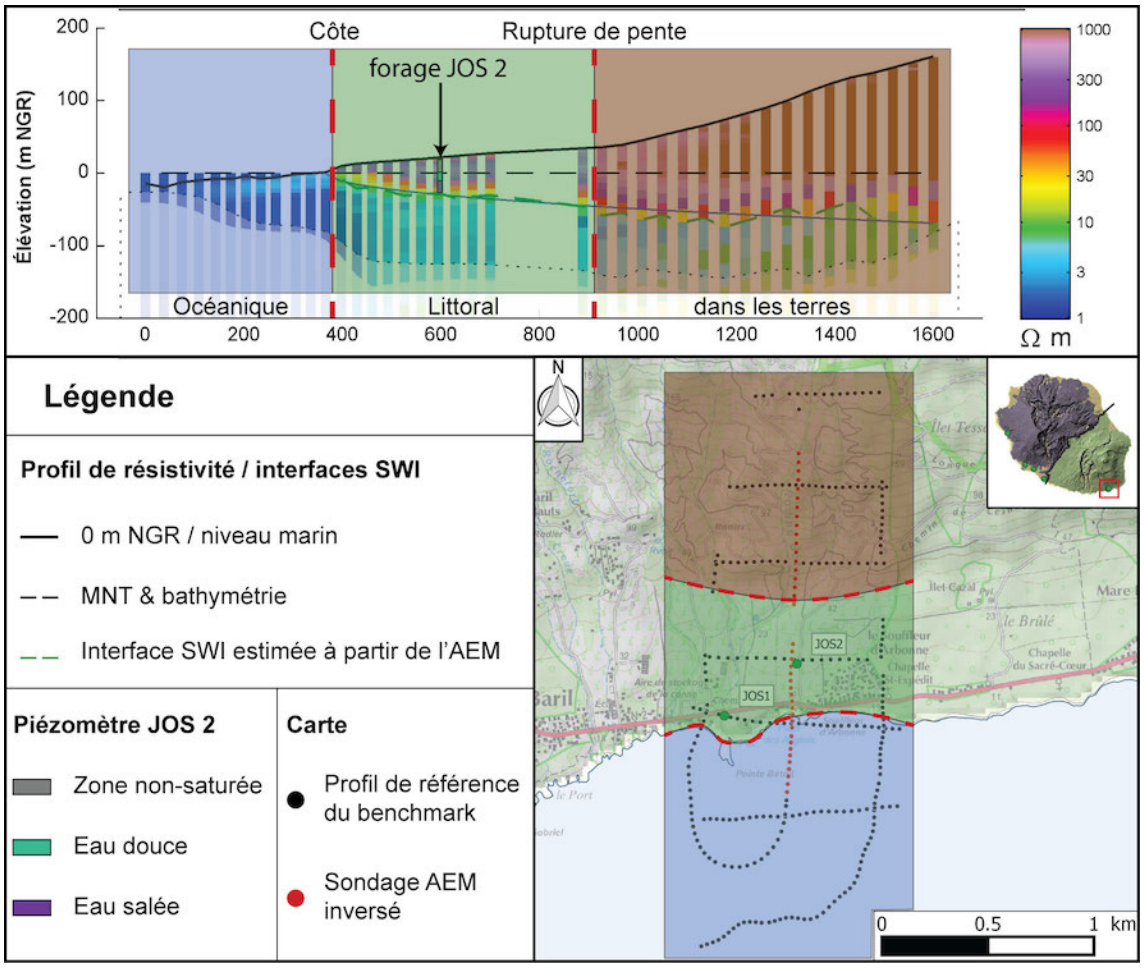


FIGURE 4.10 – Présentation des trois secteurs du Baril : (i) océanique, (ii) littoral et (iii) dans les Terres. Ces secteurs sont séparés par des limites morphologiques, respectivement la côte et une rupture de pente. Le piézomètre JOS 2, représenté sur les profils d'interprétation du benchmark, est localisé et représenté en trois parties : (i) zone non-saturée, (ii) l'eau douce (jusqu'à 2000 µS·cm^{-1}) et (iii) l'eau salée.

La carte de la Figure 4.10 présente les données AEM utilisées dans le benchmark avec, en noir, les sondages inversés et, en rouge, le profil 2D de référence utilisé dans l'analyse

de l'inversion. Le profil 2D de résistivité (Figure 4.10) est divisé en trois secteurs à partir des résultats de la CAH : (i) océanique, (ii) littoral et (iii) dans les terres (Figure 4.10). Ils sont utilisés dans le benchmark pour paramétriser et analyser les inversions. L'océan est caractérisé par l'eau salée très conductrice entre le niveau marin et la bathymétrie. Le littoral et le secteur dans les terres sont différenciés par l'épaisseur de la zone non-saturée qui impacte la réponse géophysique. Les limites entre ces différents secteurs sont respectivement appelées la côte et la rupture de pente. Dans la zone littorale, l'ouvrage JOS 2 permet de mesurer la conductivité de l'eau (log CE) pour comparer les différents résultats du benchmark à des données directes de l'intrusion saline. Pour finir, la présence d'une route qui perturbe l'acquisition AEM au centre du profil crée une zone sans donnée.

Le benchmarking utilise 124 inversions pour analyser l'impact de plusieurs paramètres d'inversion indépendamment. D'abord, pour améliorer la qualité de l'imagerie géophysique, l'inversion en fonction de l'altitude a été utilisée pour limiter la création d'artéfacts lors des variations abruptes de la topographie. Ensuite, des analyses de sensibilité sont effectuées pour deux paramètres d'inversion : (i) le modèle *a priori* et (ii) les contraintes de résistivité verticales et horizontales qui contrôlent la régularisation de l'inversion géophysique. Pour analyser un paramètre, plusieurs inversions sont calculées en ne faisant varier que celui-ci. L'objectif est d'analyser la sensibilité des résistivités, de l'interface SWI estimée ainsi que la stabilité de l'inversion aux paramètres d'inversion.

La première étape pour améliorer la qualité de l'imagerie géophysique est d'utiliser l'inversion en fonction de l'altitude et non la profondeur pour corriger les artéfacts présents lors des changements abrupts de la topographie.

Le premier paramètre d'inversion analysé est le modèle *a priori*. Avant l'inversion, un modèle de résistivité est appliqué sur l'ensemble des sondages comme point de départ de l'inversion. Ce modèle peut varier en fonction de la localisation des sondages et aussi en fonction de la profondeur. Ainsi, en utilisant un modèle *a priori* adapté, l'inversion converge vers un modèle géo-électrique représentatif de la réalité géologique. Au contraire, le problème inverse n'étant pas univoque, un mauvais modèle *a priori* induit un résultat d'inversion non représentatif. Le modèle *a priori* est donc un paramètre primordial du processus d'inversion.

Ce modèle est adapté en fonction de la localisation des sondages et il peut varier en fonction de la profondeur. Par exemple, le modèle régional, inversé par HydroGeophysics Group (HGG) sur l'ensemble de l'île, utilise 3 modèles *a priori* homogènes sur toute la profondeur des sondages : (i) 0,25 Ω·m pour l'océan, (ii) 500 Ω·m pour les secteurs volcaniques récents et (iii) 100 Ω·m pour le reste du territoire.

Pour le benchmark, 5 modèles *a priori* ont été testés :

1. le modèle automatique [*auto* - Figure 4.11] : il correspond au milieu homogène équivalent à la décroissance électromagnétique mesurée. Ce modèle *a priori* comporte donc l'avantage de s'adapter à chaque sondage, ce qui n'est pas envisageable pour les autres modèles manuels, mais il est sensible à la qualité de la mesure.
2. le modèle HGG [*hgg* - Figure 4.12] : utilisé pour l'inversion régionale, est appliqué dans les tests pour comparer aux autres modèles *a priori* afin de valider/invalider le modèle régional. Ce modèle est homogène pour toutes les couches avec 0,25 Ω·m pour l'océan et 100 Ω·m pour les sondages au dessus de l'île.

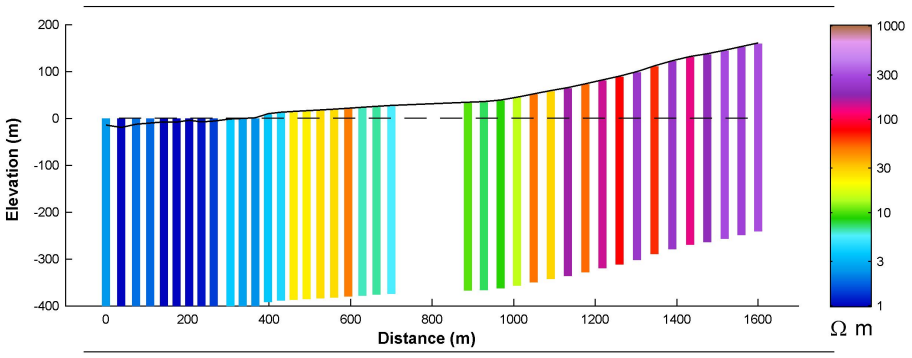


FIGURE 4.11 – Répartition et valeurs du modèle *a priori* automatique pour le Baril.

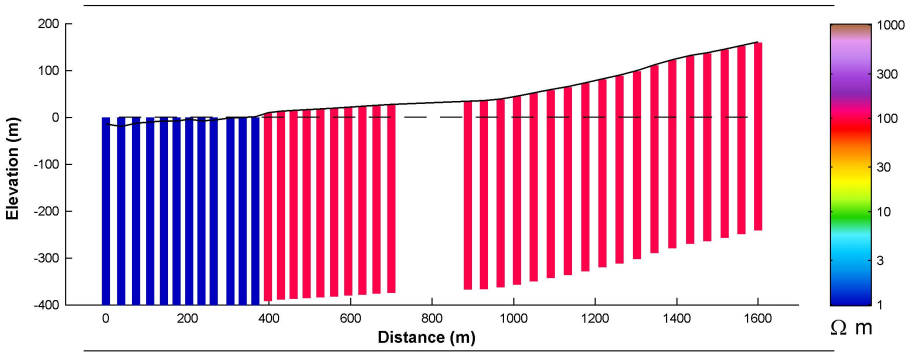


FIGURE 4.12 – Répartition et valeurs du modèle *a priori* HGG pour le Baril.

3. le modèle discrétisé dérivé de la CAH [*cah* - Figure 4.13] : la réponse médiane des clusters est utilisée pour inverser les sondages. Ce modèle implémente des valeurs différentes pour chaque couche en fonction de la répartition des clusters.

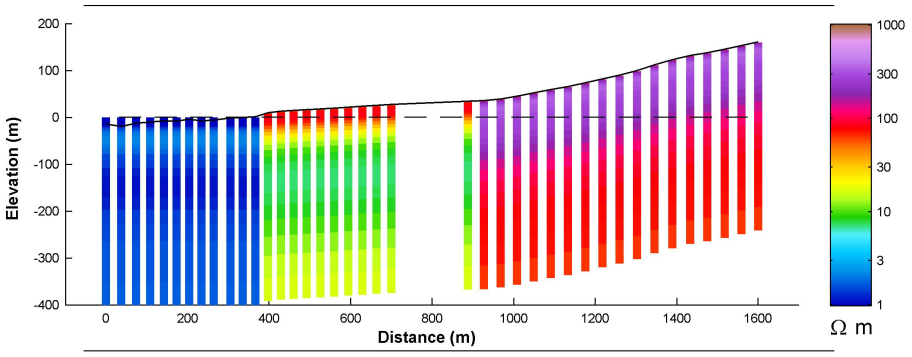


FIGURE 4.13 – Répartition et valeurs du modèle *a priori* "discrétisé" dérivé de la CAH pour le Baril.

4. le modèle "few-layer" dérivé de la CAH [*block* - Figure 4.14] : la répartition des clusters de la CAH est utilisée pour définir des modèles *a priori* 2 couches. Les couches des sondages sont divisées en deux avec des résistivités dérivées du sondage médian de la CAH.
5. le modèle homogène dérivé de la CAH [*mhc* - Figure 4.15] : la répartition des clusters de la CAH est utilisée pour définir des modèles *a priori* homogènes sur toutes les couches.

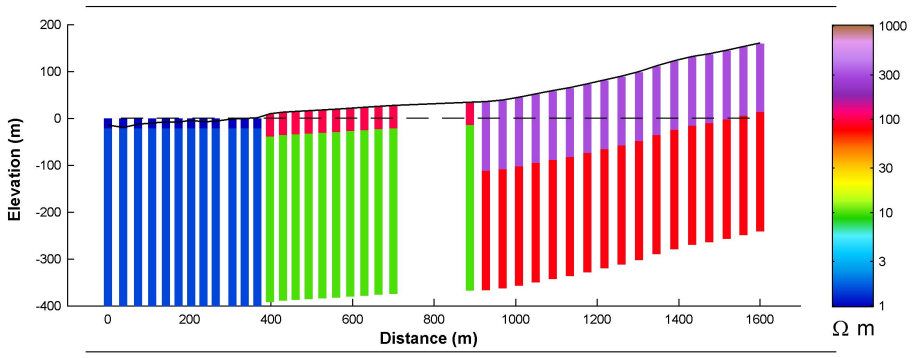


FIGURE 4.14 – Répartition et valeurs du modèle *a priori* "few-layer" 2 couches dérivé de la CAH pour le Baril.

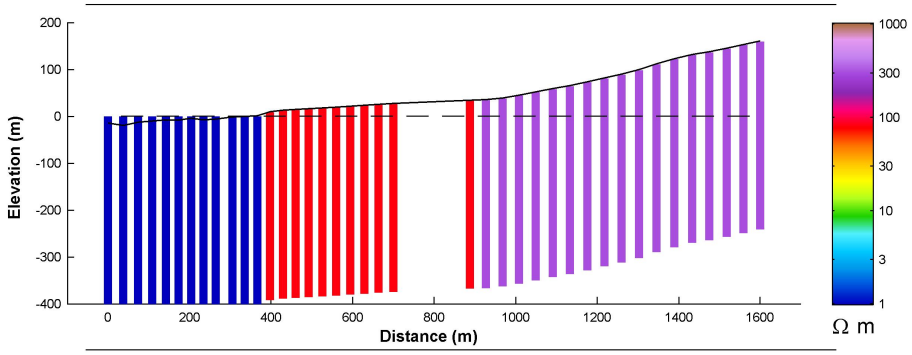


FIGURE 4.15 – Répartition et valeurs du modèle *a priori* homogène dérivé de la CAH pour le Baril.

En faisant varier le modèle *a priori*, les inversions n'ont pas le même point de départ. Les contraintes de résistivité contrôlent la liberté de variation verticale et latérale de l'inversion. Donc des jeux de contraintes peuvent être adaptés à certains modèles *a priori*, mais pas à d'autres types de modèles. Il est alors nécessaire d'analyser différentes contraintes de résistivité pour chacun des modèles sélectionnés.

Le second paramètre d'inversion étudié est la contrainte de résistivité. Celle-ci se divise en deux contraintes, verticales et latérales, et permet d'obtenir une inversion quasi-3D [AUKEN et al., 2005 ; VIEZZOLI et al., 2008]. La valeur de la contrainte est sans dimension et représente la force de la régularisation : plus la valeur est faible, plus la contrainte est importante (Tableau 4.1). La contrainte verticale est une régularisation qui limite les variations abruptes de la résistivité afin d'obtenir des sondages verticaux lissés et cohérent. Cette contrainte est uniforme pour l'ensemble des couches du modèle "smooth". C'est précisément ce paramètre qui semble limiter le potentiel de l'inversion "smooth" dans l'estimation de l'interface SWI. Le benchmark vise donc à trouver le compromis permettant à l'inversion "smooth" de conserver sa cohérence verticale tout en permettant des résultats contrastés. La contrainte latérale utilise une triangulation de Delaunay pour contraindre les résistivités de chaque couche d'un sondage par les sondages voisins [VIEZZOLI et al., 2008]. Elle permet aux modèles inversés de conserver une cohérence latérale. Cette contrainte sera croissante avec la profondeur pour rester cohérente avec l'augmentation de l'empreinte électromagnétique et la perte de résolution. L'échelle de variation des contraintes (verticales et latérales) s'étend généralement entre 1.2 (contrainte forte) et 3 à 4 (contrainte "lâche"). Au delà de ces valeurs, les contraintes sont généralement supprimées en les fixant à 99. Pour l'analyse, les contraintes latérales,

importantes pour la cohérence horizontale, ont été testées entre 1.2 et 3 alors que les verticales ont été testées de 1.2 à 99 (Tableau 4.1).

Contrainte			**Latérale**			**Verticale**
Layers	**1 - 3**	**4 - 7**	**8 - 12**	**13 - 18**	**19 - 25**	**1 - 25**
Forte	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.6
	1.6	1.5	1.4	1.3	1.2	2
	1.8	1.7	1.6	1.4	1.2	2.4
	2	1.8	1.6	1.4	1.2	2.8
	2.2	2	1.7	1.5	1.2	3.2
	2.4	2.1	1.7	1.5	1.2	3.6
	2.6	2.3	2	1.6	1.2	4
Lâche	3	2.6	2.2	1.7	1.2	10
	-	-	-	-	-	25
	-	-	-	-	-	50
Supprimée	-	-	-	-	-	99

TABLEAU 4.1 – Valeurs de contraintes latérales et verticales testées dans l'approche benchmark classées des plus fortes aux plus lâches. Le tableau est divisé en deux parties : (i) au centre les contraintes de résistivité latérales qui varient avec la profondeur et (ii) à droite les contraintes de résistivité verticales qui sont identiques pour l'ensembles des couches. Lorsqu'une contrainte est testée, les valeurs de l'autre contrainte sont fixées arbitrairement aux valeurs en rouge du tableau.

Pour analyser les résultats du benchmark, chaque paramètre d'inversion sera examiné en comparant les résultats de plusieurs inversions. Cette analyse repose sur différents supports visuels :

1. Le premier visuel correspond au profil de résistivité inversée avec des contraintes verticales de 2 et latérales de 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2. Sur le profil, sont représentés (i) le MNT et la bathymétrie, (ii) l'interface du modèle analytique Glover calculé à partir du log CE, (iii) l'interface SWI estimée à partir des résistivités du profil présenté et (iv) le 0 m NGR (*e.g.* Figure 4.16.A). Le modèle Glover n'est pas une donnée hydrogéologique directe mais permet, grâce à l'analyse de la section 4.1.2 d'extrapoler la géométrie de l'intrusion saline à partir du piézomètre JOS 2, et ce, avec un bon indice de confiance.

2. Le deuxième est un profil 2D qui représente l'écart-type des résistivités pour chaque couche de chaque sondage entre les différents résultats d'inversions analysés (*e.g.* figure 4.16.B et C). Par exemple, pour analyser un paramètre d'inversion, plusieurs inversions sont calculées en ne faisant varier que cet unique paramètre. Le profil d'écart type sera calculé uniquement pour ces résultats afin de localiser, sur le profil 2D de référence, l'influence du paramètre d'inversion testé.

3. Le troisième outil correspond au profil des interfaces SWI estimées à partir des différentes inversions des analyses de sensibilités (*e.g.* Figure 4.16.B et C). Les interfaces SWI sont définies à partir du seuil de résistivité de 15 Ω·m défini dans la section 4.1.1. Ce seuil arbitraire a été choisi pour correspondre aux confrontations résistivité / log CE et pour garantir une cohérence latérale de l'interface SWI. Il

correspond à la limite à partir de laquelle la géophysique image un milieu saturé en eau salé.

4. le dernier outil permet de comparer le log CE du forage JOS 2 avec les résultats d'inversion pour le sondage le plus proche (*e.g.* Figure 4.17.A). À partir de ces deux logs verticaux, il est possible d'analyser la relation entre la résistivité géophysique et la conductivité de l'eau, appelé rho/CE (*e.g.* Figure 4.17.B).

Dans un souci de synthèse, l'ensemble des profils de résistivité ne sont pas présentés dans ce manuscrit. Pour simplifier la compréhension, tout en apportant le maximum de résultats, l'interprétation du benchmark s'organise selon les cinq modèles *a priori*. Pour chaque modèle, les résultats présentent l'analyse de sensibilité de la contrainte latérale (9 inversions dont les contraintes latérales sont représentées dans le Tableau 4.1) et celle de la contrainte verticale (12 inversions dont les contraintes latérales sont représentées dans le Tableau 4.1). Pour chacune de ces inversions, seule la contrainte concernée varie, l'autre est fixée aux valeurs en rouge dans le Tableau 4.1.

4.2.2 Modèles *a priori* et contraintes de résistivité

Le modèle de départ (*a priori*) influence le comportement de l'inversion en fonction des contraintes appliquées aux résistivités. Selon le modèle de départ, les contraintes de résistivité n'auront pas le même impact sur les données. Ainsi, l'analyse des contraintes de résistivité est divisé selon les modèles *a priori* utilisés.

Modèle *auto*

Dans le secteur océanique, les résistivités des inversions modèle *auto* imagent correctement la bathymétrie avec une augmentation de la résistivité (Figure 4.16.A). La variation des contraintes de résistivité (latérales et verticales) n'impacte pas l'imagerie géophysique validant la stabilité de l'inversion (Figure 4.16.B et C). Toutefois, lorsque le moment faible est conservé au-dessus de l'océan, l'utilisation du modèle *auto* crée un horizon résistant superficiel peu réaliste (les premières et secondes couches sont impactées au maximum). Cet artéfact n'est pas visible sur les profils de la Figure 4.16 mais il oblige à fixer un modèle *a priori* arbitraire au-dessus de l'océan ou à supprimer les moments faibles dans le secteur océanique. La transition avec le littoral est stable sur l'ensemble des inversions avec un conducteur très proche du 0 m NGR dans les terres (Figure 4.16.A). Ensuite, la résistivité augmente jusqu'au forage JOS 2 sans être réellement impactée par les variations de contraintes (Figure 4.16). Autour de 800 m de distance, le modèle *a priori* calculé automatiquement perturbe l'inversion (Figure 4.11). En conséquence, les résistivités des sondages à proximité diminuent fortement, impactant directement l'estimation de l'interface (Figure 4.16.A). Dans les terres, la géophysique n'est plus impactée à partir de 1100 m de distance (Figure 4.16.A). À partir de là, le profil de résistivité retrouve une géométrie cohérente avec l'intrusion saline.

Alors que les contraintes ne semblent pas impacter les résultats dans les secteurs océanique et littoral, les résultats dans les terres varient fortement. Les profils d'écart type illustrent ce contraste (Figure 4.16.B et C). Dans les terres, les contraintes latérales ont eu un impact sur les résistivités sous le niveau marin alors que les verticales influencent principalement les couches superficielles. Si l'on examine les interfaces estimées, les

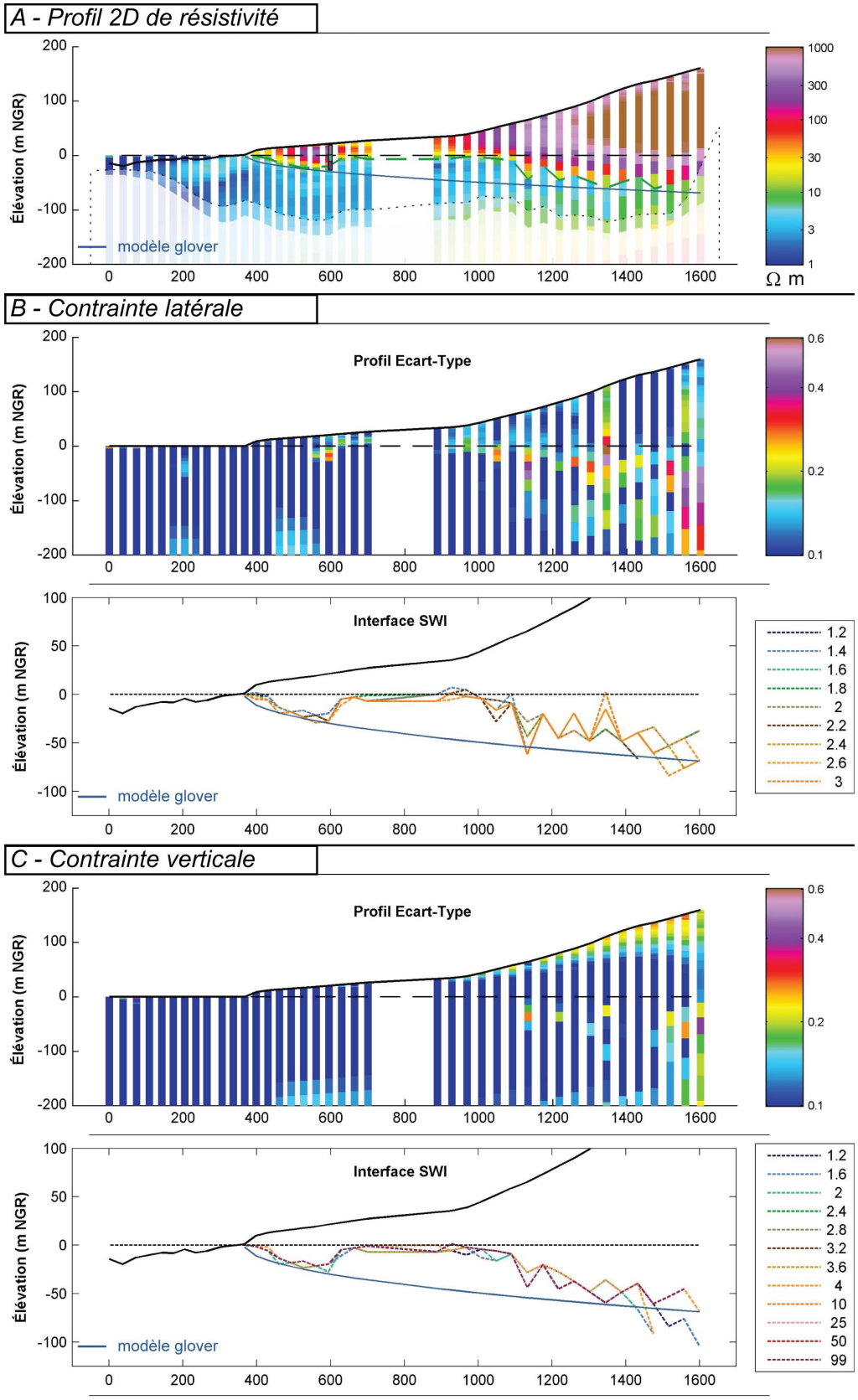


FIGURE 4.16 – Profils d'analyse du modèle *a priori auto*.
A - Profil 2D de résistivité - modèle *auto*, contraintes verticale - 2, latérale - 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2.
B - Contrainte latérale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 9 inversions.
C - Contrainte verticale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 12 inversions.

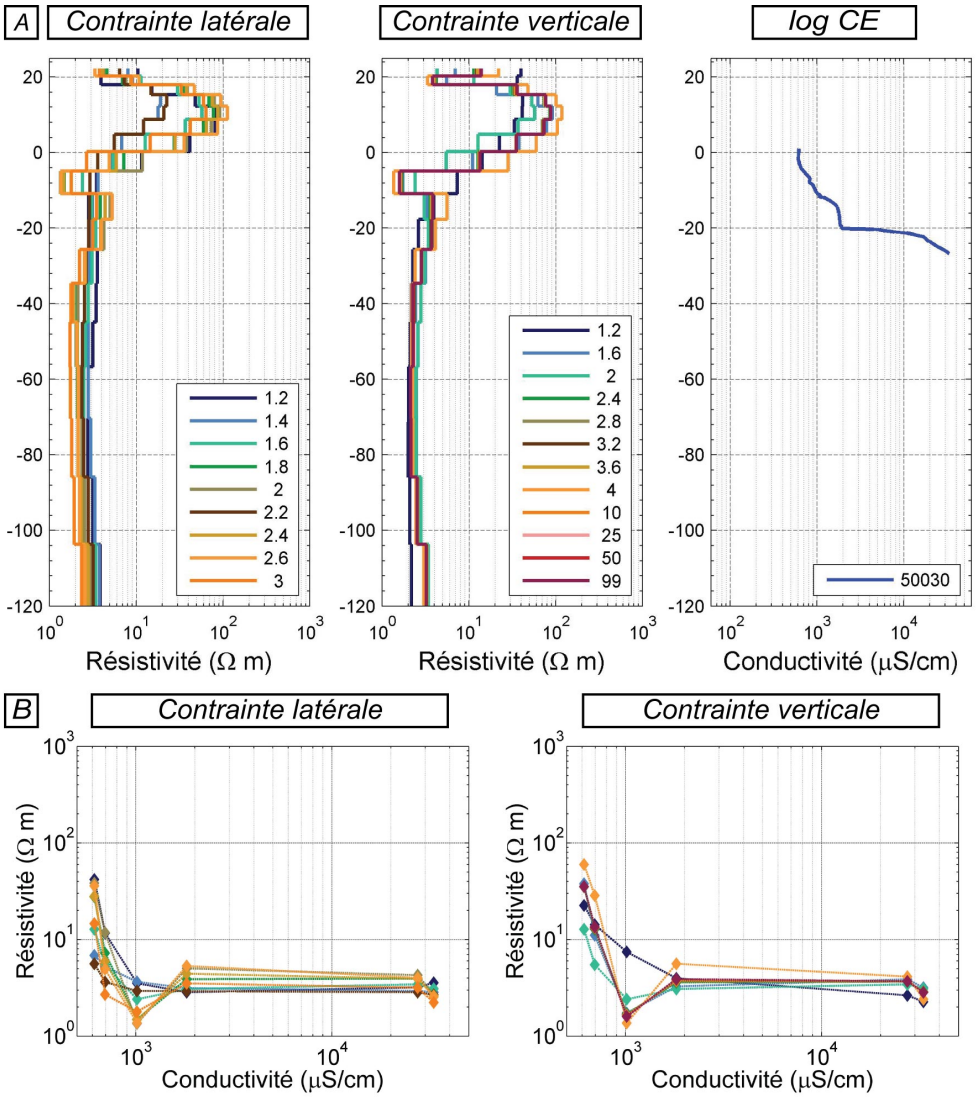


FIGURE 4.17 – Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori auto* avec les données du piézomètre JOS2. A - les sondages verticaux de résistivité des différentes inversions sont confrontés au log CE. B - les données de résistivité sont représentées en fonction de la conductivité de l'eau pour représenter la relation rho/CE.

contraintes latérales fortes (1.2-2) permettent de garder une certaine cohérence alors que les contraintes lâches (2.2-3) créent des interfaces instables dans les terres (Figure 4.16.B). Toutefois, cette instabilité n'est pas aussi importante avec la variation des contraintes verticales fortes (Figure 4.16.C).

La confrontation des sondages verticaux avec le log CE mais aussi des interfaces SWI modélisée avec le modèle Glover montrent une importante surestimation de l'intrusion saline dans le secteur, particulièrement au niveau de la route où l'interface atteint 0 m NGR (Figures 4.16 et 4.17). La géophysique image des conductivités inférieures à 10 Ω·m, la limite de résistivité pour l'imagerie de l'intrusion saline, au dessus des données hydrogéologiques. La décroissance des résistivités des sondages est verticalement déconnectée de l'évolution de la conductivité de l'eau du log CE. La relation rho/CE illustre bien le fait que la résistivité diminue sans réelle salinisation de l'eau souterraine et se stabilise lorsque le gradient de salinité est le plus fort (Figure 4.17). Les résistivités apparentes calculées au début de l'inversion sont donc inadaptées et ne permettent pas

d'obtenir des résultats pertinents.

Pour finir, la surestimation de l'intrusion saline s'accentue au centre du profil autour de la zone sans donnée. Dans cette zone, le modèle *a priori* calculé automatiquement est de moins bonne qualité. Différentes hypothèses peuvent expliquer cet artéfact : (i) du bruit électromagnétique non filtré, (ii) le résistant possède un couple de résistivité/épaisseur pas adapté au calcul du modèle homogène ou (iii) du fait de l'absence de moment faible (LM), le modèle homogène calculé est fortement influencé par le conducteur profond [3]. Dans les trois cas, le modèle a priori calculé automatiquement peut être influencé par des éléments extérieurs perturbant ainsi fortement l'inversion géophysique. Il est donc préférable d'éviter son utilisation, et ce, peu importe l'objet étudié.

Modèle *hgg*

Dans le secteur océanique, l'inversion *hgg* image le contraste de résistivité sous la bathymétrie uniquement à partir de 200 m de distance de la côte (Figure 4.18.A). Ce contraste n'est pas influencé par la variation de la contrainte latérale ; en revanche une contrainte verticale forte (1.2) fait disparaitre ce contraste et des contraintes lâches (à partir de 3.2) l'accentue. À l'interface terre/mer, la géophysique réagit différemment selon les contraintes. Les contraintes verticales lâches (3.2-99) imagent une interface SWI cohérente avec la théorie alors que les contraintes fortes génèrent un artéfact résistant (Figure 4.18.A et C). Il peut atteindre 60 m d'épaisseur avec des résistivités, sous le niveau de l'océan, d'une centaine de ohm.m. L'interface SWI alors estimée est horizontale avec un contraste abrupte à l'interface terre/mer incohérent avec le phénomène d'intrusion saline. De plus, les contraintes latérales lâches (1.8-3) sont inefficaces pour atténuer ce contraste incohérent lorsque la contrainte verticale est à 2 (Figure 4.18). Dans le reste du secteur littoral, la géophysique image une géométrie plutôt réaliste jusqu'à la rupture de pente. Les interfaces SWI imagées sont stables sauf pour une contrainte de résistivité forte (1.2) qui sous-estime l'intrusion saline (augmentation des résistivités inversées - Figure 4.18.B et C). Contrairement au modèle *auto*, la zone sans donnée n'influence pas l'inversion validant l'analyse de l'artéfact due au calcul du modèle *auto*. Après la rupture de pente, l'épaisseur de la zone non-saturée et donc la profondeur de l'intrusion augmentent fortement. Dans de telles conditions, le conducteur profond et donc l'interface SWI estimée à partir de l'inversion *hgg* remontent parallèlement à la topographie (Figure 4.18.A). Ces résultats ne sont pas réellement impactés par les contraintes de résistivité hormis pour une contrainte verticale forte (1.2).

La confrontation des résultats avec les données hydrogéologiques invalide l'imagerie géophysique au niveau de la côte ou après la rupture de pente, et valide les résultats du modèle *hgg* sur le reste du profil (Figure 4.19). La comparaison avec le forage JOS 2 (Figure 4.19), atteste de la qualité de l'imagerie de l'intrusion saline dans la partie littorale. Le seuil de 15 Ω·m utilisé comme seuil pour l'estimation de l'interface SWI correspond bien à l'eau salée, même si la zone de mélange est imagée à partir de 50 à 60 Ω·m. L'interface estimée avec le seuil de 10 Ω·m correspond au toit de l'aquifère salé et non à la zone de mélange (Figure 4.19.A). Des tests, non présentés, ont démontré que l'utilisation d'un seuil dérivé de la comparaison log CE/AEM ne donne pas de meilleurs résultats, dégradant même la géométrie de l'interface SWI estimée. Il est donc préférable d'utiliser le

3. Le moment fort (HM) permet d'imager en profondeur et ne possède pas une bonne résolution superficielle.

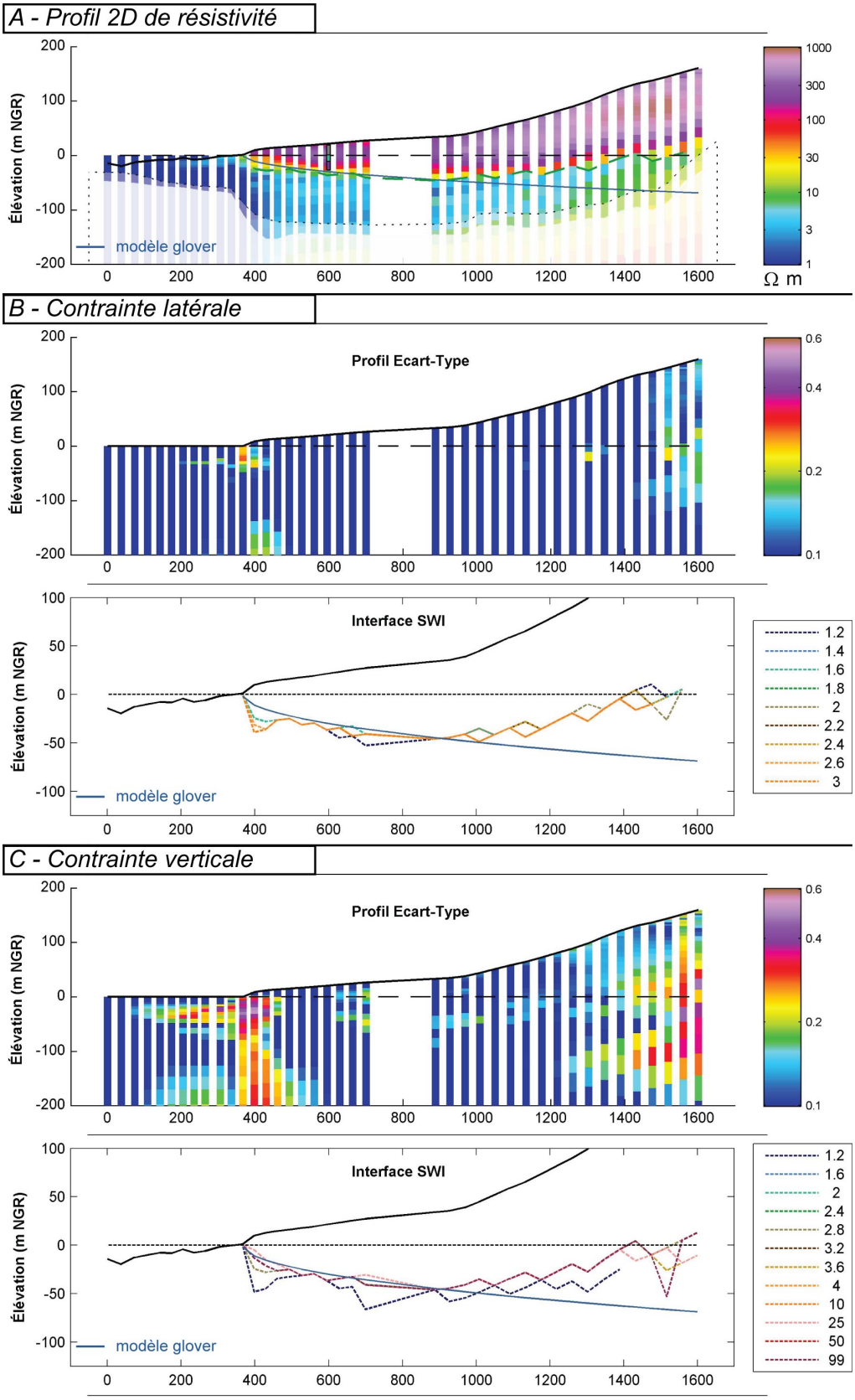


FIGURE 4.18 – Profils d'analyse du modèle *a priori hgg*.
A - Profil 2D de résistivité - modèle *hgg*, contraintes verticale - 2, latérale - 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2.
B - Contrainte latérale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 9 inversions.
C - Contrainte verticale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 12 inversions.

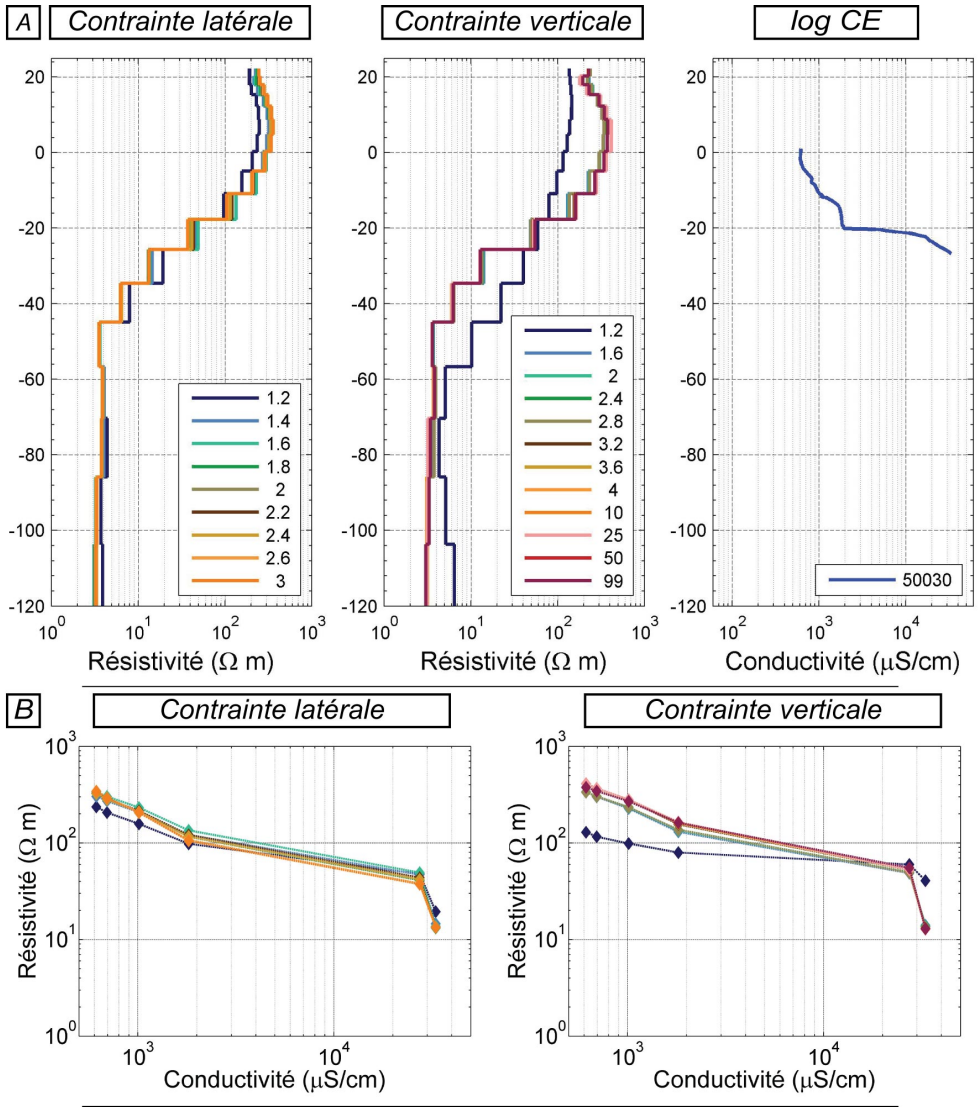


FIGURE 4.19 – Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori hgg* avec les données du piézomètre JOS2. A - les sondages verticaux de résistivité des différentes inversions sont confrontés au log CE. B - les données de résistivité sont représentées en fonction de la conductivité de l'eau pour représenter la relation rho/CE.

seuil de 10 Ω·m pour définir l'interface 100% d'eau salée (*i.e.* 55 000 µS·cm^{-1}) plutôt que de dégrader la qualité de l'interface estimée. Enfin, la Figure 4.19.B illustre que la relation rho/CE se linéarise plus que pour le modèle *auto* mais présente une rupture de pente au niveau des 30 000 µS·cm^{-1}. Cette rupture de pente semble liée soit à la discrétisation du modèle géophysique, soit à la résolution de la méthode (qui diminue avec la profondeur). Dans les deux cas, la géophysique ne permet pas de suivre l'importante variation de conductivité entre 20 et 24 m NGR.

Modèle *cah*

Les inversions avec un modèle de départ *cah* imagent un contraste de résistivité plus important entre l'océan et la bathymétrie (Figure 4.20). À l'interface terre/mer, les contraintes latérales et verticales fortes (1.2-1.8) permettent d'imager une géométrie cohérente alors que les contraintes plus lâches imagent le même artéfact résistant que le modèle *hgg*. Les contraintes latérales peuvent limiter la création de l'artéfact résistant à

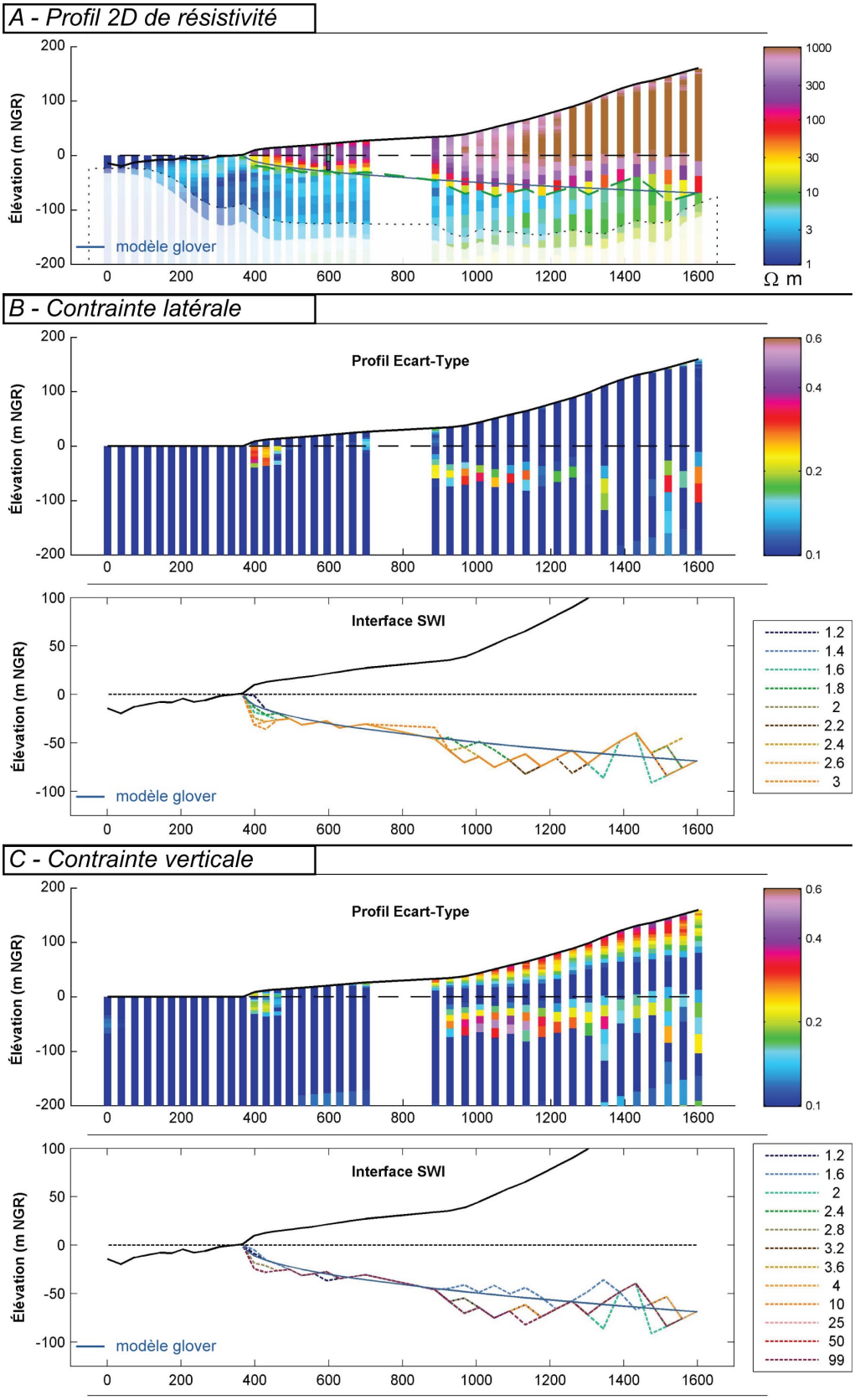


FIGURE 4.20 – Profils d'analyse du modèle *a priori cah*.
A - Profil 2D de résistivité - modèle *cah*, contraintes verticale - 2, latérale - 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2.
B - Contrainte latérale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 9 inversions.
C - Contrainte verticale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 12 inversions.

l'interface terre/mer pour les inversions utilisant un modèle *a priori* "discrétisé". Dans les terres, la géométrie du conducteur et l'interface SWI s'approfondissent rapidement au niveau de la rupture de pente et deviennent instables (d'importantes variations d'un sondage à l'autre). Cette tendance peut être contrôlée par des contraintes verticales fortes (1.2-1.6). Pour finir, l'utilisation d'un modèle "discrétisé" avec un horizon conducteur sur les premières couches crée une variation des résistivités superficielles dans les terres (profil écart-type Figure 4.20.C).

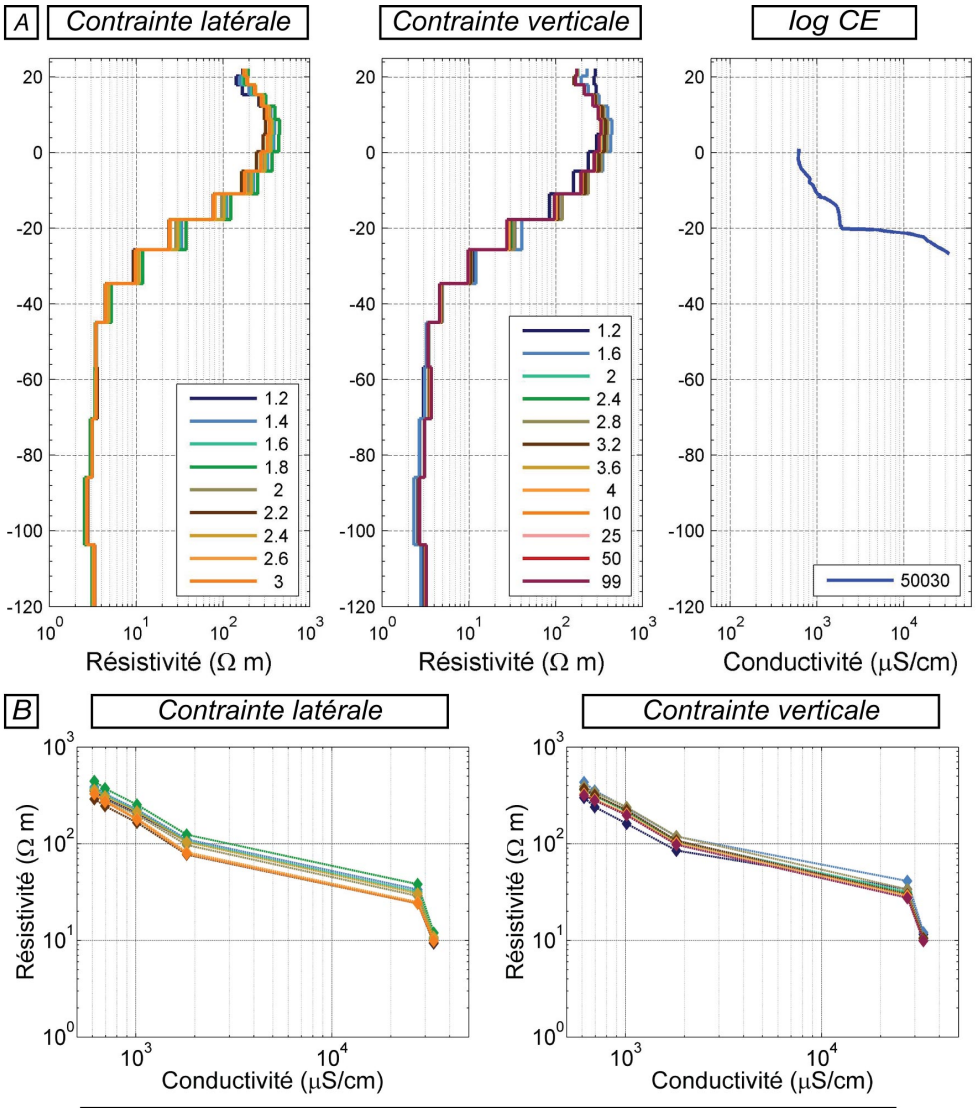


FIGURE 4.21 – Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori cah* avec les données du piézomètre JOS2. A - les sondages verticaux de résistivité des différentes inversions sont confrontés au log CE. B - les données de résistivité sont représentées en fonction de la conductivité de l'eau pour représenter la relation rho/CE.

Au niveau de l'ouvrage JOS 2, les résultats du modèle *cah* sont cohérents avec les données de conductivité (Figure 4.21). Le toit de la zone de mélange semble correspondre à des résistivités de 30-40 Ω·m et le seuil de 10 Ω·m correspond, comme pour le modèle *hgg*, à la limite d'eau salée. Dans les terres, l'approfondissement rapide de l'interface n'est pas réaliste et lié au changement de modèle *a priori*. L'utilisation de différents modèles *a priori* le long du profil améliore clairement l'imagerie de l'intrusion, mais nécessite d'affiner minutieusement les contraintes pour ne pas créer de changement de pente non re-

présentatif. Il ressort que plus le résistant est épais, plus le modèle *a priori* doit être résistant. Pour le modèle "discrétisé" *cah*, l'utilisation de contraintes verticale ou latérale forte permet de réduire les artéfacts aux niveaux des limites des modèles *a priori* (côte et rupture de pente). En revanche, la variation des contraintes verticales influencent les résistivités superficielles dans les terres, les contraintes trop fortes diminuent la qualité de l'inversion.

Modèle *block*

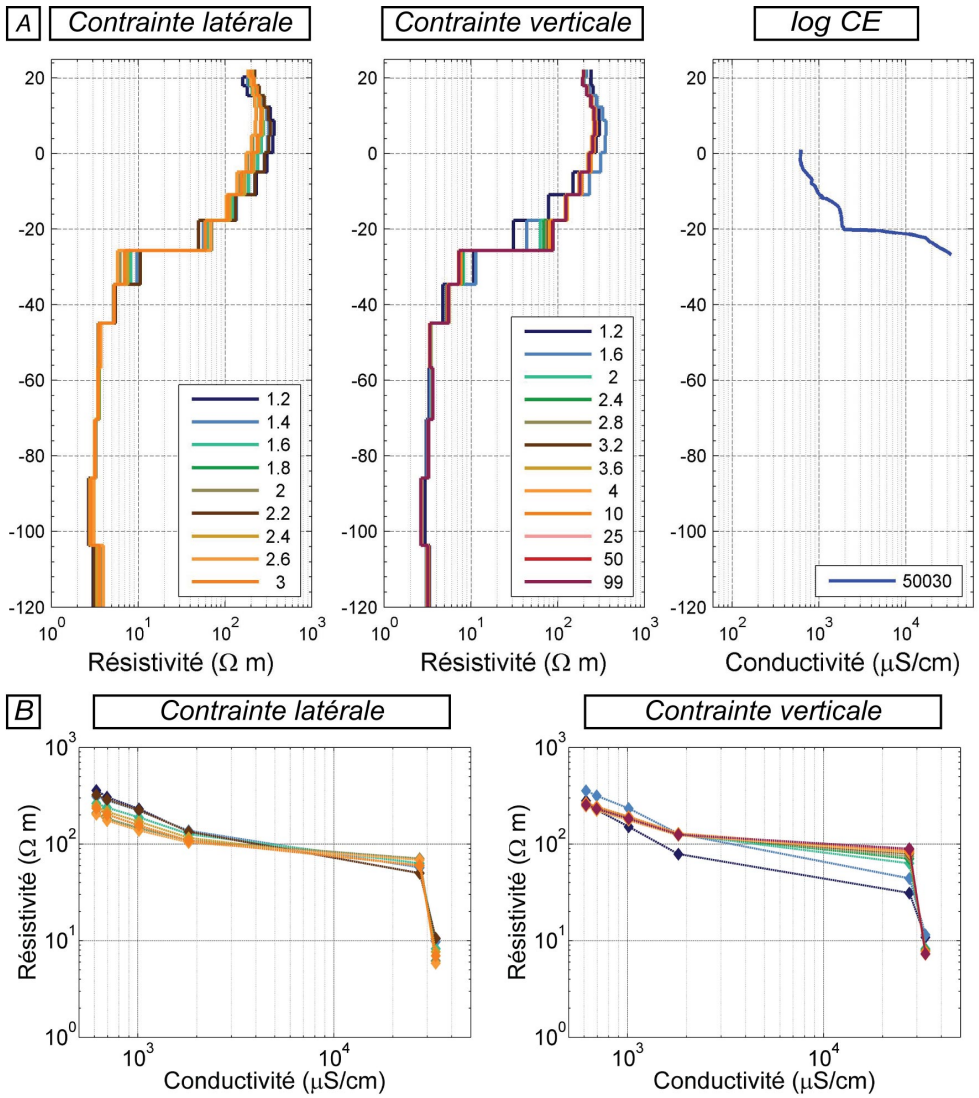


FIGURE 4.22 – Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori block* avec les données du piézomètre JOS2. A - les sondages verticaux de résistivité des différentes inversions sont confrontés au log CE. B - les données de résistivité sont représentées en fonction de la conductivité de l'eau pour représenter la relation rho/CE.

Le modèle *block* est inspiré de la CAH, mais les résistivités sont définies pour correspondre à deux couches (Figure 4.14). Cette organisation des résistivités de départ permet de minimiser la génération d'artéfact lié à un modèle de départ totalement discrétisé. Il permet d'éviter par exemple la décroissance des résistivités superficielles dans les terres produites par le modèle *cah* (Figure 4.20.C). À part dans le secteur océanique, le modèle *block* cumule les artéfacts : (i) l'artéfact résistant au niveau de la côte, (ii)

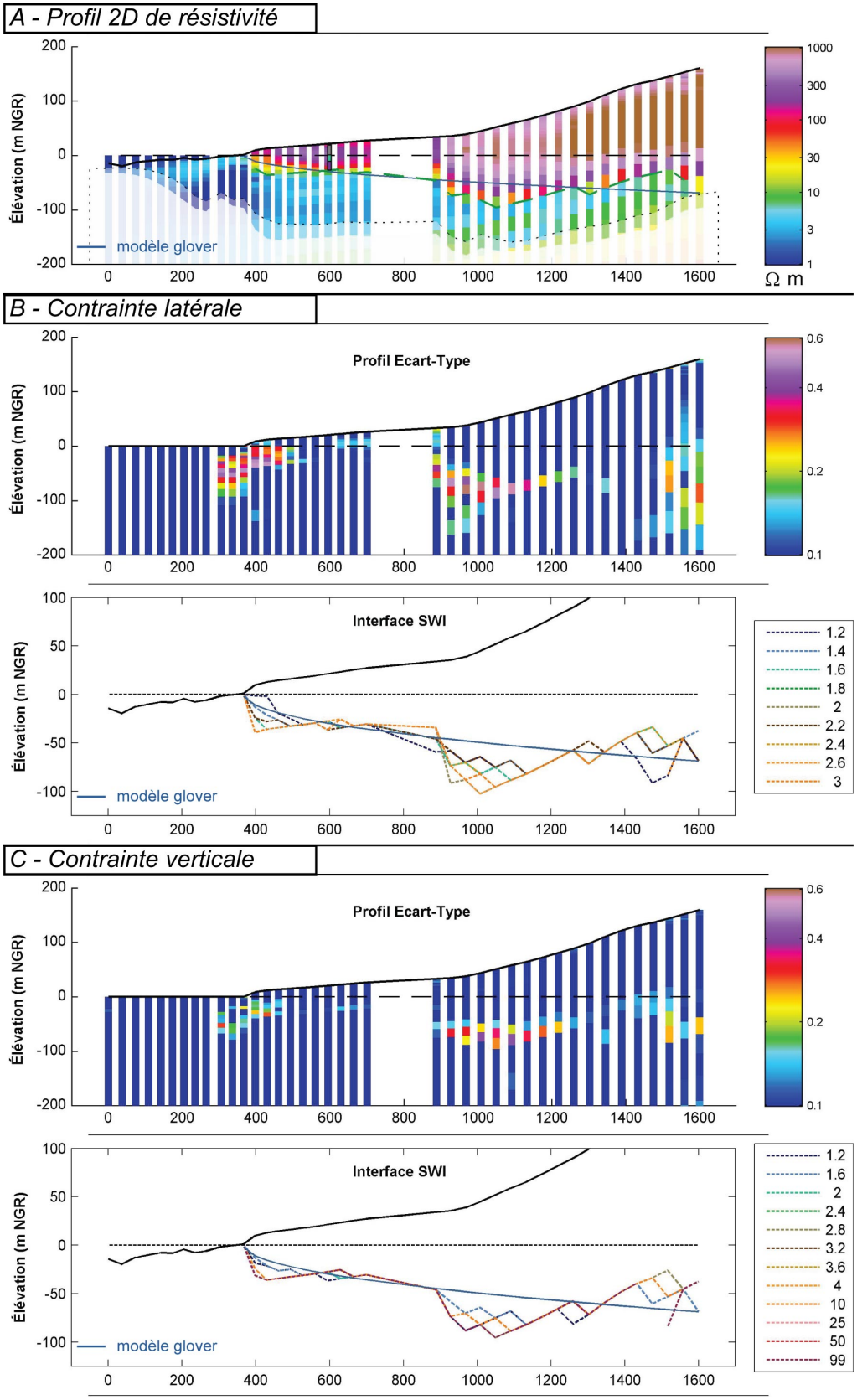


FIGURE 4.23 – Profils d'analyse du modèle *a priori block*.
A - Profil 2D de résistivité - modèle *block*, contraintes verticale - 2, latérale - 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2.
B - Contrainte latérale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 9 inversions.
C - Contrainte verticale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 12 inversions.

l'approfondissement rapide de l'interface SWI au niveau de la rupture de pente et (iii) la remontée de celle-ci dans les terres (Figure 4.23). Ces artéfacts sont principalement contrôlés par le modèle *apriori* qui force les contrastes à des profondeurs arbitraires. L'artéfact résistant sur la côte a déjà été décrit et peut être limité soit par les contraintes de résistivité, soit par un modèle *a priori* moins résistant sur le littoral. L'artéfact de la rupture de pente est accentué par le modèle *block*. Le contraste de résistivité du modèle *a priori* semble donc trop profond au niveau de la rupture de pente, puis trop superficiel dans les terres (Figure 4.23.B et C). Pour améliorer ce résultats, il semble nécessaire de définir deux modèles *a priori* dans les terres : (i) avec une résistant plus fin entre 900 et 1 200 m de distance et (ii) un résistant plus épais de 1 200 m de distance jusqu'à la fin du profil.

Le modèle *a priori block* permet d'accentuer le contraste des sondages verticaux (Figure 4.22.A). Ce résultat est cohérent avec la géométrie du log CE, mais l'interface imagée par la géophysique est en dessous des données du forage JOS 2 (Figure 4.22.A). L'utilisation d'un modèle *a priori* très contrasté accentue le contrastes des sondages inversés, pouvant limiter la résolution de l'AEM dans l'imagerie de la salinisation progressive de l'intrusion saline. Encore une fois, les résistivités correspondantes à la zone de mélange de l'intrusion saline sont supérieures à 10 Ω·m, mais le seuil utilisé permet de définir l'aquifère saturé en eau salée et de conserver une meilleure cohérence latérale. Ce décalage accentue la rupture de pente de la relation rho/CE à 30 000 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (Figure 4.22.B), qui peut être corrigée par l'augmentation de la contrainte verticale de résistivité (donc une valeur plus faible, *e.g.* 1.2-1.4). Mais ces contraintes verticales fortes lissent les résultats rho/CE, ce qui est contraire à l'objectif du modèle *a priori block*.

Ces résultats montrent que le modèle *block* ne semble pas adapté pour imager l'intrusion saline dans le cadre d'un processus automatique. Toutefois, en améliorant le modèle de départ (résistivités de départ, et répartitions spatiales du modèle), l'utilisation d'un modèle deux couches permettrait d'accentuer le contraste de résistivité pour les secteurs où la zone de mélange est abrupte. Pour ce faire, il semble nécessaire de diminuer l'épaisseur ou la résistivité de l'horizon résistant du littoral et d'imposer deux modèles *a priori* dans le secteur dans les terres.

Modèle *mhc*

L'utilisation de différents modèles homogènes le long du profil semble améliorer les résultats du profil 2D de résistivité (Figure 4.25.A). Avec un modèle résistant dans les terres, l'inversion n'est pas impactée par l'artéfact de remontée de l'interface SWI, confirmant la nécessité d'utiliser des modèles plus résistants, l'intrusion saline s'approfondie dans les terres. Toutefois, le profil d'écart type démontre une forte sensibilité de l'inversion aux variations de la contrainte latérale dans les trois secteurs du profil (Figure 4.25.B). Les interfaces SWI démontrent que les contraintes latérales lâches (1.8-3) induisent un artéfact résistant au niveau de la côte et l'approfondissement de l'interface à la rupture de pente (Figure 4.25.B). Avec des contraintes latérales plus fortes, les artéfacts sont limités, l'imagerie devient donc plus cohérente avec le modèle Glover. Concernant les contraintes de résistivité verticales, elles ont moins d'influence sur les résultats d'inversions (profil écart type Figure 4.25.C), même si les contraintes les plus fortes (1.2-1.8) ou les plus lâches (3-99) tendent a recréer l'artéfact résistant au niveau de la côte.

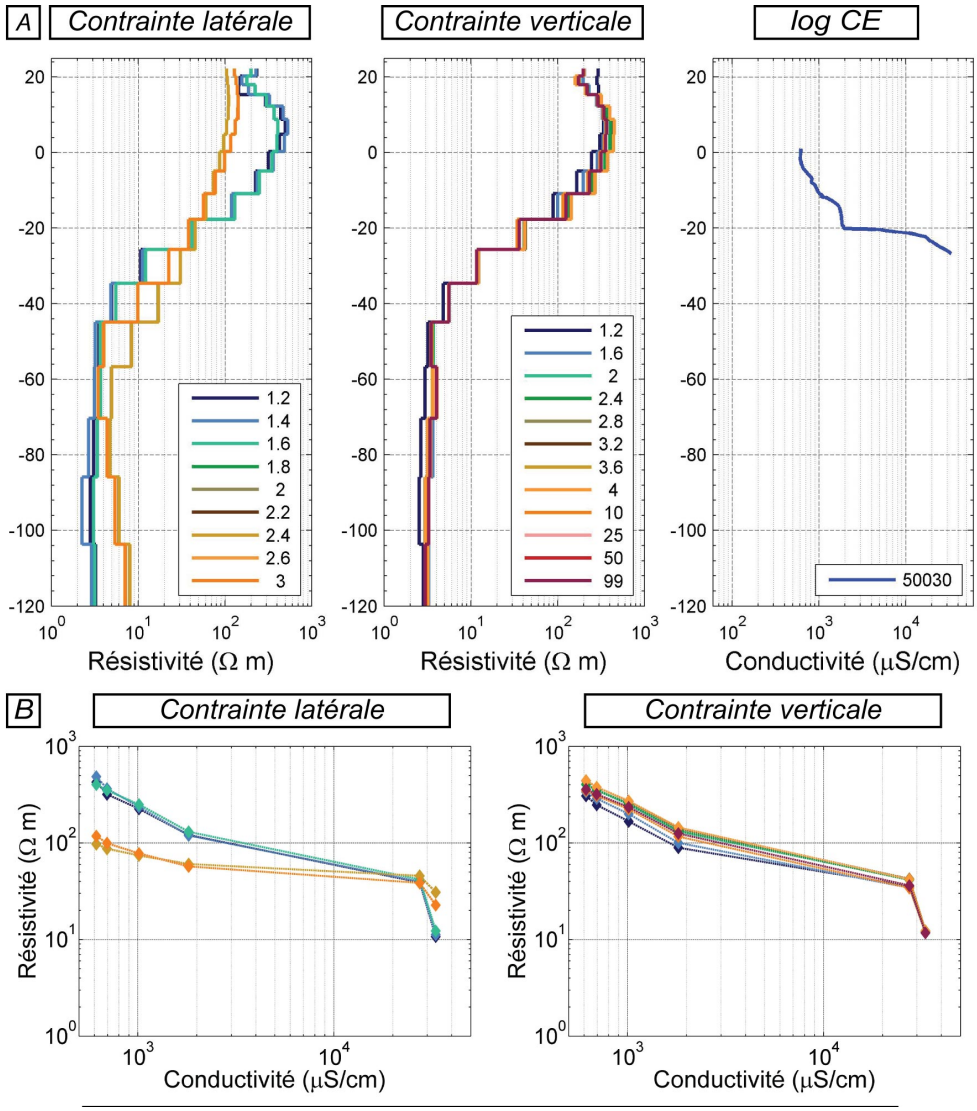


FIGURE 4.24 – Confrontation des résultats d'inversions du modèle *a priori mhc* avec les données du piézomètre JOS2. A - les sondages verticaux de résistivité des différentes inversions sont confrontés au log CE. B - les données de résistivité sont représentées en fonction de la conductivité de l'eau pour représenter la relation rho/CE.

L'analyse des sondages verticaux illustre la stabilité des résultats de la contrainte verticale (Figure 4.24). Lorsque les contraintes latérales sont trop lâches, l'inversion tend vers le modèle *a priori* en lissant les résultats. Pour finir, la relation rho/CE, à part pour les contraintes verticales lâches, se linéarise avec une certaine cohérence malgré la présence de la rupture de pente à 30 000 µS·cm^{-1}.

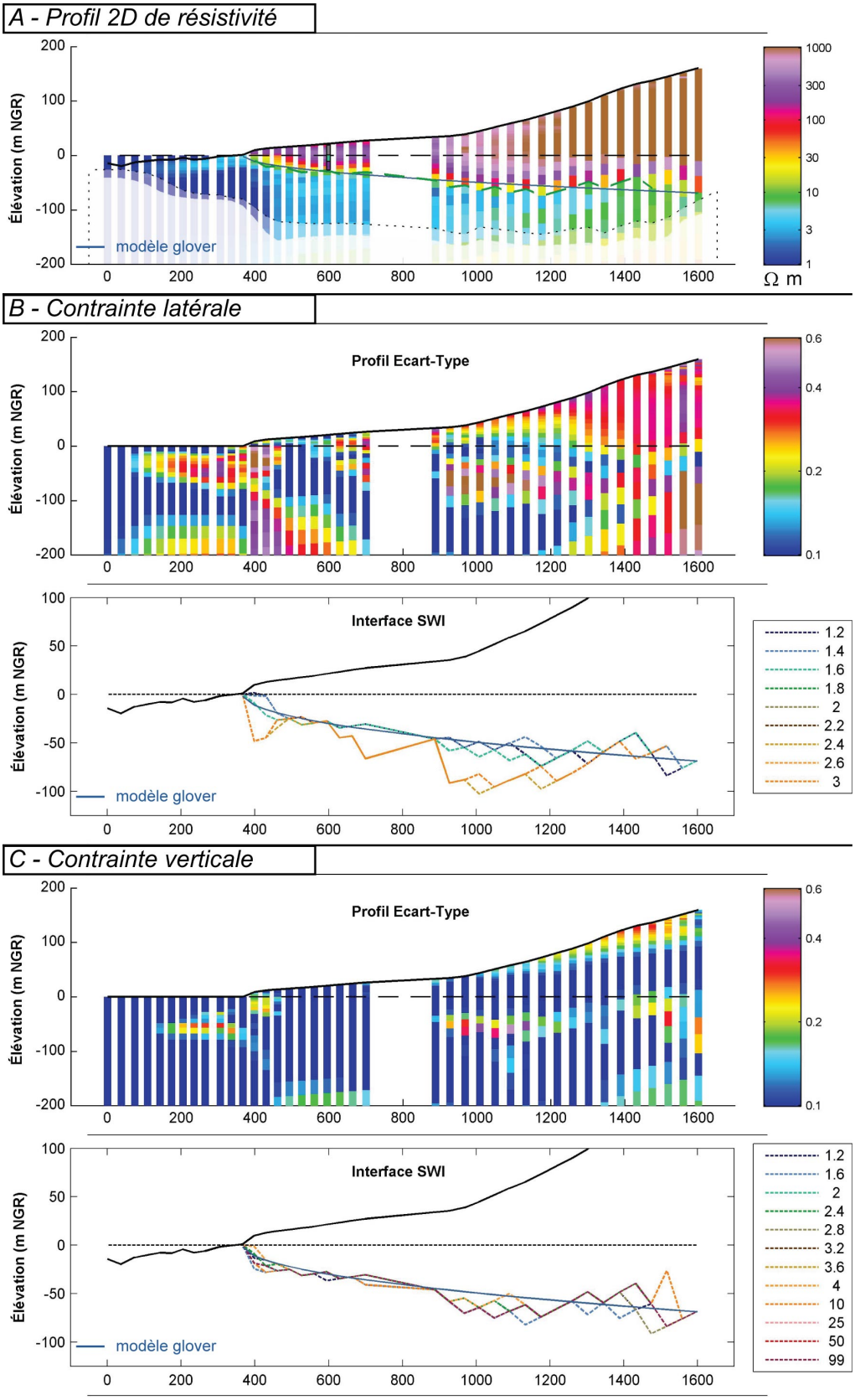


FIGURE 4.25 – Profils d'analyse du modèle *a priori mhc*.
A - Profil 2D de résistivité - modèle *mhc*, contraintes verticale - 2, latérale - 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2.
B - Contrainte latérale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 9 inversions.
C - Contrainte verticale - écart-type et interfaces SWI calculés à partir des 12 inversions.

4.2.3 Discussion des résultats

Le benchmark identifie des tendances dans l'imagerie géophysique en fonction des paramètres d'inversion. Ces premiers tests apportent une compréhension pragmatique du comportement de l'inversion en fonction de ces principaux paramètres. Orienté principalement autour de l'influence du modèle *a priori* et des contraintes de résistivité, l'approche benchmark permet de proposer des protocoles d'inversion adéquats pour l'inversion des données AEM sur le littoral basaltique à La Réunion.

Les différentes inversions du benchmark ont permis de tester l'impact de plusieurs organisations verticales des résistivités : (i) des modèles homogènes, où les résistivités sont les mêmes pour toutes les couches des sondages et (ii) des modèles discrétisés dont les résistivités varient avec la profondeur comprenant 2 ou 25 valeurs de résistivité différentes. Ensuite, plusieurs évolutions latérales des modèles *a priori* ont été testées selon trois schémas : (a) le modèle automatique utilisant les résistivités apparentes pour chacun des sondages électromagnétiques, (b) deux modèles différents pour les sondages sur terre ou au dessus de l'océan et (c) trois modèles pour l'océan, le littoral et dans les terres. Chacun de ces modèles *a priori* ont été testés avec différentes contraintes de résistivité, de la contrainte forte à lâche. Des tests sans contraintes verticales (*i.e.* 10/25/50/99) ont permis de vérifier l'impact de la régularisation verticale sur l'imagerie de zone de mélange fine. Il est alors possible d'analyser comment les différents modèles réagissent à la contrainte de résistivité, quelles sont leurs qualités dans l'imagerie de l'intrusion saline et quels jeux de paramètres utilisés en fonction de l'objectif de l'inversion des données AEM.

Le modèle automatique pourrait, grâce à son adaptation à la localisation du sondage, être une alternative intéressante. Toutefois, les résultats démontrent que le modèle n'est pas adapté à l'imagerie de l'interface SWI. D'une part, ce modèle sous-estime les résistivités, d'autre part il est sensible à des paramètres extérieurs (*e.g.* bruit électromagnétique, présence ou absence du moment faible (LM)) et devient très instable lorsque l'intrusion saline est profonde. **Il convient donc d'éviter l'utilisation du modèle automatique pour les inversions en domaine littoral.**

Les modèles *a priori* homogènes sur l'ensemble de la profondeur des sondages (*i.e.* *hgg* et *mhc*) ne limitent pas la création de contrastes de résistivité, et ce, même lorsque le contraste de résistivité est important. La qualité de l'imagerie dépend fortement de la contrainte de résistivité verticale : elle doit être assez lâche pour permettre à l'inversion d'atteindre des contrastes de résistivité significatif. Lorsque celle-ci est trop forte, les résultats sont trop lissés pour être robustes. Pour compenser ce degré de liberté verticale, la contrainte latérale doit être assez forte pour garantir une imagerie de l'interface SWI cohérente. Pour finir, ces modèles doivent s'adapter, le long du profil, à l'évolution de l'épaisseur non-saturée afin d'éviter la remontée de l'interface SWI estimée.

Ces résultats rendent les paramètres utilisés par HGG pour l'inversion régionale[4] acceptables. Localement, l'inversion HGG peut être améliorée pour faire disparaître certains artéfacts. Toutefois, elle est de qualité acceptable pour comparer des fonctionnements hydrogéologiques à l'échelle régionale.

4. Les paramètres de l'inversion sont : un modèle *a priori* verticalement homogène de 100 Ω·m sur le littoral et 500 Ω·m pour les secteurs résistants, des contraintes de résistivité de (i) verticales : 2.5 et (ii) latérales : 1.8/1.7/1.6/1.5/1.4/1.3.

Les modèles *a priori* dont les résistivités varient en fonction de la profondeur (*i.e. cah* et *block*) imagent des contrastes de résistivité verticaux abruptes cohérent avec l'intrusion saline. Les inversions convergent donc plus rapidement. Le modèle dit "2 couches" (*i.e. block*) permet même d'accentuer le contraste de résistivité entre le pôle résistant et le pôle conducteur en profondeur. Toutefois, le résultat de l'inversion est plus dépendant du modèle de départ. Les limites latérales entre les différents modèles (*i.e.* la côte et la rupture de pente) sont donc plus sensibles à la création d'artéfacts géophysiques. Pour limiter ce biais d'inversion, les contraintes de résistivité, verticales et latérales, doivent être assez fortes afin de lisser les contrastes du modèle *a priori* discrétisé.

Cette configuration du modèle *a priori* rend l'inversion plus dépendante des résistivités de départ et surtout des contrastes définis par celles-ci. Ces contrastes sont fixés en fonction de la géométrie du modèle "smooth", calculée en fonction de la profondeur. En revanche, le phénomène d'intrusion saline est contrôlé par l'altitude de l'océan. Cette différence peut favoriser la création d'artéfact lié à une mauvaise géométrie des résistivités du modèle *a priori*. Ainsi, si la répartition spatiale des modèles *a priori* "discrétisé" n'est pas adéquate, elle renforcera les artéfacts géophysiques liés à la topographie. En conclusion, si le secteur de l'inversion dispose de données de calibration suffisantes, l'utilisation de tels modèles *a priori* permet d'obtenir des résultats plus contrastés que les modèles homogènes. Comme les inversions "few-layer", ce type de modèle *a priori* annule le détail de l'inversion "smooth", qui pourrait permettre d'imager la salinisation progressive de l'aquifère, pour créer d'importants contrastes. Le modèle *block* permet plus particulièrement de créer des contrastes de résistivité adaptés à une zone de mélange fine (< 10 m).

Alors que les modèles *a priori* "homogènes" semblent les plus efficaces pour l'imagerie de l'interface SWI. Ils permettent de conserver une imagerie de la salinisation progressive de l'intrusion saline, et cela, avec une résolution acceptable. En revanche, les modèles "discrétisés" sont plus sensibles à la géométrie et aux résistivités de départ, ce qui peut rapidement créer plusieurs artéfacts sur le modèle de résistivité inversé. Enfin, ils permettent d'accentuer les contrastes de résistivité, limitant la finesse des résultats obtenus. Ensuite, la qualité de l'inversion est sensible aux transitions d'un secteur à l'autre. Au niveau de la côte, la transition terre-mer est caractérisée par le passage d'un résistant superficiel à un milieu très conducteur (< 1 Ω·m). Dans les terres, les ruptures de pente créent d'importantes variations de la profondeur de l'interface SWI. Ces deux types de transition peuvent créer d'importants artéfacts si l'inversion géophysique n'est pas correctement paramétrée. Il est donc important que le modèle *a priori* évolue pour compenser l'approfondissement de l'intrusion en fonction de (i) sa géométrie propre et (ii) la topographie du littoral. La stratégie d'inversion des données AEM sur le littoral basaltique proposée est donc la suivante :

L'inversion doit reposer sur les modèles "homogènes" qui sont les plus robustes et permettent une bonne imagerie de l'intrusion saline. Les modèles *a priori* qui ne sont pas assez résistants tendent à surestimer l'altitude de l'interface SWI. Il est donc préférable d'utiliser des modèles résistants dont la résistivité augmente avec l'approfondissement de l'interface SWI. Cette évolution du modèle peut être calée sur les ruptures de pente et l'éloignement de la côte. Avec ce type de modèle de départ, les contraintes de résistivité verticales et latérales doivent respectivement être lâches (1.8-2.4) et fortes (1.4-1.8).

4.3 Caractérisation quantitative de l'intrusion saline

Dans les deux sections précédentes, l'imagerie AEM de l'intrusion saline a été étudiée. L'objectif de cette section est d'**utiliser cette imagerie géophysique régionale pour comprendre l'influence des facteurs régionaux sur l'intrusion saline**. Cette démarche s'appuie sur le développement d'une approche hydrogéophysique qui exploite les profils 2D de résistivité pour modéliser l'intrusion saline dans des contextes géologiques et climatiques différents.

Tout d'abord, dans la section 4.1, page 92, il a été démontré que l'interface SWI imagée sur le littoral basaltique est continue et peu impactée par l'hétérogénéité des formations basaltiques. Alors que le milieu volcanique est hétérogène, une telle géométrie de l'interface SWI permet d'utiliser des solutions analytiques définies pour des milieux homogènes. Il est alors possible d'exploiter l'interface SWI imagée par l'AEM pour modéliser les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère de base basaltique. Le modèle analytique Glover [GLOVER, 1959] permet de modéliser à partir de l'interface SWI le rapport entre la recharge de l'aquifère sur la perméabilité (*i.e.* **q/K**). En utilisant une estimation de la recharge de l'aquifère, à partir des données pluviométriques, il est alors possible d'estimer les **perméabilités** de l'aquifère de base en fonction des massifs et des versants de l'île.

Ensuite, page 107, la section 4.2 a démontré que l'inversion des données AEM peut être améliorée, en comparaison avec l'inversion régionale fournit par HGG. Néanmoins, cette partie exploite encore le modèle inversé de résistivité HGG pour deux raisons. D'une part, la ré-inversion de secteurs, même limités, peut être rapidement chronophage. Il a donc été préféré de multiplier les modélisations avec les données existantes plutôt que de se limiter à quelques sites qui n'aurait pas permis de mettre en évidence les contrastes d'intrusion saline présent à l'échelle de l'île. D'autre part, les données utilisées ont été sélectionnées dans des secteurs qui ne semblent pas ou peu impactés par les principaux artéfacts mis en évidence. Ce choix stratégique limite peut-être la précision de la modélisation mais il permet d'apporter une densité de modélisation de l'intrusion saline qui n'aurait pas été possible sans l'utilisation du modèle de résistivité inversé régionalement.

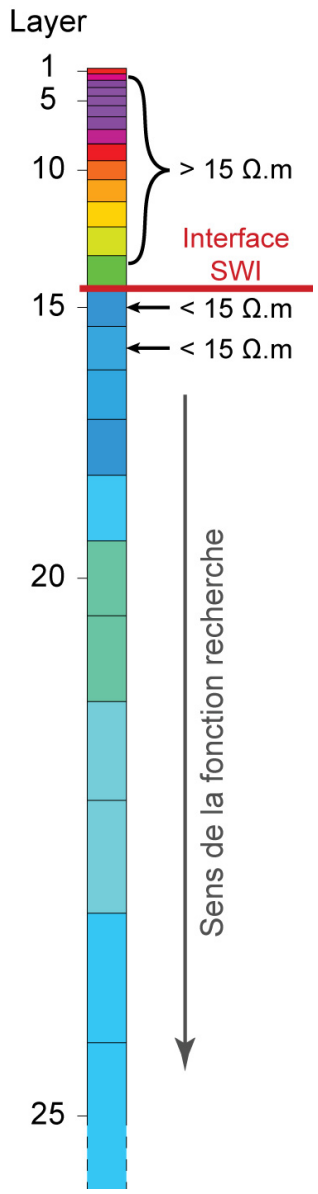
Enfin, l'utilisation du seuil de résistivité pour estimer l'interface SWI permet de définir la profondeur à partir de laquelle les formations volcaniques sont saturées par de l'eau salée. Or, le modèle Glover permet de calculer l'interface 50% eau douce / 50% eau de mer. Toutefois, cette approximation est acceptable au vue des géométries de l'intrusion saline imagée en contexte volcanique (épaisseur de la zone de mélange inférieure à 5 m). Cette épaisseur est inférieure à la résolution de la géophysique en profondeur (*e.g.* 5 m à 25 m de profondeur, 9 m à 50 m de profondeur).

4.3.1 Modélisation analytique

L'approche de modélisation hydrogéophysique de l'intrusion saline se divise en trois étapes : (i) l'estimation de la géométrie de l'interface SWI à partir des données AEM, (ii) le calage de la solution analytique Glover sur l'interface estimée et (iii) l'estimation des

perméabilités de l'aquifère à partir d'estimation de la recharge par bilan hydrologique. L'exemple du Baril est utilisé pour présenter les différentes étapes. Ensuite, cette approche est appliquée sur différents secteurs du littoral réunionnais sélectionnés en fonction de leurs contrastes hydrogéologiques. Ces résultats permettent d'étudier la variabilité du phénomène d'intrusion saline et l'impact des paramètres de contrôles régionaux.

Estimation de la géométrie de l'interface SWI à partir des données AEM



L'estimation de l'interface SWI le long de profil 2D de résistivité inversée a déjà été utilisée dans la section 4.2. D'abord, un seuil de résistivité correspondant aux coulées de lave saturées par l'eau de mer est défini. Dans la section 4.1, un seuil de 10 Ω·m a été adopté après confrontations de l'imagerie géophysique avec des log CE sur l'ensemble du littoral réunionnais. Toutefois, la modélisation se focalisant sur les secteurs basaltiques, un seuil de 15 Ω·m a été testé et sélectionné. Il améliore la cohérence et la représentativité de l'interface SWI imagée par la géophysique.

Ensuite, pour chaque sondage, l'interface est recherchée, couche par couche, en partant de la surface. Cette fonction recherche doit valider deux conditions (Figure 4.26) : (i) la résistivité de la couche doit être inférieure au seuil de résistivité et (ii) la valeur de la couche suivante (*i.e.* en-dessous) doit être inférieure ou égale à la couche testée. Cette double condition permet de valider l'interface en fonction d'un seuil de résistivité tout en validant sa géométrie, empêchant ainsi de sélectionner des couches conductrices correspondant à des horizons superficiels altérés. L'interface SWI estimée correspond donc à l'altitude supérieure de la première couche respectant ces deux conditions. Une fois cette recherche effectuée sur l'ensemble des sondages, on obtient l'interface SWI en fonction de la distance à la côte. Dans certains cas, les profils géophysique ne sont pas perpendiculaires à la côte. Il en résulte alors une surestimation de l'intrusion saline.

FIGURE 4.26 – Schématisation de la fonction recherche pour définir l'interface SWI pour chaque sondage AEM.

Calage de la solution analytique Glover sur l'interface estimée

La solution analytique Glover, Eq. 4.2, permet de calculer la piézométrie de l'aquifère h_f ainsi que la profondeur (ξ) qui usuellement est considérée comme l'interface 50% eau

douce / 50% eau de mer à partir de la perméabilité (K) et la recharge (q) de l'aquifère [GLOVER, 1959]. Il est alors possible d'estimer l'épaisseur de la lentille d'eau ($h_f + |\xi|$).

$$h_f = \sqrt{\frac{\Delta s \cdot q}{K}} \sqrt{x + \sqrt{x^2 + z^2}} \tag{4.1}$$

$$\xi = \sqrt{\frac{2 \cdot q \cdot x}{\Delta s \cdot K} + \frac{q^2}{\Delta s^2 \cdot K^2}} \tag{4.2}$$

Avec :

K - perméabilité hydraulique de l'aquifère ($m \cdot s^{-1}$) ;
q - débit de recharge de l'aquifère par mètre de côte (meter/s) ;
Δs - différence de masse volumique entre l'eau de mer et l'eau douce normalisée par la masse volu ($\Delta s = 0.025$) ;
x - distance à la côte (m) ;
z - altitude du sol à la distance x.

Concrètement, l'utilisation de la solution analytique Glover nécessite des valeurs de recharge et de perméabilité pour calculer l'interface SWI. Pour cette approche régionale, ces deux valeurs ne sont pas connues précisément tout autour de l'île, pour modéliser, des intervalles de recharge et de perméabilité sont donc estimés. Le premier est utilisé comme intervalle de départ pour la modélisation et doit donc être représentatif des formations basaltiques en général, alors que le second doit permettre de définir les perméabilités cohérentes avec la localisation de l'intrusion saline modélisée.

La Figure 2.5, page 20, illustre une large gamme de perméabilité pour le milieu volcanique. Toutefois, en comparaison avec les autres volcans, les deux pitons de La Réunion sont relativement jeunes, ce qui permet de borner les modélisations à des perméabilités comprises entre 10^{-5} et 10^{-1} $m \cdot s^{-1}$ [FOLIO, 2001].

Estimation des perméabilités de l'aquifère

Pour calculer des perméabilités, il est nécessaire de définir un intervalle, le plus précis possible, de la recharge de l'aquifère de base. En utilisant la carte des normales pluviométriques de La Réunion (Météo France - Figure 2.24), il est possible d'estimer l'intervalle des pluies tombant sur le versant d'alimentation de l'aquifère de base. Les bassins versants d'alimentation de l'aquifère de base ont été définit selon la carte du SDAGE 2009 [BESSIÈRE, 2011]. À partir de la pluviométrie, un bilan hydrologique, Eq. 4.3, permet d'estimer le volume d'eau infiltré qui alimente l'aquifère de base. Les bilans calculés pour la modélisation de l'intrusion saline (Tableau 4.2), s'appuient sur les travaux de BESSIÈRE [2011]. Dans le cadre de son étude, BESSIÈRE [2011] a calculé les bilans hydrologiques sur l'ensemble du territoire en intégrant les variations géologiques, pédologiques et climatiques.

$$P = ETR + R + I + \Delta RU \tag{4.3}$$

$$P - ETR - \Delta RU = R + I = P_{eff} \tag{4.4}$$

Avec :
P - précipitations (mm/an) ;
ETR - évapotranspiration (mm/an) ;
R - ruissellement de surface aux niveaux des rivières et des ravines (mm/an) ;
I - infiltration profonde (mm/an).
ΔRU - variations de la réserve utile du sol (mm/an) ;
P_{eff} - pluie efficace (mm/an) ;

La méthodologie utilisée par BESSIÈRE [2011] comprend deux étapes. Dans un premier temps, la pluie efficace, Eq. 4.3 est calculée en estimant l'évapotranspiration réelle[5] (ETR) et la réserve utile du sol (ΔRU), et cela à l'échelle de l'île. Ensuite, des modélisations pluies/débits ont permis de différencier les volumes d'eau qui ruisselle (R) ou qui s'infiltre jusqu'à l'aquifère de base (I).

Les bilans utilisés pour la modélisation exploitent deux coefficients. Le premier permet d'estimer l'ETR et le ruissellement (R), il est principalement contrôlé par la température et l'ensoleillement et dépend donc de la topographie[6]. Les secteurs plus arrosés sont aussi moins impactés par l'ETR, les besoins de la végétation sont rapidement satisfaits et la couverture nuageuse est plus importante sur les côtes au vent. Le second coefficient permet de distinguer le ruissellement de l'infiltration. Il ressort que le coefficient d'infiltration de Piton des Neiges est de 0.4 alors qu'il est de 0.5 pour le Piton de la Fournaise. Les résultats de BESSIÈRE [2011] permettent de calculer les bilans hydrologiques des secteurs étudiés, ces résultats sont synthétisés dans le Tableau 4.2.

À partir de ces deux intervalles de départ, la solution analytique Glover, Eq. 4.2, est utilisée pour modéliser les interfaces SWI. L'erreur moyenne quadratique (RMSE), Eq. 4.5, calcule l'écart entre l'interface estimée par la géophysique et les solutions analytiques Glover. La RMSE représente l'erreur moyenne entre les interfaces modélisées et mesurées. Elle est considérée comme satisfaisante tant qu'elle ne dépasse pas 10 m. Cette valeur correspond à l'incertitude de l'estimation de l'interface SWI à 60 m de profondeur, soit la profondeur moyenne atteinte par l'interface à la fin des profils AEM. Le RMSE permet de sélectionner le rapport q/K le plus représentatif entre toutes les modélisations issues des intervalles de départ. Une fois le meilleur rapport q/K défini, les perméabilités de l'aquifère de base sont déterminées à partir de l'intervalle de recharge (Figure 4.28).

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\sum_{1}^{N} \frac{(\xi_{glover} - \xi_{AEM})^2}{N}} \tag{4.5}$$

Avec :
ξ_{glover} - profondeur de l'interface SWI estimée à partir du modèle Glover (m) ;
ξ_{AEM} - profondeur de l'interface SWI estimée à partir de la géophysique (m) ;
N - effectif des sondages imageant l'interface SWI.

5. L'évapotranspiration correspond au volume d'eau de pluie perdu par évaporation ou par transpiration végétale. L'étude utilise des valeurs calculées d'ETP (ÉvapoTranspiration Potentielle) dont la formule a été validée par des valeurs d'ETR (ÉvapoTranspiration Réelle) mesurées à différentes altitudes tout autour de La Réunion [THORNTHWAITE, 1948].

6. Le littoral est plus chaud et plus ensoleillé que les hauts. Dans la journée, les hauts sont rapidement couverts par des masses nuageuses dues à l'effet orographique.

Pluviométrie	ETR/RU	Pluie efficace	Ruissellement	Infiltration
Bouclier récent - PdF - Versant Sous le Vent				
3 500	800	2 700	1350	1350
5 000	1 150	3 850	1 925	1 925
Bouclier récent - PdF - Versant Au Vent				
4 000	720	3 280	1 640	1 640
10 000	1 800	8 200	4 100	4 100
Bouclier ancien - PdF - Versant Sous le Vent				
1 500	650	850	425	425
3 000	1 300	1 700	850	850
Piton des Neiges - Versant Sous le Vent				
500	250	250	150	100
1 800	900	900	450	450
Piton des Neiges - Versant Au Vent				
2 000	700	1 300	780	520
4 500	1 100	2 900	1 740	1 160

TABLEAU 4.2 – Synthèse du bilan hydrologique calculé pour la modélisation de l'intrusion saline. La pluviométrie correspond aux normales pluviométriques annuelles à La Réunion pour les années 1970-2009, données de Météo-France. Les valeurs de l'ETP, de RU et les coefficients de ruissellement / infiltration sont tirés des travaux de BESSIÈRE [2011]. Les différents secteurs sont localisés sur la Figure 4.29.

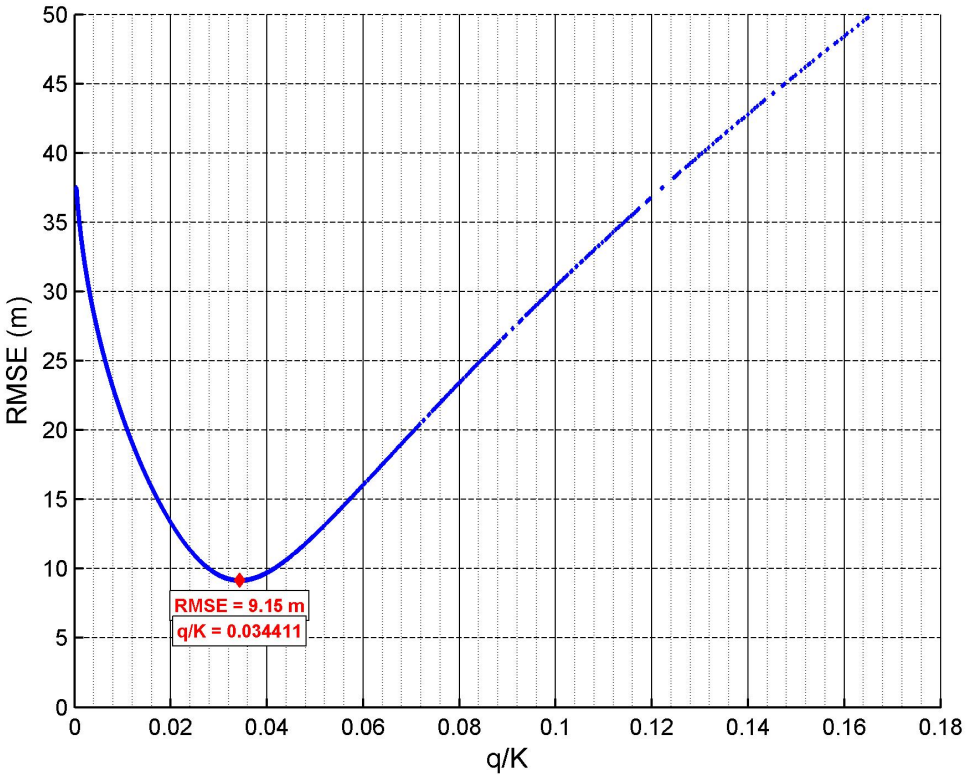


FIGURE 4.27 – Estimation du rapport q/K dans le secteur du Baril. Le meilleur RMSE est pointé en rouge avec les valeurs de RMSE et q/K correspondantes.

Validation de l'approche

Pour l'exemple du Baril (modèle Volc1), le rapport q/K représentatif de l'aquifère est de 0.034 (Figure 4.27). Ce rapport est valable pour des recharges unitaires en m/s et

des perméabilités en m/s. La recharge de l'aquifère dans ce secteur est estimée entre 1100 et 2500 mm/an, ainsi les perméabilités peuvent être estimées entre 1×10^{-3} et 2×10^{-3} m·s^{-1}. Pour valider la modélisation, les résultats ont pu être confrontés aux données du forage JOS 2. Dans le forage, la hauteur piézométrie atteint 1 m NGR, et le log CE dépasse 27 500 µS·cm^{-1} à -26 m NGR. Sur ce profil, la modélisation Glover estime la piézométrie à 0.7 m NGR et l'interface SWI (*i.e.* 50% eau douce / 50% eau de mer) à -29 m NGR. Avec 30 cm d'erreur sur la piézométrie et 3 m sur l'interface SWI, les résultats de la modélisation sont largement satisfaisants pour une approche régionale. De plus, le segment vert de la Figure 4.28, correspond à la solution analytique Glover tracée sur le profil de résistivité Volc1 de la Figure 4.30. Ce profil permet de valider les résultats en rouge de la modélisation et de visualiser les sources d'erreur. Pour Volc1 (*i.e.* profil de résistivité du Baril), l'écart entre les interfaces mesurée et modélisée grandit en s'éloignant de la côte. Avec l'approfondissement de l'intrusion saline et l'élévation de la topographie, l'interface SWI est imagée par des couches plus profondes diminuant la résolution de la géophysique, et donc intrinsèquement, la RMSE de la modélisation Glover. Pour ces raisons, les modélisations analytiques sont considérées comme bonnes avec des RMSE < 10 m.

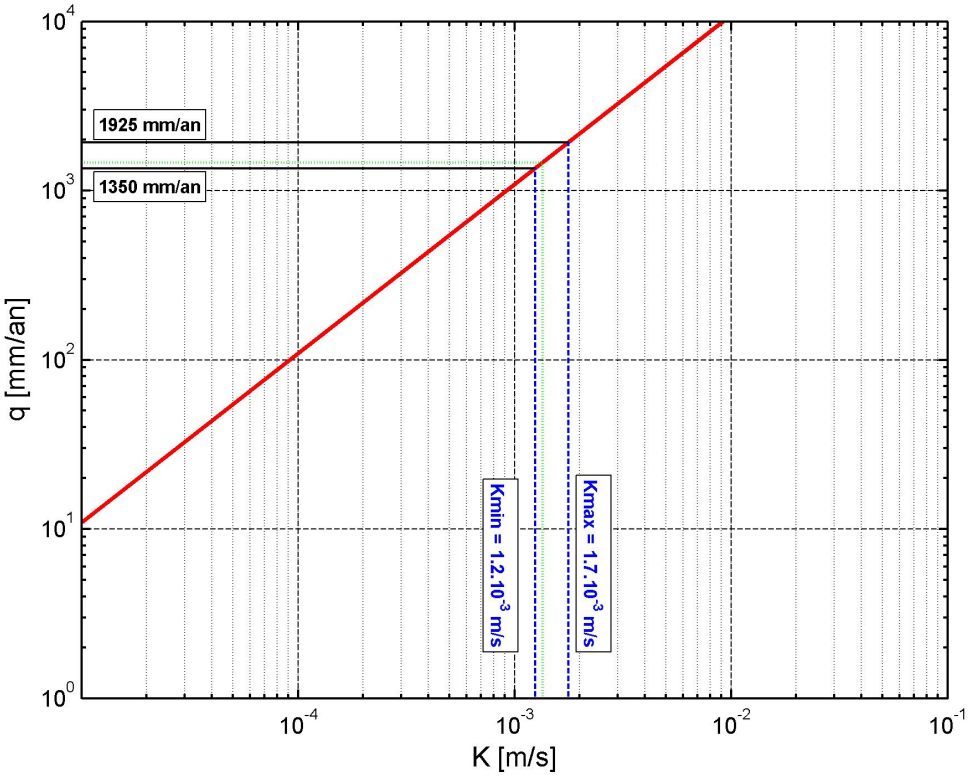


FIGURE 4.28 – Estimation des perméabilités de l'aquifère de base dans le secteur du Baril. À partir du rapport q/K estimé sur la Figure 4.27 et l'intervalle de recharge de l'aquifère dans ce secteur (segments noirs), les perméabilités sont estimées (segments bleus).

Les résultats obtenus sur le secteur du Baril sont donc satisfaisants et permettent facilement d'estimer les caractéristiques de l'aquifère de base tout autour de La Réunion à partir des données AEM. Cette approche démontre ainsi le potentiel de l'AEM pour la modélisation de l'intrusion saline permettant de passer d'une approche hydrogéophysique qualitative (section 4.1) à une analyse quantitative des aquifères. Grâce à ce type d'approche, les caractéristiques, ainsi que les géométries de l'aquifère et de

l'intrusion saline peuvent être estimées dans des secteurs où aucun forage n'est déjà implanté. L'approche développée peut alors servir pour l'implantation de forage afin de déterminer la profondeur à atteindre, et celle à ne pas dépasser. Pour cela, il conviendra d'affiner l'inversion géophysique en exploitant les résultats de la section 4.2 Durant le forage, lorsque le niveau piézométrique est atteint, les différentes géométries pourront être vérifiées pour affiner la limite inférieure à ne pas dépasser, et ce, avant d'atteindre l'intrusion saline.

Avant d'interpréter les résultats de cette approche à l'échelle régionale, rappelons qu'elle intègre quatre types d'incertitudes liées à : (i) l'incertitude de la géophysique égale à l'épaisseur de la première couche sous l'interface SWI, (ii) l'inclinaison des profils géophysique vis-à-vis de la côte, (iii) la modélisation analytique Glover qui simplifie la résolution du phénomène d'intrusion saline et (iv) l'utilisation d'intervalle de recharge estimée à l'échelle régionale au pas de temps annuel. Il est important de garder à l'esprit que l'exemple du Baril a permis de valider l'approche pour une analyse à l'échelle régionale.

Résultats de la modélisation analytique

Les données AEM et les bilans hydrologiques sont disponibles sur l'ensemble du littoral réunionnais. L'objectif de cette section est d'utiliser l'approche hydrogéophysique pour modéliser l'intrusion saline dans des secteurs contrastés du littoral (*i.e.* géologie, pluviométrie et géométrie de l'interface SWI). Les secteurs modélisés doivent donc être répartis sur l'ensemble du littoral pour permettre d'analyser les contrastes d'intrusion saline. Les secteurs sélectionnés doivent remplir deux conditions : (i) la géométrie de l'interface SWI imagée par l'AEM doit être unique et continue pour valider l'utilisation de la solution analytique Glover ; et (ii) la densité de sondages AEM permet de modéliser correctement l'interface SWI.

Les 12 modélisations sont localisées sur la Figure 4.29. La densité de sondages AEM et l'importance de l'intrusion saline dans les secteurs du volcan et du versant ouest du PdN ont permis de modéliser l'intrusion saline sur plusieurs sites. Cependant, les côtes nord et est du PdN sont caractérisées par d'importants dépôts détritiques et alluviaux qui sont caractérisés par des géométries complexes. Les quelques secteurs basaltiques présents sont fortement urbanisés, permettant de modéliser uniquement un secteur dans le nord de l'île. Ces différents secteurs ont été sélectionnés de part la densité de donnée et l'absence d'artéfacts. Toutefois, les profils de résistivité des secteurs Shield 2 et West 2 présentent de léger artéfact lié à l'augmentation rapide de la topographie. La présence de ces artéfacts est illustrée par une remontée, parallèle à la topographie, du contraste de résistivité. Toutefois, les artéfacts présents dans ces secteurs sont limités et n'influencent pas la modélisation de l'intrusion saline. Pour chacun des secteurs, les recharges, les perméabilités, le rapport q/K et la géométrie de l'intrusion saline sont analysés pour interpréter l'impact de l'âge des massifs volcaniques et de la pluviométrie sur l'intrusion saline. Les résultats de ces modélisations analytiques sont synthétisés dans le Tableau 4.3.

Les modélisations Volc1 à 4 (Figure 4.30) sont situées sur la côte sous le vent du PdF. L'imagerie géophysique est considérée de qualité malgré des zones sans donnée au milieu des profils et des petits artéfacts. Les résultats des modélisations sont cohérents avec l'imagerie géophysique. À ce titre, les interfaces Glover lissent certaines fluctuations incohérentes de la géophysique. Les RMSE sont acceptables entre 6 et 9 m, sauf Volc3

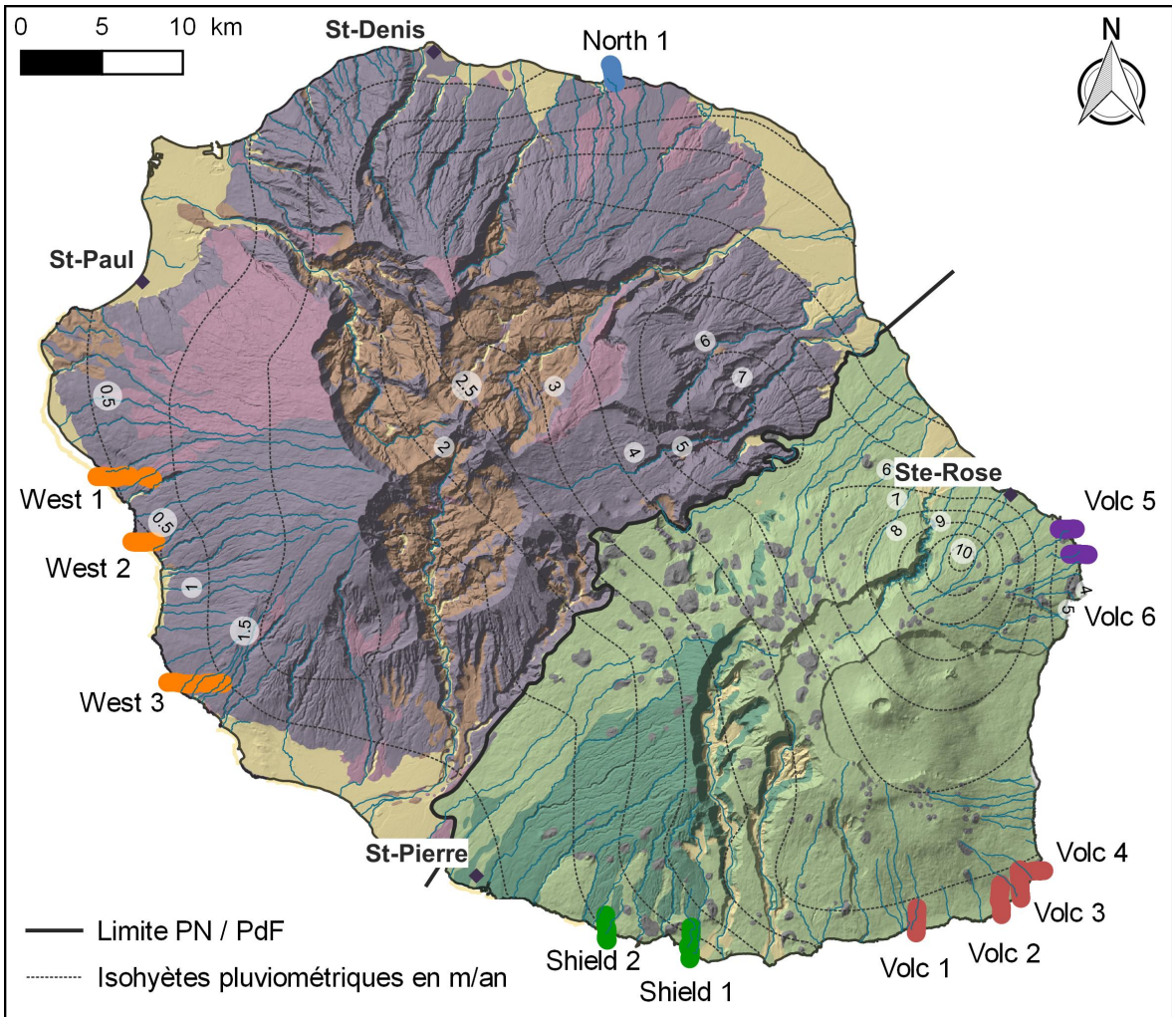


FIGURE 4.29 – Carte des modélisations Glover à La Réunion. Les résultats des modélisations sont synthétisés dans le Tableau 4.3. Les modélisations sont répartis dans 5 secteurs qui se distinguent par des géologies et des caractéristiques climatiques différentes. Chacun de ces secteurs s'est vu attribué une couleur pour la suite de l'étude (cf Tableau 4.3)

dont le RMSE atteint 14.4 m. Néanmoins, les perméabilités estimées sont cohérentes pour le secteur. Cette forte RMSE semble principalement liée à la zone littorale du profil où l'interface SWI serait mieux imagée avec un seuil de 10 Ω·m. Les perméabilités du secteur sont comprises entre 1×10^{-3} et 9×10^{-3} m·s^{-1} et induisent d'importantes variations dans la géométrie de l'interface, entre 16 et 37 m de profondeur à 500 m de la côte (Tableau 4.3). Les secteurs Volc1 et 4, moins perméables, ont des interfaces quasiment deux fois plus profondes que Volc2 et 3 (Figure 4.33).

Au vent, les modélisations sont aussi satisfaisantes (RMSE entre 3 et 6 m) avec des perméabilités estimées entre 2×10^{-3} et 2×10^{-2} m·s^{-1}. Encore une fois, l'hétérogénéité du milieu volcanique induit d'importantes différences de géométrie avec, à 500 m, une interface présente à des profondeurs de 16.4 m pour Volc6 et 30.9 m pour Volc5. Ces variations peuvent paraître faibles mais induisent d'importantes variations de perméabilité entre les deux modélisations. Malgré tout, les ordres de grandeurs des perméabilités estimées restent proches et acceptables pour une analyse à l'échelle régionale. Dans l'ensemble, les résultats de la modélisation sur le littoral du bouclier récent du PdF (< 150 ka) sont assez homogènes avec des perméabilités variant de 1×10^{-3} à 2×10^{-2} m·s^{-1}.

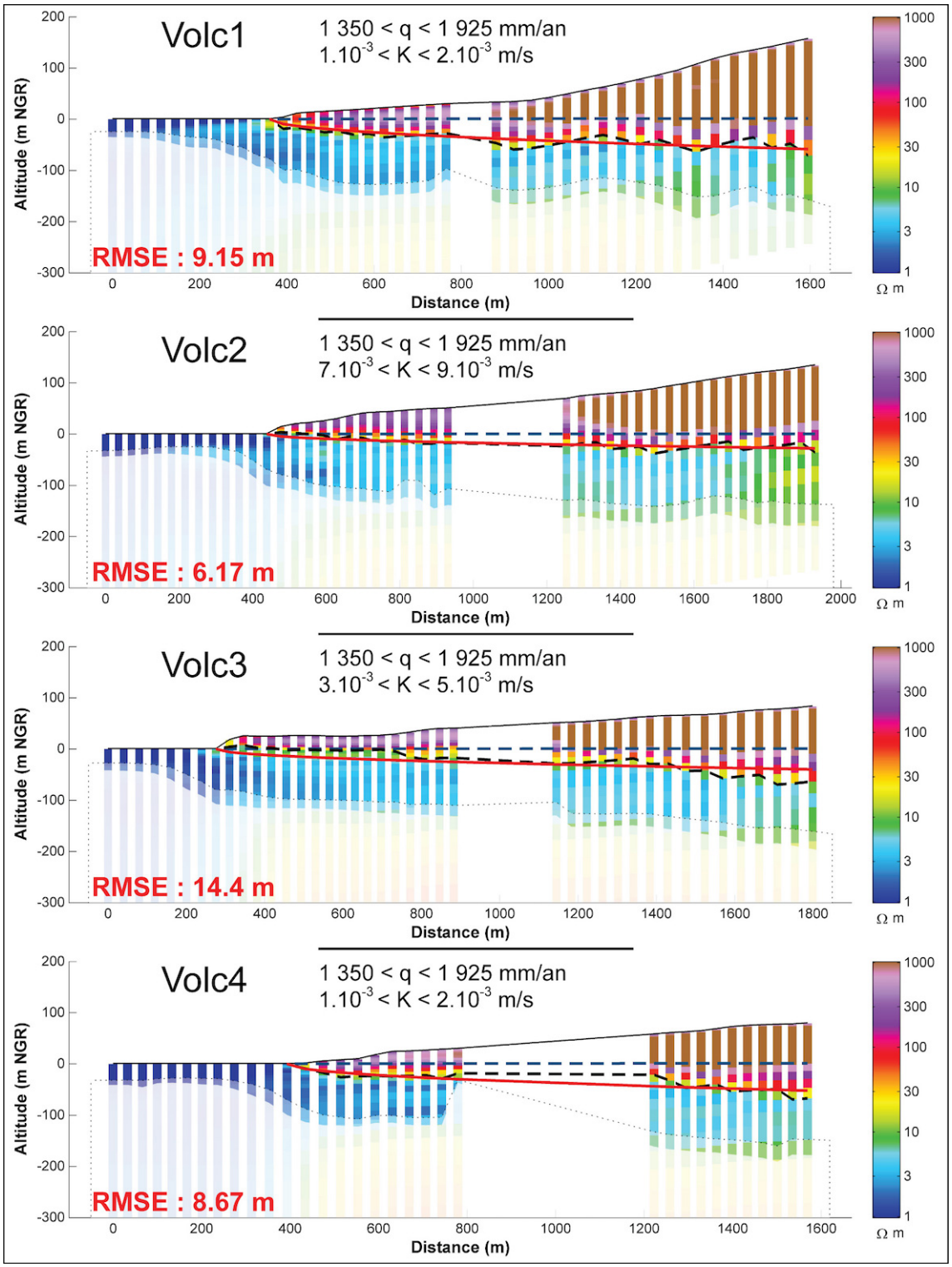


FIGURE 4.30 – Profil 2D de résistivité avec l'interface SWI mesurée par la géophysique (tirets noirs) et modélisée par la solution analytique Glover (droite rouge) ainsi que la hauteur piézométrique modélisée (tirets bleu) dans le secteur sous le vent du PdF. Pour chaque modèle, la recharge de l'aquifère utilisée et les perméabilités hydrauliques estimées sont affichés. Enfin, le RMSE de chaque modèle est précisé en rouge.

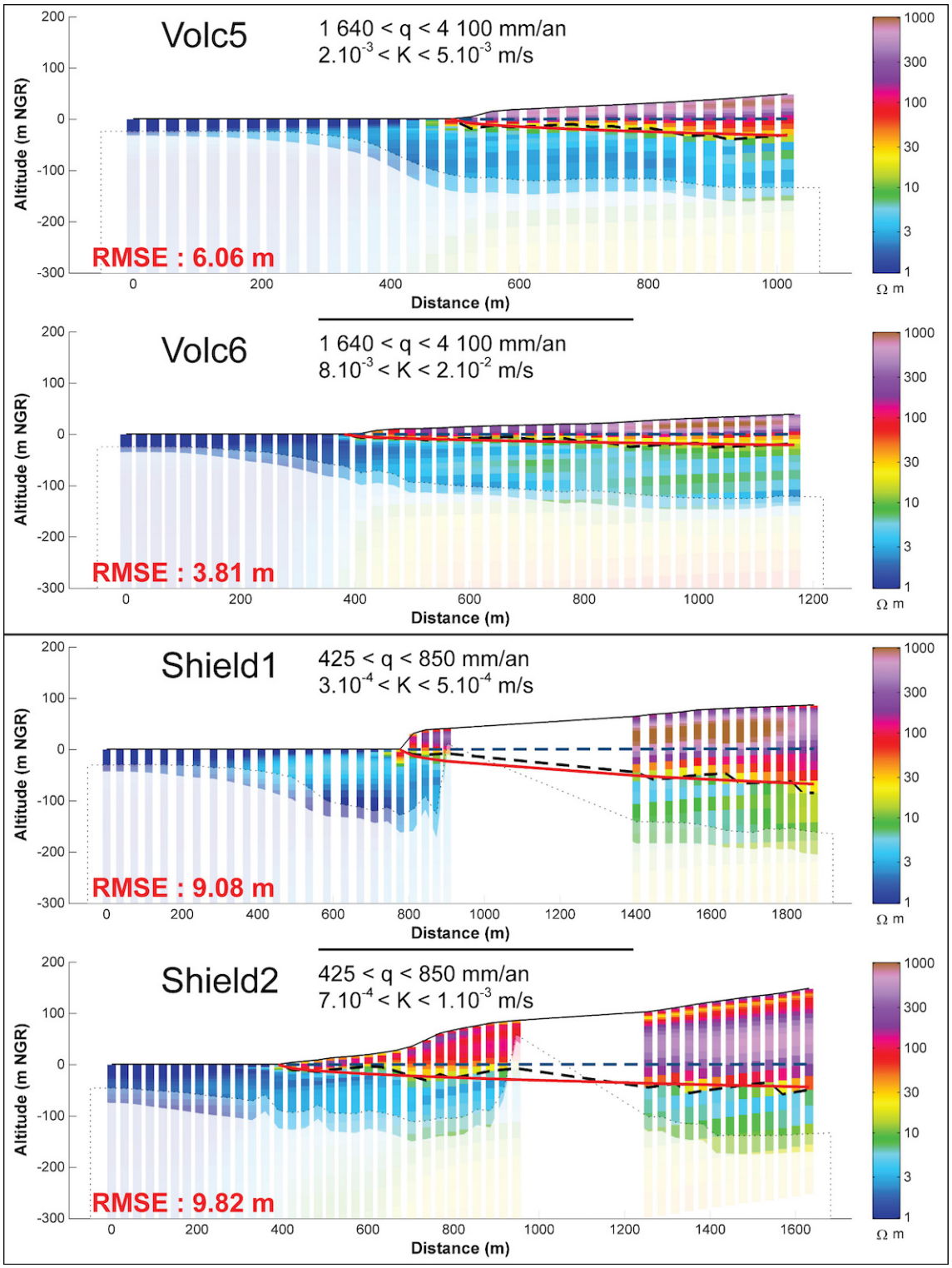


FIGURE 4.31 – Profil 2D de résistivité avec l'interface SWI mesurée par la géophysique (tirets noirs) et modélisée par la solution analytique Glover (droite rouge) ainsi que la hauteur piézométrique modélisée (tirets bleu) dans les secteurs au le vent du PdF et sous le vent du bouclier ancien. Pour chaque modèle, la recharge de l'aquifère utilisée et les perméabilités hydrauliques estimées sont affichés. Enfin, le RMSE de chaque modèle est précisé en rouge.

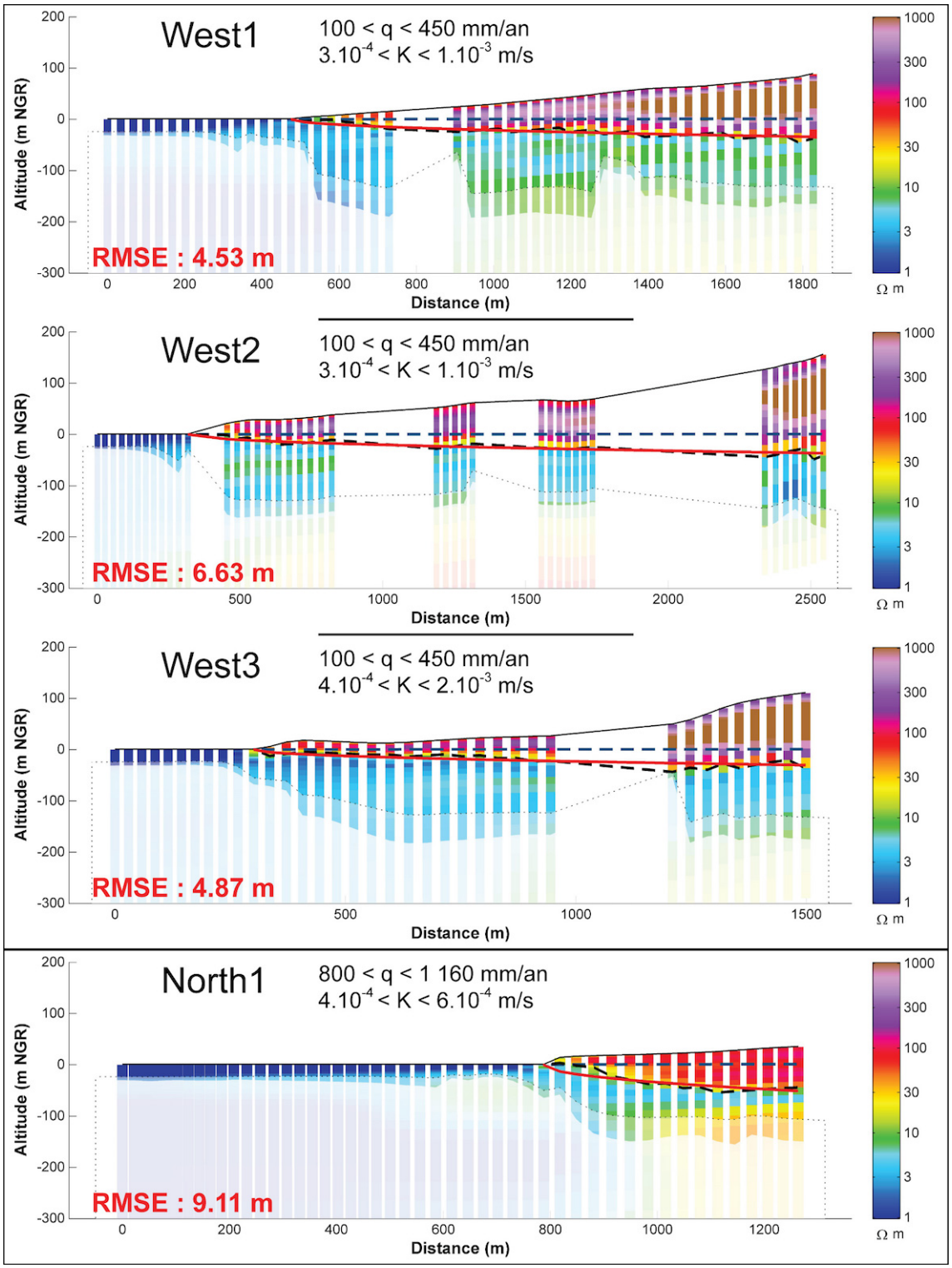


FIGURE 4.32 – Profil 2D de résistivité avec l'interface SWI mesurée par la géophysique (tirets noirs) et modélisée par la solution analytique Glover (droite rouge) ainsi que la hauteur piézométrique modélisée (tirets bleu) du versant ouest et nord du PdN. Pour chaque modèle, la recharge de l'aquifère utilisée et les perméabilités hydrauliques estimées sont affichés. Enfin, le RMSE de chaque modèle est précisé en rouge.

Néanmoins, de faibles variations de géométrie induisent d'importantes variations de perméabilité. Ces variations pouvant être liées (i) aux incertitudes de l'approche ou (ii) aux hétérogénéités locales qui ne permettent pas d'analyser finement les variations d'intrusion saline entre les versants au vent et sous le vent du PdF.

La modélisation est aussi satisfaisante dans les secteurs basaltiques plus anciens. D'abord sur le bouclier ancien du PdF, les modélisations Shield1 et 2 ont des RMSE satisfaisants (entre 9 et 10 m). Les perméabilités estimées, comprises entre 7×10^{-4} et 5×10^{-3} m·s^{-1} sont naturellement inférieures au secteur plus récent du PdF (Figure 4.31). Sur le PdN, trois modélisations ont pu être calculées sur le versant ouest malgré la forte urbanisation (Figure 4.32). Les RMSE sont compris entre 4 et 7 m avec des perméabilités comprises entre 3×10^{-4} et 2×10^{-3} m·s^{-1}. Enfin, une seule modélisation a pu être effectuée sur le secteur nord de l'île (Figure 4.32), estimant une perméabilité entre 4×10^{-4} et 6×10^{-4} m·s^{-1} pour un RMSE de 9 m.

En revanche, il convient de remarquer que les profils West2 et 3 ainsi que Volc2, 3, 4 et 5 ne sont pas perpendiculaires à la côte. L'orientation de ces profils crée une différence entre la distance à la côte calculée sur les profils et la distance réellle. Ce biais déjà évoqué tend à surestimer l'intrusion saline dans ces secteurs. Toutefois, il n'a pas été possible de corriger ou au moins quantifier ce biais dans les délais de la thèse.

Pour finir, sur l'ensemble des modélisations, et ce, malgré des variations de perméabilité, la piézométrie des aquifères côtiers de l'île varie très peu (entre 0.4 et 1.3 m NGR). Les variations sont cohérentes avec les perméabilités : la piézométrie augmente lorsque la perméabilité diminue et inversement. L'épaisseur de la lentille d'eau est alors contrôlée majoritairement par la profondeur de l'interface SWI. La modélisation de la piézométrie n'apporte alors pas d'information supplémentaire sur les caractéristiques ou la vulnérabilité de l'aquifère à l'intrusion saline. Dans le reste de l'étude, cette information est donc considérée comme complémentaire, permettant de visualiser la géométrie d'ensemble de l'aquifère.

4.3.2 Paramètres de contrôle de l'intrusion saline

Analyses des modèles analytiques Glover à La Réunion

L'approche hydrogéophysique présentée ici permet donc de modéliser efficacement l'intrusion saline à partir des données de géophysiques héliportées. Douze modélisations ont été calculées tout autour de l'île afin d'analyser les paramètres qui contrôlent la variation de géométrie SWI à l'échelle de l'île de La Réunion. Le modèle analytique Glover est fondé uniquement sur la recharge, la perméabilité et la différence de densité entre l'eau douce et l'eau de mer. Ainsi, les modèles analytiques focalisent l'étude autour de ces deux paramètres régionaux. La qualité des résultats est satisfaisant (RMSE inférieure à 10 m dans la majorité des cas - Tableau 4.3) et permet d'apporter une donnée uniforme à l'échelle de l'île. Les résultats démontrent d'importants contrastes autant dans la géométrie de l'intrusion saline que dans les perméabilités estimées.

Le Tableau 4.3 synthétise les paramètres et résultats de l'ensemble des modèles analytiques Glover calculés dans l'approche hydrogéophysique. Pour une meilleure visualisation, les perméabilités hydrauliques ainsi que les interfaces SWI modélisées ont été représentées sur la Figure 4.33. Ces perméabilités sont estimées à partir de

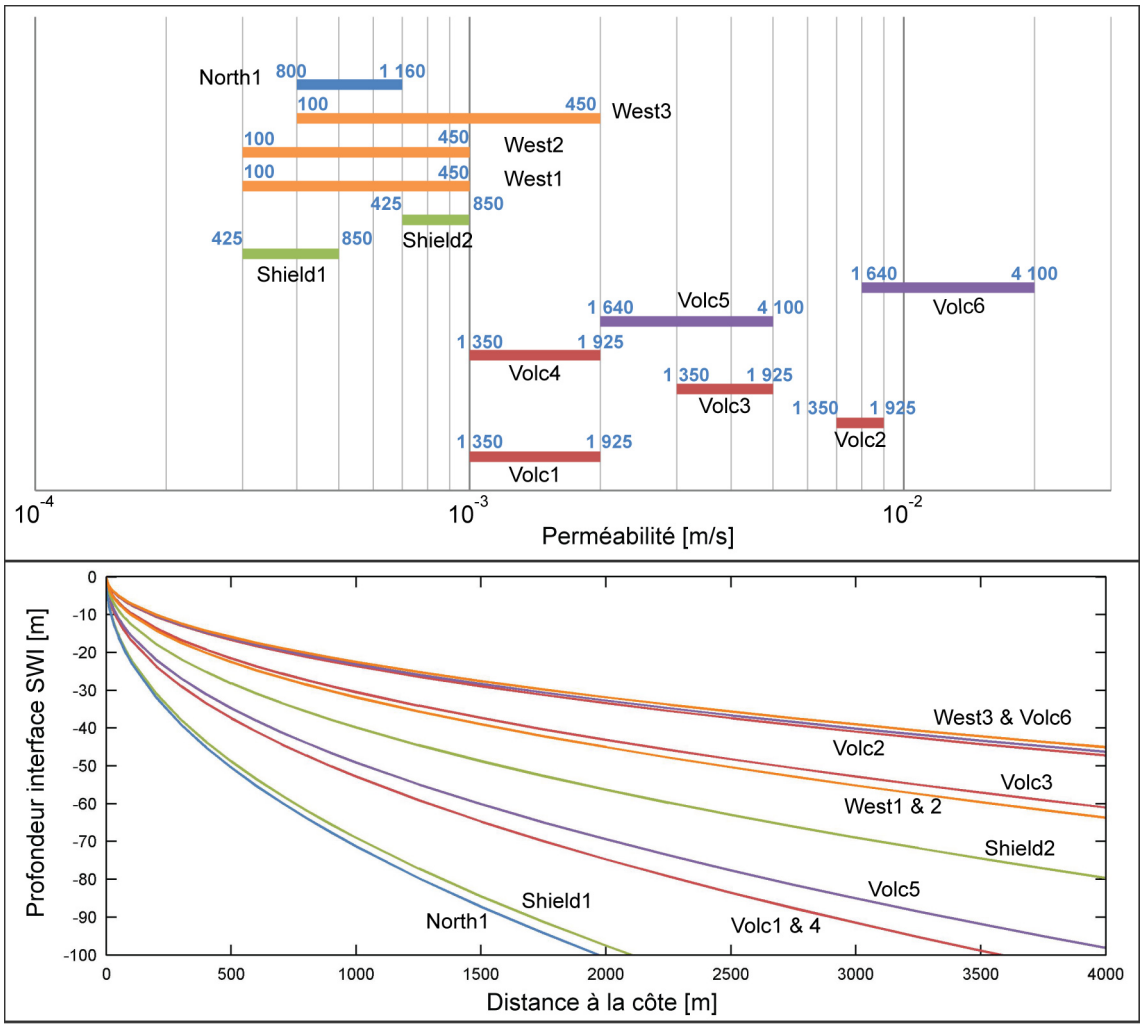


FIGURE 4.33 – Synthèse des perméabilités (en haut) et interfaces SWI (en bas) modélisées grâce au modèle analytique Glover. Sur les deux figures, le nom des modèles et leurs codes couleurs sont identiques à ceux de la carte Figure 4.29 et du Tableau 4.3. En haut, les recharges de l'aquifère utilisées pour estimer les perméabilités ont été ajoutées en bleu. Les interfaces des modèles ayant des rapport q/K identiques ont été regroupées. En haut, alors que les perméabilités des massifs anciens sont inférieures à 10^{-3} m·s^{-1}, les perméabilités des massifs plus récents sont supérieures à 10^{-3} m·s^{-1}. En bas, la distinction entre les massifs n'est plus visible illustrant l'influence de la recharge, et donc du rapport q/K, dans la géométrie de l'intrusion saline.

mesures indirectes, en particulier un seuil de résistivité (*i.e.* 15 Ω·m) définit à l'échelle régionale. Ces incertitudes limitent la possibilité de comparaison avec des mesures directes (*i.e.* essais de pompage ou mesures in-situ de FOLIO [2001]). Dans la majorité des cas, les modélisations analytiques sont calculées dans des secteurs ne possédant pas de résultats de pompages d'essai. De plus, ces tests fournissent des transmissivités qui sont généralement transformées en perméabilité avec la profondeur du forage d'essai, rendant les résultats dépendants de la profondeur saturée de l'ouvrage. Il est alors délicat de comparer les résultats hydrogéophysiques avec ceux d'essais de puits. Simplement, la correspondance entre la gamme des perméabilités modélisées et celle calculée par JOIN [1991] tend à conforter la qualité des modèles (Figure 2.5). Dès lors, il ressort que l'aquifère de base du bouclier récent (PdF) possède des perméabilités plus fortes que le reste de l'île. Les formations plus récentes sont moins altérées par la saturation prolongée. La variabilité des perméabilités est donc cohérente avec les connaissances

hydrogéologiques (*i.e.* massif ancien/récent).

Ind	**q/K**	**RMSE** (m)	**Recharge** (mm/an)	**Perméabilité** (m/s)	**À 500 m de la côte** ξ	h_f	$\lvert\xi\rvert + h_f$
Bouclier récent - PdF - Versant Sous le Vent							
Volc1	0.034	9.15	1 350 - 1 925	$1 - 2 \times 10^{-3}$	-37.1	0.9	38
Volc2	0.006	6.17	1 350 - 1 925	$7 - 9 \times 10^{-3}$	-16	0.4	16.4
Volc3	0.013	14.4	1 350 - 1 925	$3 - 5 \times 10^{-3}$	-22.8	0.6	23.4
Volc4	0.029	8.67	1 350 - 1 925	$1 - 2 \times 10^{-3}$	-33.9	0.8	34.9
Bouclier récent - PdF - Versant Au Vent							
Volc5	0.024	6.06	1 640 - 4 100	$2 - 5 \times 10^{-3}$	-30.9	0.8	31.7
Volc6	0.007	3.81	1 640 - 4 100	$0.8 - 2 \times 10^{-2}$	-16.4	0.4	16.8
Bouclier ancien - PdF - Versant Sous le Vent							
Shield1	0.051	9.08	425 - 850	$3 - 5 \times 10^{-4}$	-45.4	1.1	46.6
Shield2	0.019	9.82	425 - 850	$0.7 - 1 \times 10^{-3}$	-27.4	0.7	28.1
Piton des Neiges - Versant Sous le Vent							
West1	0.010	4.53	100 - 450	$0.3 - 1 \times 10^{-3}$	-20.8	0.5	21.3
West2	0.010	6.63	100 - 450	$0.3 - 1 \times 10^{-3}$	-19.5	0.5	20
West3	0.008	4.87	100 - 450	$0.4 - 2 \times 10^{-3}$	-17.3	0.4	17.7
Piton des Neiges - Versant Au Vent							
North1	0.068	9.11	800 - 1 160	$4 - 6 \times 10^{-4}$	-52.2	1.3	53.5

TABLEAU 4.3 – Synthèse des modélisations Glover de l'intrusion saline localisées sur la Figure 4.29. La recharge est estimée à partir des nomales de pluviométrie après soustraction des processus d'évapotranspiration et de ruissellement calculés par BESSIÈRE [2011]. Les perméabilités sont estimées à partir des modélisations Glover. Enfin, L'interface SWI (ξ), la hauteur piézométrique (h_f) et l'épaisseur de la lentille d'eau ($|\xi| + h_f$) sont calculés, en m, à 500 m de la côte pour chaque secteur.

La variabilité des interfaces SWI (Figure 4.33) est moins cohérente avec les connaissances théoriques (Figure 4.34). D'abord, et ce, malgré une recharge importante, les secteurs du bouclier récent sont fortement impactés par l'intrusion saline avec des interfaces à 1 000 m entre -20 et -50 m NGR. Les secteurs moins perméables peuvent être autant impactés par l'intrusion saline (*i.e.* West1,2 et 3). En revanche, lorsque la recharge est assez importante, les secteurs moins perméables sont protégés de l'intrusion saline (*i.e.* North1 et Shield1). Ces résultats illustrent parfaitement l'importance d'analyser le rapport q/K plus que la perméabilité seule. Les secteurs avec d'importantes intrusions salines sont caractérisés par de faibles rapports q/K (*i.e.* Volc2,6 et West3). Au contraire, un fort rapport q/K (*i.e.* North1 et Shield1) correspond à des intrusions salines plus profondes.

La Figure 4.34 illustre une certaine variabilité dans les différents secteurs géoclimatiques utilisés dans l'étude, qui s'explique par les forts contrastes observés en contexte basaltique. Au niveau du versant au vent du PdF, les profils Volc5 et 6 sont très proches, respectivement au nord et au sud de la ville de Ste-Rose. L'importante variation

du rapport q/K pourrait s'expliquer par les coulées de lave de l'éruption de 1977 qui ont traversées la partie sud de la ville (secteur de Volc6), recouvrant des formations de la « Série de la Plaine des Sables (65 000 à 5 000 ans) ». Ces formations très récentes, non altérées, ont des perméabilités très importantes conduisant à une diminution importante du rapport q/K à l'échelle locale.

Au vent, les profils Volc2, 3 et 4 sont localisés au centre de la rift-zone SE du PdF, alors que le profil Volc4 se retrouve dans des formations plus anciennes expliquant son rapport q/K plus important. La différence entre Volc2/3 et Volc4 n'est pas claire. L'orientation du profil (respectivement sud-nord et est-ouest) pourrait créer une différence soit à cause de la qualité de l'imagerie AEM, soit à cause de l'orientation des coulées de lave qui pourrait jouer un rôle sur les axes de circulations d'eau souterraine. Sur le versant ouest du PdN, la rift-zone d'Étang-Salé et les formations récentes associées pourraient expliquer la diminution du q/K du profil West3 par rapport aux deux autres profils du versant. Enfin, la différence entre les profils du bouclier ancien du PdF, s'explique par l'alimentation de la Rivière des Remparts dans le secteur de Shield1.

Dans le chapitre 3, l'approche régionale définit une dynamique de l'altération météorique. Dans un premier temps, l'altération des formations récentes (< 150 ka) est contrôlée par l'âge des coulées de lave. Après cette limite temporelle, l'altération est contrôlée par des facteurs climatiques (température et pluviométrie). Dans les massifs jeunes, les contacts entre des formations d'âge différent créent donc plus d'hétérogénéités de perméabilité que dans les massifs anciens. Les résultats des modélisations analytiques Glover, comme la dynamique de l'altération, semblent converger vers la même conclusion : **l'intrusion saline est plus variable dans les massifs récents que dans les massifs anciens**. Ce résultat reste à nuancer aux vues du faible nombre de modélisations analytiques pour le massif ancien (*i.e.* PdN).

Étude théorique du contrôle de q/K sur l'intrusion saline

Pour mieux comprendre le contrôle du rapport q/K, la Figure 4.35 présente l'évolution théorique de l'interface SWI en fonction de la recharge et de la perméabilité de l'aquifère fondée sur le modèle analytique Glover. Cette analyse théorique, déconnectée du contexte réunionnais, a pour objectif d'analyser la relation entre le rapport q/K et la profondeur de l'interface SWI.

Les graphiques 2D (Figure 4.35.A) permettent de visualiser l'évolution de l'interface en fonction soit de la perméabilité, soit de la recharge de l'aquifère. À partir d'une perméabilité de 5×10^{-2} m·s^{-1}, les interfaces SWI convergent vers une même profondeur, et ce, peu importe la recharge. Si l'on observe l'évolution de l'interface SWI en fonction de la recharge, le même phénomène se produit lorsque la recharge diminue. C'est en cela que l'interdépendance des deux paramètres est important, pour une recharge trop faible, ou à l'inverse une perméabilité forte, l'intrusion saline sera importante avec un faible développement de la lentille d'eau douce. L'aquifère possède alors un faible potentiel hydrogéologique. L'échelle aussi est importante sur les graphiques Figure 4.35.A, elle représente la variabilité des deux paramètres à La Réunion [JOIN, 1991 ; BESSIÈRE, 2011]. Si l'on compare l'impact d'une variation de deux ordres de grandeur pour chacun des paramètres (entre 10^{-4} et 10^{-2} m·s^{-1} pour K; entre 10^2 et 10^4 mm/an pour la recharge), les variations de géométrie sont plus importantes lorsque l'on varie la perméabilité que

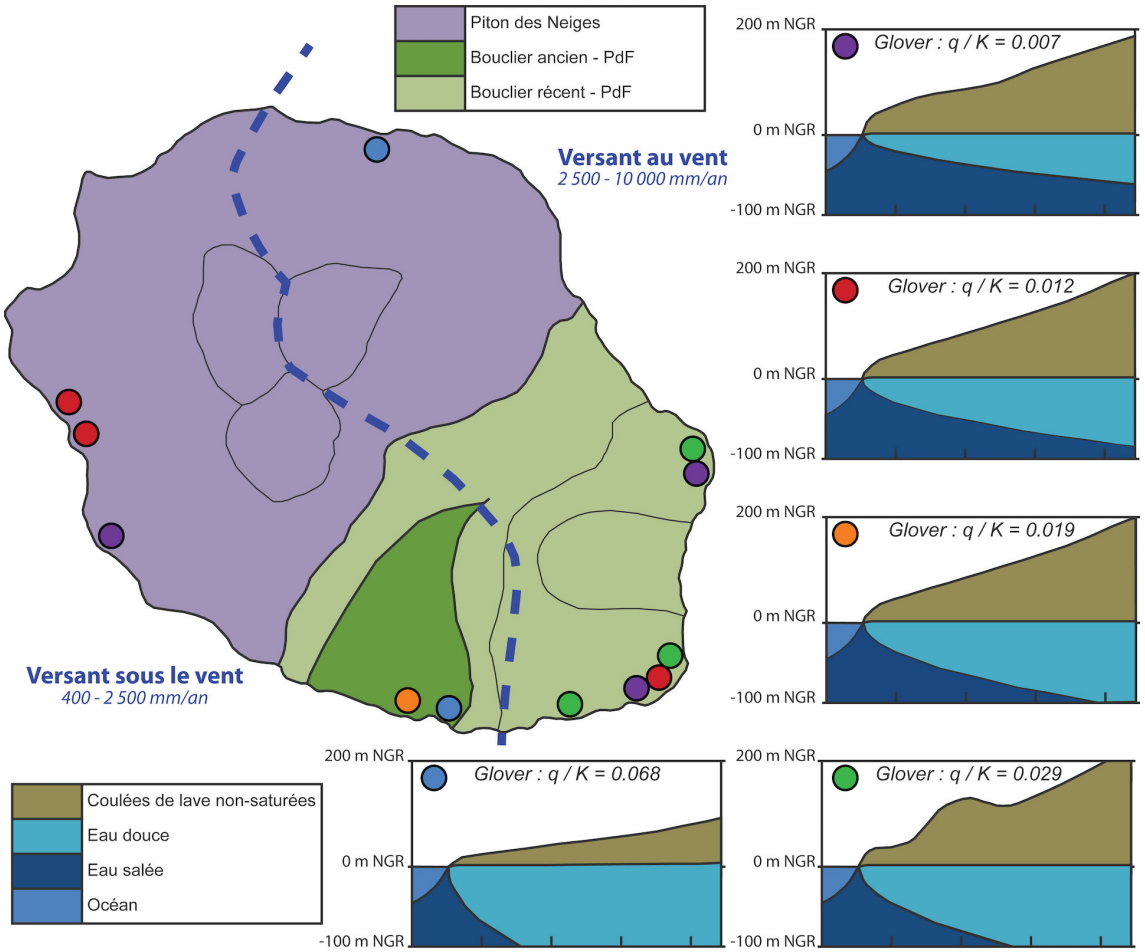


FIGURE 4.34 – Schémas conceptuels de l'intrusion saline à La Réunion. Les géométries de l'intrusion saline, provenant de la Figure 4.33, sont regroupées en fonction du rapport q/K. Pour accentuer la distinction entre les différentes géométries de l'intrusion saline, les schémas conceptuels représentent des interfaces SWI jusqu'à 10 000 m à l'intérieur des terres.

l'inverse. Cette figure souligne donc l'impact plus important de la perméabilité sur la géométrie de l'intrusion saline.

Le graphique 3D (Figure 4.35.B) appuie cette interdépendance. Si l'on considère un milieu avec une recharge de 1 mm/an et une perméabilité de 10^{-4} m·s^{-1}) ou un milieu avec une recharge de 10 000 mm/an et une perméabilité de 1, dans les deux cas, l'interface SWI est proche du niveau de la mer. Ces deux points correspondent à des rapports $q/K = 3{,}17 \times 10^{-4}$ permettant de tracer la diagonale sur la figure Figure 4.35.B. Cette limite peut être considérée comme le rapport théorique critique pour l'interface à 100 m de la côte. Au dessus de cette limite, l'intrusion saline s'approfondit en fonction de l'évolution des deux paramètres, alors qu'en dessous, l'altitude de l'interface est stable à proximité du niveau océanique. Cette limite est aussi visible sur la Figure 4.35.A à l'aide des valeurs de q/K reportées sur l'abscisse. En orange, ces valeurs correspondent aux courbes de perméabilité ou de recharge de la même couleur. Sur le graphique des perméabilités, les courbes atteignent et dépassent cette limite avec toutes les valeurs de recharge dont les interfaces deviennent quasiment identiques. Sur le graphique de recharge, les perméabilités les plus faibles (*i.e.* $10^{-4}/5$) donnent des rapports q/K supérieurs à la limite alors que les perméabilité plus fortes ($> 10^{-3}$) l'atteignent. Enfin, le rapport théorique critique évolue selon la distance à la côte, plus on s'éloigne, plus la limite q/K diminue (Figure 4.35.B).

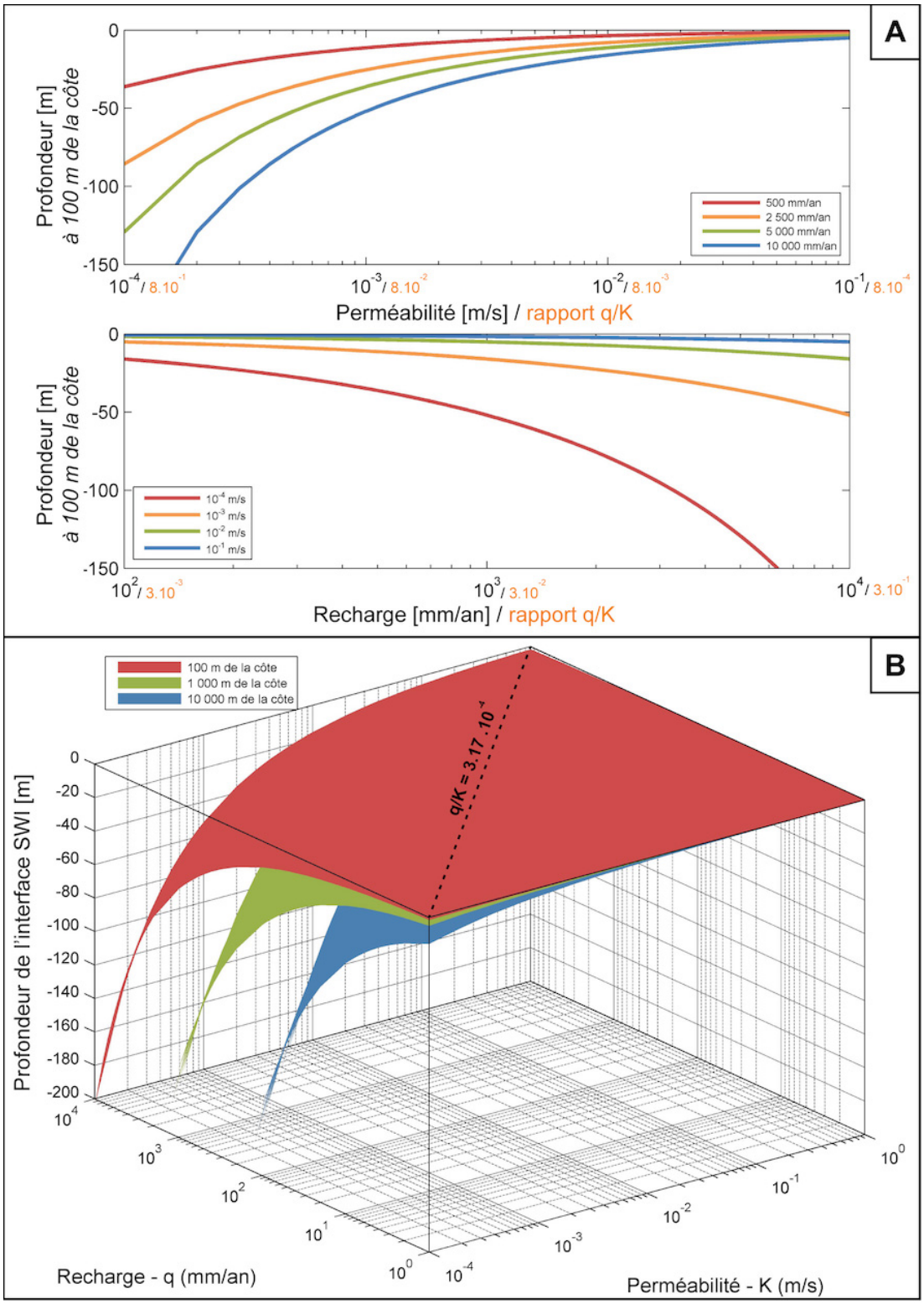


FIGURE 4.35 – Modélisation analytique Glover de l'interface SWI en fonction du rapport q/K.
A - profondeur en m de l'interface SWI à 100 m de la côte en fonction de la perméabilité (en haut) et de la recharge (en bas). Sur l'axe des abscisses, les chiffres oranges correspondent aux rapports q/K pour une recharge de 2 500 mm/an (h) et pour une perméabilité de 10^{-4} m·s^{-1} (b).
B - évolution de la profondeur en m de l'interface SWI à 100 et 1 000 m de la côte en fonction de la perméabilité et de la recharge de l'aquifère.

Cette étude théorique met en évidence l'interdépendance du contrôle de la recharge et de la perméabilité de l'aquifère sur l'intrusion saline. L'analyse de l'intrusion saline n'intégrant qu'un seul de ces paramètres limite considérablement la compréhension des aquifères, et surtout la compréhension de sa vulnérabilité face aux variations de recharge (*i.e.* changement climatique). Par exemple, la variation des régimes de recharge des aquifères côtiers n'a pas le même impact sur des aquifères selon leurs perméabilités et leurs recharges actuelles. En considérant une baisse significative de la recharge, les aquifères peu perméables peuvent rapidement être contaminés alors que des aquifères plus perméables ne seront quasiment pas impactés (Figure 4.35.A). L'une des applications possibles de ce résultat serait l'amélioration des méthodes multi-critères de cartographie de la vulnérabilité des aquifères. Par exemple, à La Réunion, DÖRFLIGER et al. [2011] cartographient la vulnérabilité des aquifères côtiers avec la méthode GALDIT[7] qui a pour paramètre la perméabilité de l'aquifère. Ce paramètre pourrait être remplacé par le rapport q/K, directement calculé en utilisant le modèle Glover sur des log CE. Ainsi l'analyse de la vulnérabilité prendrait en compte l'impact interdépendant de ces deux paramètres affinant la précision de la méthodologie GALDIT mais aussi intégrant l'évolution de la recharge due au changement climatique. Cette nécessité d'intégrer un bilan hydrologique pour caractériser la vulnérabilité des aquifères a déjà été mis en évidence par WERNER et al. [2012]. Toutefois, son approche est fondée sur la solution analytique de STRACK [1976], ce qui complexifie la prise en compte de la perméabilité et de la recharge de l'aquifère. En revanche, l'utilisation du rapport q/K de la solution analytique Glover permet d'intégrer à l'analyse multi-critères des paramètres complexes à estimer (*i.e.* la recharge et la perméabilité) à partir d'une mesure robuste (*i.e.* log CE).

4.4 Conclusion

Ce chapitre se décompose en trois sections, chacune correspondant à une étape pour interpréter, préciser et quantifier le phénomène d'intrusion saline à partir de la géophysique héliportée. La première étape analyse qualitativement le phénomène d'intrusion saline sur l'ensemble du littoral réunionnais. La validation de la qualité de l'imagerie géophysique dans la seconde section permet de valider l'interprétation quantitative des données AEM dans la troisième section. Les principaux résultats de ce chapitre sont :

1. **Validation de l'imagerie AEM d'intrusion saline unique mais aussi complexe**.
2. **Amélioration de la compréhension de l'inversion AEM et la définition de protocoles d'inversion adaptés à l'imagerie de l'intrusion saline**.
3. **Caractérisation de l'intrusion saline en fonction des massifs et du climat réunionnais**.
4. **Mise en évidence que l'intrusion saline est contrôlée par la recharge et la perméabilité de l'aquifère de manière interdépendante**.

Approche qualitative

La première approche qualitative est fondée sur la confrontation de la géophysique héliportée avec les données de conductivité de l'eau (*i.e.* log CE). Elle a permis de valider

7. GALDIT : **G**roundwater occurence, **A**quifer hydraulic conductivity, **D**epth to groundwater **L**evel above sea, **D**istance from the shore, **I**mpact of existing status of seawater intrusion in the area, **T**hickness of the aquifer [CHACHADI et al., 2005].

l'accord entre les conducteurs en profondeur dans les secteurs côtiers et l'intrusion saline. L'imagerie des résistivités du sous-sol permet de différencier différentes géométries de l'intrusion saline de la plus simple (*i.e.* interface unique et continue) aux plus complexes (*i.e.* intrusions salines stratifiées). Grâce à l'AEM, ces géométries sont imagées en continue de la mer vers la terre renforçant l'interprétation de l'intrusion saline. En plus de différencier des géométries à des échelles fines (*e.g.* secteur d'Étang-Salé - Figure 4.3), l'inversion "smooth" permet d'appréhender l'épaisseur de la zone de mélange. L'ensemble de ces résultats ont permis de cartographier l'intrusion saline, délimitant son extension spatiale et précisant sa géométrie, à l'échelle de l'île.

Analyse de l'inversion AEM

L'analyse qualitative a permis de mettre en avant l'intérêt de l'inversion "smooth" dans l'imagerie de l'intrusion saline. Le benchmark a été développé pour analyser le comportement de l'inversion des données géophysiques en fonction des deux paramètres principaux : **le modèle *a priori* et les contraintes de résistivité**. En déchiffrant les facteurs à l'origine d'artéfacts, les tests du benchmark améliorent la compréhension du comportement de l'inversion géophysique en fonction des paramètres d'inversions mais aussi de l'objet d'étude (*i.e.* topographie, évolution de l'intrusion saline). Grâce à ces résultats, un protocole d'inversion a été défini pour inverser les données AEM. Ce protocole repose sur l'utilisation de **modèle *a priori* dont la résistivité augmente en s'éloignant de la côte**. L'inversion, en fonction de l'altitude, utilise des **contraintes de résistivité verticales lâches** (1.8-2.4) et **latérales fortes** (1.4-1.8), permettant à l'**inversion de varier le modèle de résistivité de départ tout en conservant une cohérence latérale**.

L'approche benchmark a permis d'apporter plusieurs éléments de réponses sur l'inversion et l'imagerie géophysique de l'intrusion saline, toutefois, il s'agit d'une approche exploratoire qui peut être améliorée en intégrant la discrétisation du modèle "smooth". En effet, de telles approches systématiques deviennent rapidement chronophages ne permettant pas d'analyser l'ensemble des paramètres d'inversion pouvant influencer l'imagerie AEM. Des premiers tests, non présentés dans cette thèse, semblent démontrer que l'imagerie géophysique à une certaine variabilité en fonction du nombre de couches et de la profondeur d'investigation.

Quantification de l'influence du rapport q/K

Dans les secteurs basaltiques, la géophysique héliportée image une interface SWI unique et continue analogue aux géométries des modèles théoriques (*i.e.* Ghyben-Herzberg, Glover). Pour quantifier le phénomène d'intrusion saline, une méthodologie de modélisation analytique à partir des données AEM a été développée. Cette méthodologie donne des résultats satisfaisants qui permettent d'envisager la mise en place d'une routine pour **améliorer l'implantation de forages sur le littoral réunionnais**. Elle permet de modéliser l'interface SWI (ξ), la hauteur piézométrique (h_f) et l'épaisseur de la lentille d'eau ($|\xi| + h_f$). À partir de l'imagerie AEM, l'approche calcule **la géométrie complète de l'aquifère côtier afin d'estimer la perméabilité en fonction de la recharge** de celui-ci.

Les douze modélisations analytiques calculées sur le littoral réunionnais permettent ainsi de **quantifier les contrastes de l'intrusion saline en fonction des massifs volcaniques et du climat**. Ces contrastes sont majoritairement expliqués par le rapport q/K

(recharge / perméabilité) obtenu. Les résultats, synthétisés dans la Figure 4.34, illustrent clairement la présence de géométries identiques dans des secteurs différents aussi bien d'un point de vue géologique que climatique. L'approche souligne une certaine variabilité de géométrie dans des secteurs pourtant proches. Ces résultats sont toutefois peu surprenants aux vues de l'hétérogénéité spatiale du milieu volcanique et de la chenalisation des flux d'eau souterraine qu'il induit. En s'affranchissant de cette variabilité naturelle, ces schémas conceptuels valident l'étude du phénomène d'intrusion saline via le rapport q/K. Plus celui-ci est fort, plus l'intrusion saline s'approfondie et inversement, l'interface SWI remonte avec un rapport plus faible.

L'aquifère de base du versant ouest du PdN et du bouclier récent du PdF sont fortement impactés par l'intrusion saline pour des raisons différentes. Dans le premier cas, la recharge de l'aquifère est faible alors que la contamination du second s'explique par des perméabilités fortes. **Les secteurs du Bouclier ancien et du Nord de l'île**, possédant des perméabilités faibles ainsi qu'une recharge conséquente, **sont les moins impactés par le phénomène d'intrusion saline**. Ces exemples démontrent clairement l'interdépendance de la recharge et de la perméabilité sur l'intrusion saline. L'approche théorique a permis d'analyser l'interdépendance de ces paramètres. Elle a démontré qu'en fonction de la recharge, les variations de perméabilités n'ont pas la même influence sur la géométrie de l'interface. Un aquifère très perméable est fortement impacté par l'intrusion saline, et ce, peu importe la recharge. À l'inverse, les aquifères peu perméables sont protégés de l'intrusion. La recharge influence moins l'intrusion saline que la perméabilité (Figure 4.35).

Chapitre 5

Aquifères d'altitude : entre structures géologiques et altérations

« *My eyes are getting better.*
Instead of a big dark blur,
I see a big light blur. »

Return of the Jedi
HAN SOLO

Sommaire

5.1 Imagerie géophysique multi-méthode de la zone non-saturée 150
5.1.1 Apport de l'anomalie magnétique 151
5.1.2 Structuration d'un versant volcanique : la Plaine des Fougères . . . 153
5.1.3 Axes de remplissage d'une dépression : la Plaine des Palmistes . . . 171
5.1.4 Remplissage de paléo-cirques : les plateaux de Bébour et Bélouve . 187
5.1.5 Apport de la géophysique à la compréhension des aquifères perchés 206
5.2 Amélioration de l'imagerie AEM 208
5.2.1 Re-traitements des données AEM 209
5.2.2 Analyse des paramètres d'inversion 211
5.2.3 Comparaison des protocoles de traitement 217
5.2.4 Apport à la compréhension du secteur 218
5.3 Conclusion 222

5.1 Imagerie géophysique multi-méthode de la zone non-saturée

En contexte volcanique basaltique jeune, lorsque la topographie s'élève, la zone non-saturée s'épaissie jusqu'à atteindre plusieurs centaines de mètres en haut des versants (section 2.1). L'Airborne Electromagnetic (AEM), dont la profondeur d'investigation est limitée, ne permet donc plus d'imager le complexe aquifère régional. En revanche, la géophysique héliportée image potentiellement la structuration et les contrastes de perméabilités présents dans la zone non-saturée. De plus, dans de tels contextes, l'imagerie géophysique n'est pas influencée par l'intrusion saline. Les horizons conducteurs seraient alors majoritairement liés à l'altération des formations volcaniques (cf. section 2.1.2).

L'objectif principal de ce chapitre est d'imager et caractériser les structures géo-électriques afin d'évaluer leur cohérence avec les aquifères perchés en altitude. Pour cela, les données géophysiques sont analysées dans différents contextes géologiques de l'île de La Réunion. Ensuite, ces résultats géophysiques sont confrontés à des données géologiques et hydrogéologiques pour évaluer la cohérence entre les contrastes de résistivité et de perméabilité du sous-sol. Trois sites d'étude ont été sélectionnés en fonction de leur caractéristiques géologiques (Figure 5.1) :

- la **Plaine des Fougères**, un versant, orienté nord-est, du Piton des Neiges (PdN), morphologiquement homogène ;
- la **Plaine des Palmistes**, située entre les deux volcans de l'île, où l'activité du Piton de la Fournaise (PdF) a partiellement rempli une paléo-morphologie ;
- les **plateaux de Bébour / Bélouve** qui correspondent aux remplissages des paléo-cirques de Salazie et des Marsouins lors des dernières phases éruptives du PdN (0.34 - 0.029 Ma).

Cette variabilité géologique permet d'étudier l'impact du volcanisme et de la mise en place des formations volcaniques sur les circulations d'eau souterraine. Pour rappel, la section 2.3, page 45, intègre ces trois secteurs dans l'histoire géologique.

Pour étudier la structuration géo-électrique, une approche géophysique multi-méthode est mise en place. Elle repose sur l'interprétation conjointe des données du modèle de résistivité régional et de l'anomalie magnétique après Réduction au pôle (RTP). Pour ce faire, les deux méthodes géophysiques sont comparées sur des profils 2D, puis cartographier. Ces résultats sont alors confrontés aux données de terrain (*i.e.* carte et coupes géologiques, sources et forages) afin de comparer les signatures géo-électriques et magnétiques avec les structures géologiques et / ou hydrogéologiques. L'ensemble des résultats obtenus sur les trois secteurs est synthétisé afin de proposer des schémas d'axe de drainage ou de structure hydrogéologique dans la zone non-saturée en contexte volcanique.

Dans ce chapitre, les interprétations géophysiques exploitent l'anomalie magnétique mesurée lors de la campagne Reun_EM. Le lecteur peut se référer à la section 2.2.2, page 41, pour plus de détails sur la méthode magnétique, son acquisition et les traitements. Avant de présenter l'étude des aquifères d'altitude, les différentes hypothèses d'interprétation de l'anomalie magnétique sont détaillées.

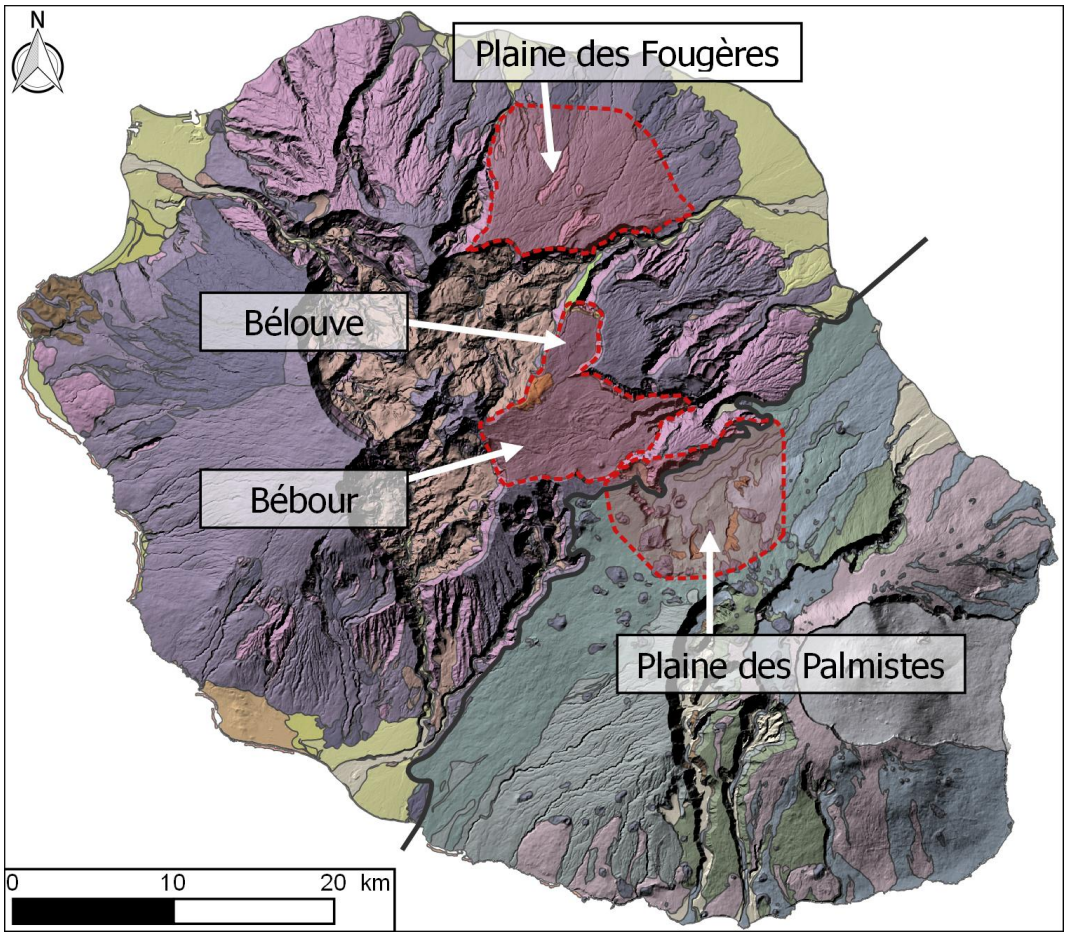


FIGURE 5.1 – Carte de localisation des trois secteurs d'étude des aquifères d'altitude : Plaine des Fougères, Plaine des Palmistes, Bébour / Bélouve.

Finalement, lors de la confrontation du modèle de résistivité régional aux données géologiques, plusieurs types d'artéfacts limitant l'interprétation ont été détectés. Des tests d'inversion sont effectués pour définir les paramètres (*i.e.* modèle *a priori* et contraintes de résistivité) les plus adaptés à l'imagerie de la zone non-saturée en contexte volcanique. Ces tests d'inversions utilisent des traitements spécifiques des données brutes AEM qui améliore la densité et la profondeur d'investigation de la géophysique héliportée.

5.1.1 Apport de l'anomalie magnétique

Pour étudier les trois secteurs, l'interprétation géophysique repose sur l'analyse conjointe des données électromagnétiques et magnétiques. L'imagerie des résistivités est confrontée à l'anomalie magnétique pour appuyer les résultats dans les secteurs d'altitude. En contexte volcanique, l'anomalie magnétique est principalement induite par l'aimantation rémanente (Rapport de Koenigsberger compris entre 7 et 16 - [GAILLER, 2010]). L'inclinaison, la déclinaison et la polarité de l'anomalie magnétique induite sont donc liées aux caractéristiques du champ magnétique à l'époque de mise en place des coulées de lave.

D'abord, la polarité du champ magnétique peut être déduite à partir de l'étude de la croûte océanique qui a permis de dater les différentes inversions du magnétisme terrestre (Figure 5.2). Depuis 0.78 Ma, la polarité du champ géomagnétique est normale.

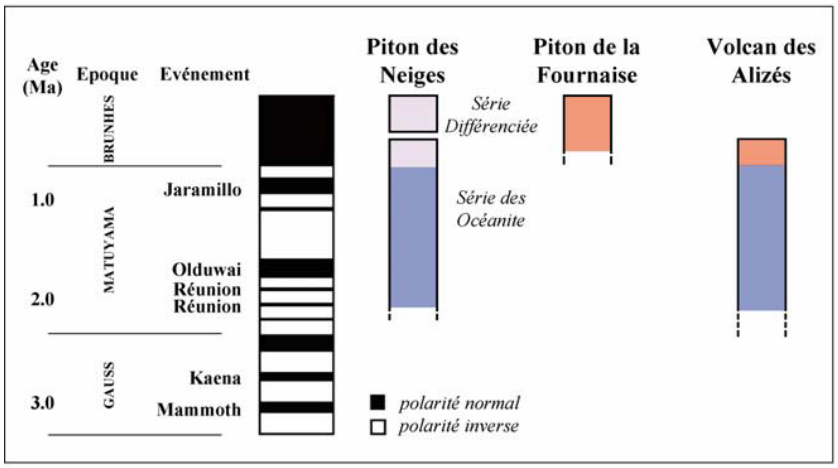


FIGURE 5.2 – Inversion du magnétisme terrestre et phases éruptives des volcans réunionnais [LÉNAT et al., 2001]. Pour le PdN, les phases basiques I et II sont regroupées dans la "Série des Océanites", alors que les phases III et IV dans la "Série Différenciée". Pour le PdF et le Volcan des Alizés, les formations en orange ont des signatures normales, alors que les séries en bleu ont une signature magnétique dominante inverse.

Entre 0.78 et 2.581 Ma, la polarité était inverse sauf durant trois période : Jaramillo (0.990-1.070 Ma), Olduwai (1.770-1.950 Ma) et Réunion (2.140-2.150 Ma). Durant cette période de 1.8 Ma, le champ géomagnétique était donc normal durant moins de 0.3 Ma. À partir de cette observation, il est possible de poser l'hypothèse simplificatrice qu'entre 0.78 et 1.8 Ma, la polarité était majoritairement inverse. Ainsi, les anomalies positives mesurées correspondent aux formations volcaniques de moins de 0.78 Ma. À l'inverse, les anomalies négatives proviennent de l'aimantation inverse des formations mise en place entre 0.78 et 1.8 Ma (Figure 5.2).

Ensuite, l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique sont liées au mouvement de l'île. Depuis son immersion, l'île de La Réunion n'a quasiment pas bougé à l'échelle du globe. En effet, actuellement le point chaud est toujours localisé à quelques kilomètres de l'île. Il est possible de poser la simplification suivante : l'inclinaison et la déclinaison du champ géomagnétique au niveau de l'île n'a pas changé. Ainsi, les aimantations rémanentes des formations volcaniques de l'île possèdent la même inclinaison et déclinaison que le champ géomagnétique actuel [LÉNAT et al., 2001]. Deux simplifications découlent de cette hypothèse. Premièrement, les aimantations rémanentes de toutes les formations volcaniques peuvent être considérées comme co-axiales. En fonction de leur âge, seule la polarité change. Deuxièmement, la RTP corrige correctement la bipolarité des anomalies magnétiques liées à l'aimantation rémanente.

Pour finir, l'analyse conjointe des données géophysiques se divise en deux parties. Dans un premier temps, l'anomalie magnétique est confrontée aux profils 2D de résistivité. Dans un second temps, la carte magnétique est utilisée pour cartographier les structures géologiques. Avant les deux étapes, deux opérateurs ont été appliqués sur les données magnétiques utilisées : (i) la RTP pour corriger la bipolarité des anomalies magnétiques et (ii) un prolongement vers le haut de 200 m afin de supprimer les anomalies de faible longueur d'onde qui peuvent être liées au bruit anthropique.

5.1.2 Structuration d'un versant volcanique : la Plaine des Fougères

La Plaine des Fougères est un versant du PdN orienté Nord – Nord-Est, fortement arrosé, avec des précipitations moyennes entre 4500 et 3000 mm/an (Météo-France, normale pluviométrique 1970-2009).

La Figure 5.3 présente l'extension spatiale de la Plaine des Fougères qui est étudiée pour trois raisons. La première est la nécessité de **comprendre les axes préférentiels de circulations d'eau souterraine dans la zone critique**. Cette structuration influencera la recharge de l'aquifère de base exploité sur le littoral, la mise en place des aquifères perchés et le fonctionnement des sources captées dans ces secteurs. La deuxième est liée à **la présence de la Galerie Salazie Amont (GSAM) qui traverse de part en part le versant** (Figure 5.3). Cette galerie a permis de recueillir de nombreuses données sur la géologie profonde du versant ainsi que sur l'aquifère de base. Enfin, la troisième raison est liée à la volonté de l'Office de l'Eau de La Réunion, co-financeur du projet de thèse, d'**améliorer la compréhension des aquifères des hauts** afin de prévenir les déficits en eau et de planifier de façon plus adaptée les politiques en gestion des eaux, particulièrement dans ce secteur.

L'objectif est donc d'imager la structuration géo-électrique de la Plaine des Fougères pour délimiter des possibles axes de drainages et / ou contrastes de perméabilité impactant les circulations d'eau souterraine dans un versant du PdN.

Contexte géologique et hydrogéologique

Pour comprendre la géologie du versant, les faciès de BILLARD et al. [1974] sont utilisés pour détailler les différentes formations des phases éruptives alors que la cartographie de BRGM & LGSR [2006], utilisant une approche de géologie structurale, est préférée. Pour recouper ces deux informations, les 4 faciès de BILLARD et al. [1974] sont regroupés selon les 3 ensembles géologiques cartographiés par BRGM & LGSR [2006] :

- Coulées basaltiques à olivine (océanites) [> 340 000 ans] :
  - > $\beta\pi_{II}$ - phase II [430 - 2 100 ka] : coulées basaltiques à phénocristaux d'olivine dominantes (basaltes, basaltes à olivine et océanites) ;
- Coulées différenciées (basaltes, hawaïtes, mugéarites) [< 340 000 ans] :
  - > $f\beta\alpha_{III}$ - phase III [250 - 350 ka] : coulées basaltiques et andésitiques à phénocristaux de feldspath dominantes (hawaïtes et mugéarites) ;
  - > $\beta\alpha_{IV}$ - phase IV [70 - 230 ka] : coulées basaltiques et andésitiques (hawaïtes et mugéarites), aphyriques ou à phénocristaux de feldspath et d'olivine généralement peu abondant ;
- Tufs en épandage [> 340 000 ans] :
  - > $\beta\alpha tf_{IV}$ - phase IV [70 - 230 ka] : complexe de coulées de lave et tufs.

La GSAM est creusée à une altitude d'environ 350 m NGR (Nivellement Général de La Réunion). Durant le creusement de la galerie, le suivi du chantier par ARTÉLIA [2012] a permis de définir une coupe géologique dont les principales informations sont synthétisées sur la Figure 5.4 [MARÉCHAL et al., 2014]. D'après ARTÉLIA [2012], des zones de faiblesses structurales se sont mises en place dans les océanites de la phase II durant une période de 80 000 ans avant la mise en place des coulées différenciées de phase III. Cette instabilité a créé des zones de cisaillement qui ont concentrées les injections magmatiques durant les phases éruptives suivantes. De plus, ces zones sont plus impactées par

l'érosion avec la création de vallées comblées lors des phases III et IV qui ont recouvert l'ensemble de la planèze par des coulées de lave différenciées. Ce contact est souvent marqué par des niveaux détritiques (*i.e.* alluvions et paléosols).

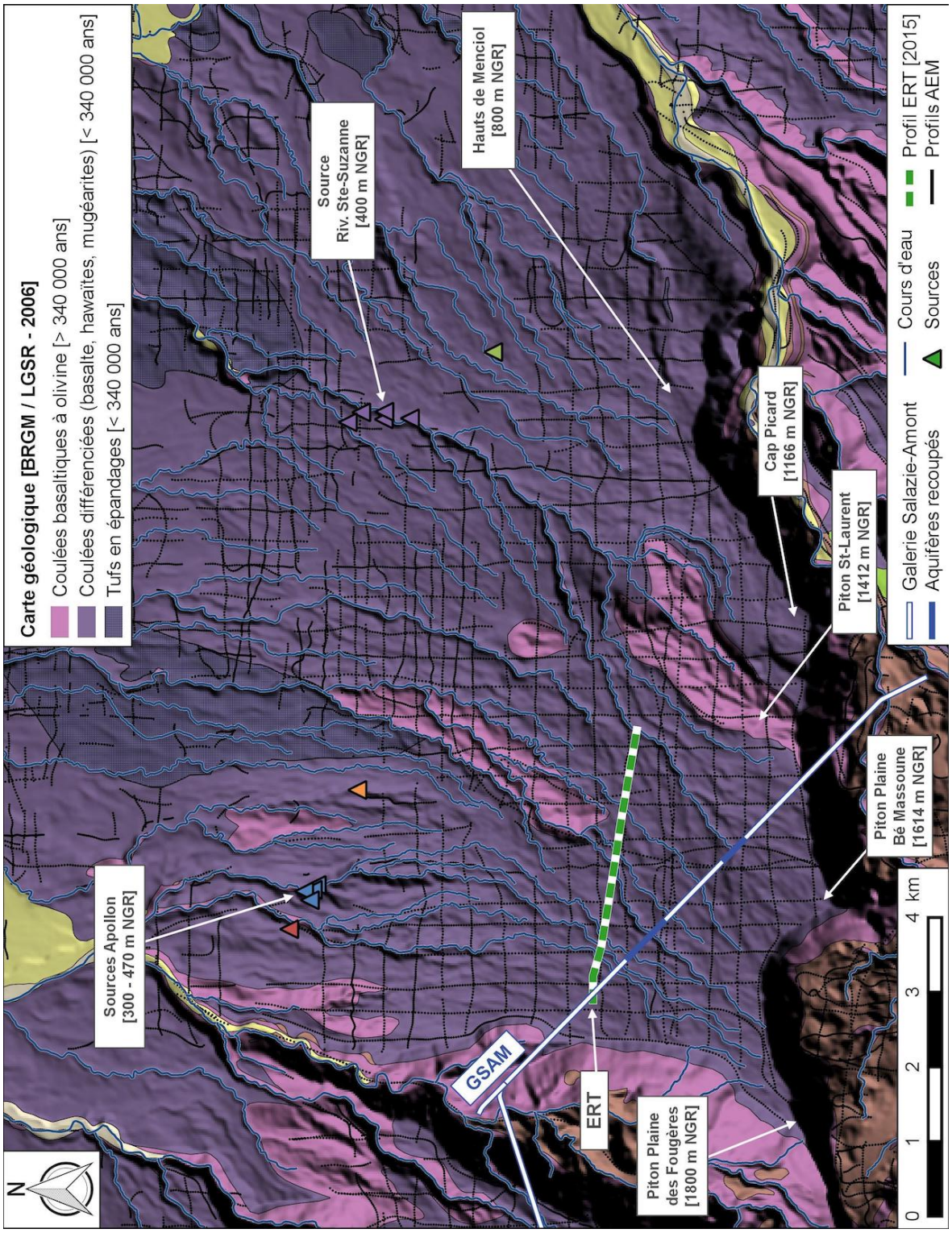


FIGURE 5.3 – Carte géologique de la Plaine des Fougères. Les données utilisées dans la présente étude sont localisées : la carte géologique de 2006 [BRGM & LGSR, 2006], le tracé de la Galerie Salazie-Amont et les zones aquifères traversées [ARTÉLIA, 2012], les sources, le tracé du profil ERT [FINIZOLA et al., 2015] et les sondages AEM utilisés dans l'inversion. Voir Tableau 5.1 pour le code couleur des sources qui a été établi en fonction de leur localisation sur le versant.

L'interception de zones aquifères à différents endroits de la galerie a aussi permis d'étudier le comportement de l'aquifère profond et sa connexion hydraulique avec les forages de la côte [AUNAY et al., 2010 ; AUNAY et al., 2012b]. Trois zones aquifères sont recoupées par la galerie GSAM (Figure 5.4). La première zone aquifère (PM 1238) se trouve à la limite ouest de la Plaine des Fougères, au droit de la ravine Tanan, en dehors du versant, cette zone aquifère n'est pas représentée sur les différentes cartes. Les deux autres zones aquifères, PM 3000-3600 et PM 4700-5200, sont représentées sur la Figure 5.3. Au droit de la GSAM, la piézométrie initiale, avant le creusement de la galerie, devait se situer autour de 700 m NGR d'après les pressions enregistrées sur les venues d'eau en galerie. Durant le creusement de la GSAM, l'aquifère a été drainé par la galerie induisant probablement un important rabattement (supérieur à 100 m) de l'aquifère perché [AUNAY et al., 2012b]. Des analyses hydrochimiques des venues d'eau mettent en évidence au moins deux faciès chimiques différents [1] qui sont reliés à des temps de séjour plus ou moins importants [AUNAY et al., 2010]. Le premier faciès, peu évolué chimiquement, correspond à des circulations rapides pluriannuelles alors que le faciès évolué chimiquement est lié à des circulations lentes plus profondes. Le mélange de ces deux faciès est lié au creusement de la galerie qui a modifié les conditions hydrauliques du système. Avant le creusement, les deux masses d'eau ne se mélangeaient peu ou pas, les eaux peu évoluées s'écoulaient directement vers le littoral.

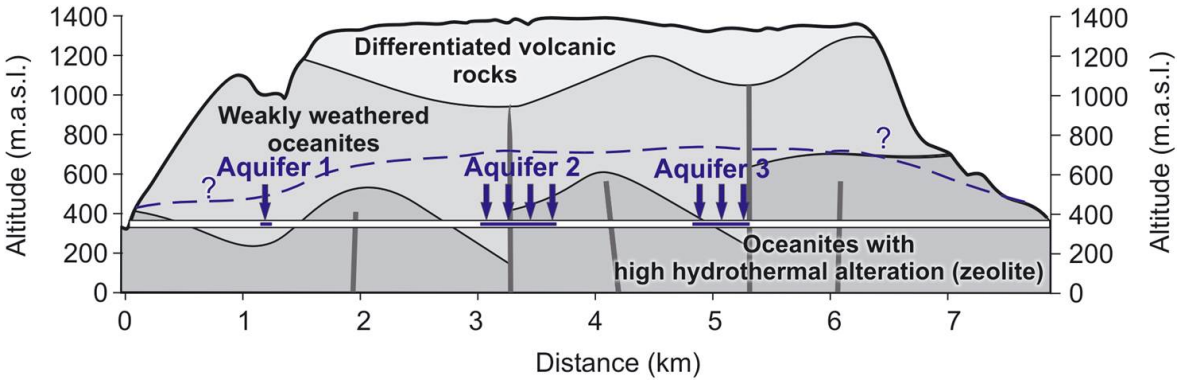


FIGURE 5.4 – Coupe géologique et hydrogéologique de la Plaine des Fougères. Cette synthèse intègre les résultats hydrogéologiques de MARÉCHAL et al. [2014] et l'étude géologique du creusement de la galerie d'ARTÉLIA [2012]. Les zones de venues dans la galerie GSAM sont signalées en bleu. Les ensembles géologiques correspondent, de haut en bas : "Differentiated volcanic rocks" aux formations différenciées de la phase III et IV, "Weakly weathered oceanites" aux océanites de la phase II et "Oceanites with high hydrothermal alteration (zeolite)" aux océanites de la phase I de BILLARD et al. [1974]. Les segments noirs verticaux représentent des intrusions magmatiques, des dykes.

À partir de ces études géologiques et hydrogéologiques, il est possible d'affirmer :

- La base du versant est constituée de coulées de lave de la phase I qui correspondent à l'aquiclude de l'aquifère de base. Ce sont les seules formations décrites comme impactées par l'altération hydrothermale ;
- Au dessus, les coulées d'océanite de la phase II constituent la majorité des formations du versant. Recoupées par la galerie autour de 350 m NGR, ces formations affleurent au niveau du rempart ainsi que dans les ravines des bas du versant.

1. une eau au faciès chimique peu évolué est caractérisée par une faible minéralisation et inversement pour un faciès chimique évolué.

– Enfin, les formations de la phase III et IV forment un recouvrement quasiment continu sur l'ensemble du versant.

Groupe	Nom	Nombre de sources	Altitude min - max (m NGR)
A	Ravine Bachelier	1	500
B	Apollon	4	300 - 470
C	Maillot	1	620
D	Rivière Ste-Suzanne	5	390 - 440
E	Bras Pistolet	1	525

TABLEAU 5.1 – Synthèse des sources présentes sur la Plaine des Fougères. Les sources sont regroupées selon leur secteur d'émergence (codes couleur utilisés pour les cartes des Figures 5.3, 5.6 et 5.12.

AUNAY et al. [2010] a analysé l'impact du changement de fonctionnement de l'aquifère de base sur la ressource en eau du littoral. L'ensemble des forages étudiés ne semble pas être influencé par la variation de piézométrie de l'aquifère de base au niveau de la galerie. Trois types de recharge des aquifères exploités sur le littoral ont été identifiés, tous fortement liés à la pluviométrie. Les forages superficiels sont rapidement alimentés par la pluviométrie. Plus les forages sont profonds, plus leur recharge est lente.

En surface, cinq groupes d'émergence ont été identifiés en fonction de leur localisation géographique (Figure 5.3 et tableau 5.1). Les sources sont toutes situées autour de la mi-pente de la planèze (≈ 500 m NGR) et sont reliées à des circulations superficielles ou des aquifères perchés dont le mur est caractérisé par le contact entre les coulées de phase II et les phases III & IV.

Imagerie des structures géo-électriques

Dans les études de PRYET et al. [2012] et VITTECOQ et al. [2014], les résistivités sont divisées en intervalles qui sont assimilés à des formations géologiques ou à des processus hydrogéologiques. Chacun de ces ensembles de résistivité sont localisés sur les profils 2D de résistivité, nommés par des abréviations (R pour des résistants et C pour des conducteurs) et numérotés en fonction de leur répartition. La première étape de l'interprétation des données AEM sur la Plaine des Fougères est donc d'analyser les variations de résistivité sur l'ensemble du massif. Pour cela, plusieurs profils de résistivité sont tracés dans le cube de résistivité 3D (Figure 5.5). Le cube 3D provient de l'interpolation du modèle de résistivité régional [PRYET et al., 2011]. Il permet ainsi de visualiser la structuration continue du versant. L'objectif est d'appréhender les principales structures géo-électriques afin de (i) déterminer les zones d'intérêt et (ii) acquérir une première vision de la structuration géo-électrique du versant.

Le premier constat est que la résistivité semble diminuer d'amont en aval mais plusieurs structures peuvent être mises en évidence. La plus importante est le fort résistant R1 (> à 500 Ω·m) présent entre Piton Plaine des Fougères et Piton Bé Massoune. Vers l'aval, cette structure s'affine et voit sa résistivité diminuer graduellement. Cette structure est marquée par un horizon superficiel (≈ 20 à 100 m) plus conducteur (entre 200 et 400 Ω·m) qui s'épaissit avec la pente. La seconde structure résistante R2 (résistivité > à 500 Ω·m), s'étend du Cap Picard et dans le secteur des Hauts de Menciol.

En haut du versant, cette structure peut être divisée en deux horizons, R2a et b. Plus bas sur le versant, cette structure se sépare en deux chenaux (R3 et R4). Les deux principales structures résistantes, R1 et R2, sont séparées par un ancien massif, Piton St-Laurent, conducteur C1 (< 150 Ω·m). En aval, au pied de ce massif, une dépression est caractérisée par un conducteur épais. Ensuite, une structure légèrement résistante R5 (> à 250 Ω·m) ainsi que le chenal résistant R3 recouvrent la structure conductrice. À l'Est, une seconde structure conductrice (< 150 Ω·m) apparait de la limite nord de la structure R1 jusqu'au pied de la planèze.

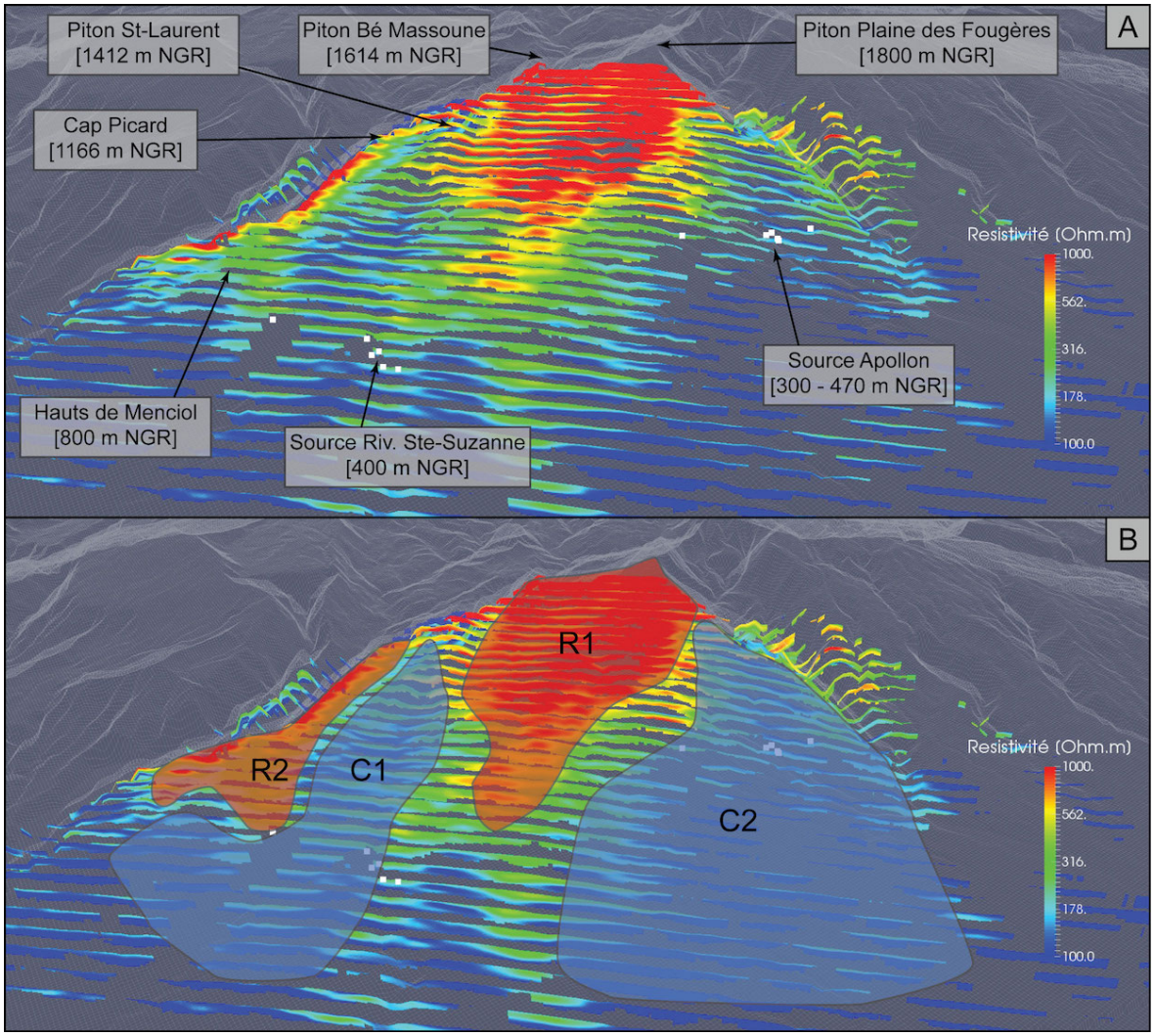


FIGURE 5.5 – [A] - Profils 2D de résistivité orientés est / ouest sur l'ensemble de la Plaine des Fougères. Les profils ont été tracés dans le cube 3D de résistivité provenant de l'interpolation du modèle de résistivité régional. Les résistivités sont représentées par une échelle de couleur de 100 à 1000 Ω·m. [B] - Délimitation des principales structures géo-électriques. La planèze est visualisée de la côte (nord) vers le haut du versant (sud-ouest).

Cette approche par structures résistantes et conductrices a permis de mettre en évidence les principales structures géo-électriques mais elle présente plusieurs limites. D'abord, les résistivités des structures conductrices semblent diminuer le long de la pente. Ce phénomène qui pourrait être lié à l'accentuation thermique de l'altération ne permet pas de définir un intervalle fixe des résistivités pour l'ensemble du versant. En fonction de l'altitude, une même structure est imagée par des résistivités plus ou moins

importantes. Ensuite, la définition des limites de ces structures, et donc leur extension latérale, est contrôlée par la définition subjective, des intervalles de résistivité. Enfin, l'utilisation du cube 3D interpolé introduit des biais d'interpolation dans l'interprétation des résultats. Cette approche a permis de dégrossir l'analyse des structures de la Plaine des Fougères mais peut être améliorée. Il semble plus adapté de fonder l'interprétation sur l'analyse des profils 2D de résistivité et non le cube 3D.

Analyse des données de géophysique héliportée

Pour développer les résultats préliminaires, 4 profils 2D de résistivité sont étudiés pour valider les structures géo-électriques et les confronter avec les données magnétiques (*i.e.* RTP). Ces profils suivent les axes est-ouest ou nord-sud des lignes de vols de la campagne Reun_EM pour ne pas utiliser le modèle de résistivité interpolée (Figure 5.6). Grâce à l'utilisation de profils de sondages inversés non interpolés, l'interprétation ne peut pas être influencée par des artéfacts d'interpolation. Les deux premiers profils sont orientés ouest-est pour suivre la pente, le premier (POE-01) au niveau du rempart (Figure 5.7), le second (POE-02) est proche du mi-versant (Figure 5.8). Les deux autres profils (PSN-01 et 02), orientés sud-nord, sont respectivement localisés au niveau du rempart ouest et du mi-versant (Figures 5.9 et 5.10). En revanche, comme l'illustre la carte de la Figure 5.6, il est difficile de délimiter les structures géo-électriques sur les cartes de résistivité. Pour cette raison, l'analyse des résistivités se concentre autour des profils 2D de résistivité. Ensuite, l'interprétation conjointe avec les données magnétiques permettra peut être d'améliorer la cartographie des structures.

Sur les profils 2D, la géométrie des contrastes de résistivité est analysée plutôt que des intervalles de résistivité. Ces géométries intègrent généralement un horizon conducteur superficiel ainsi qu'un résistant en-dessous. Toutefois, pour faciliter la description et la nommination de ces structures, la même nomenclature que pour l'étude du modèle de résistivité est utilisée. Les géométries principalement résistantes sont appelées R suivi d'un numéro en fonction de l'ordre d'apparition. Quant aux conducteurs, le R est remplacé par la lettre C dans leur dénomination.

À proximité du rempart sud, POE-01, les deux structures résistantes (R1 et R2) sont séparées par le Piton St-Laurent caractérisé par un horizon superficiel conducteur (C1 - Figure 5.7). Cette structure considérée comme conductrice ($\approx$ 100-200 Ω·m) se révèle caractérisée par un important résistant en profondeur ($\approx$ 500-800 Ω·m). Vers l'ouest, au dessus de R1, un important horizon moins résistant apparaît et s'épaissit entre 2 000 et 4 000 m de distance. Cette limite n'est pas très marquée du fait des horizons superficiels conducteurs sur R1 et C1. Toutefois, l'anomalie magnétique confirme la présence d'un contact géologique contrasté d'un point de vue magnétique. L'évolution de l'horizon superficiel conducteur de C1 semble cohérent avec un contact oblique s'enfonçant sous R1.

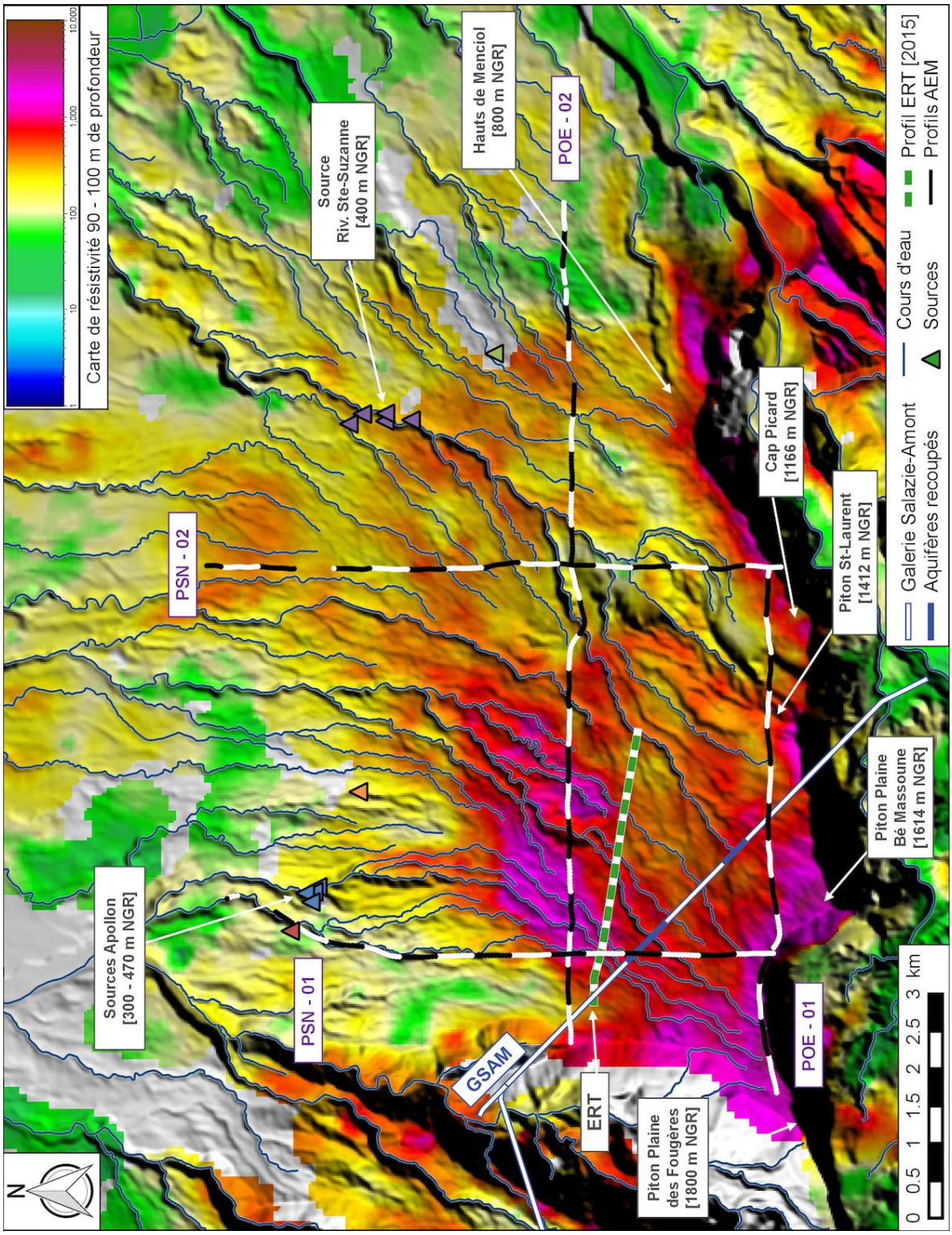


FIGURE 5.6 – Carte des résistivités, à 90-100 m de profondeur, de la Plaine des Fougères. Les résistivités sont représentées par une échelle de couleur de 1 à 10 000 Ω·m. Les 4 profils 2D de résistivité et RTP sont représentés en noir et blanc selon leur distance sur le profil. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m. Le tracé de la Galerie Salazie-Amont et les zones aquifères traversées [ARTÉLIA, 2012], les sources, le tracé du profil ERT [FINIZOLA et al., 2015] sont localisés. Voir Tableau 5.1 pour le code couleur des sources qui a été établi en fonction de leur localisation sur le versant.

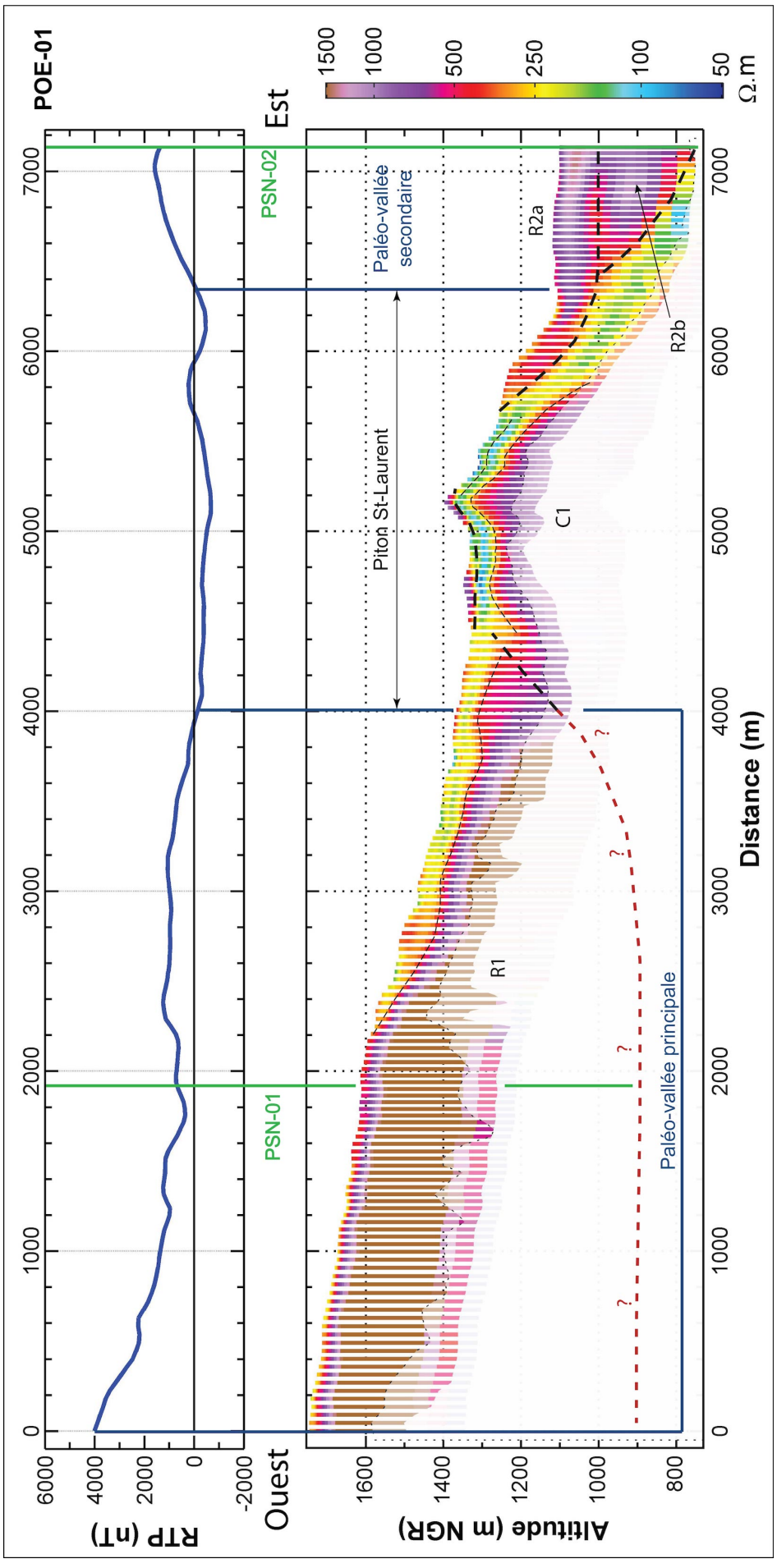


FIGURE 5.7 – Profils de résistivité et RTP, POE-01, sur la Plaine des Fougères, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les pointillés rouges symbolisent des hypothèses possibles de paléo-vallées non imagées par l'AEM. Les profils sont localisés sur la Figure 5.5.

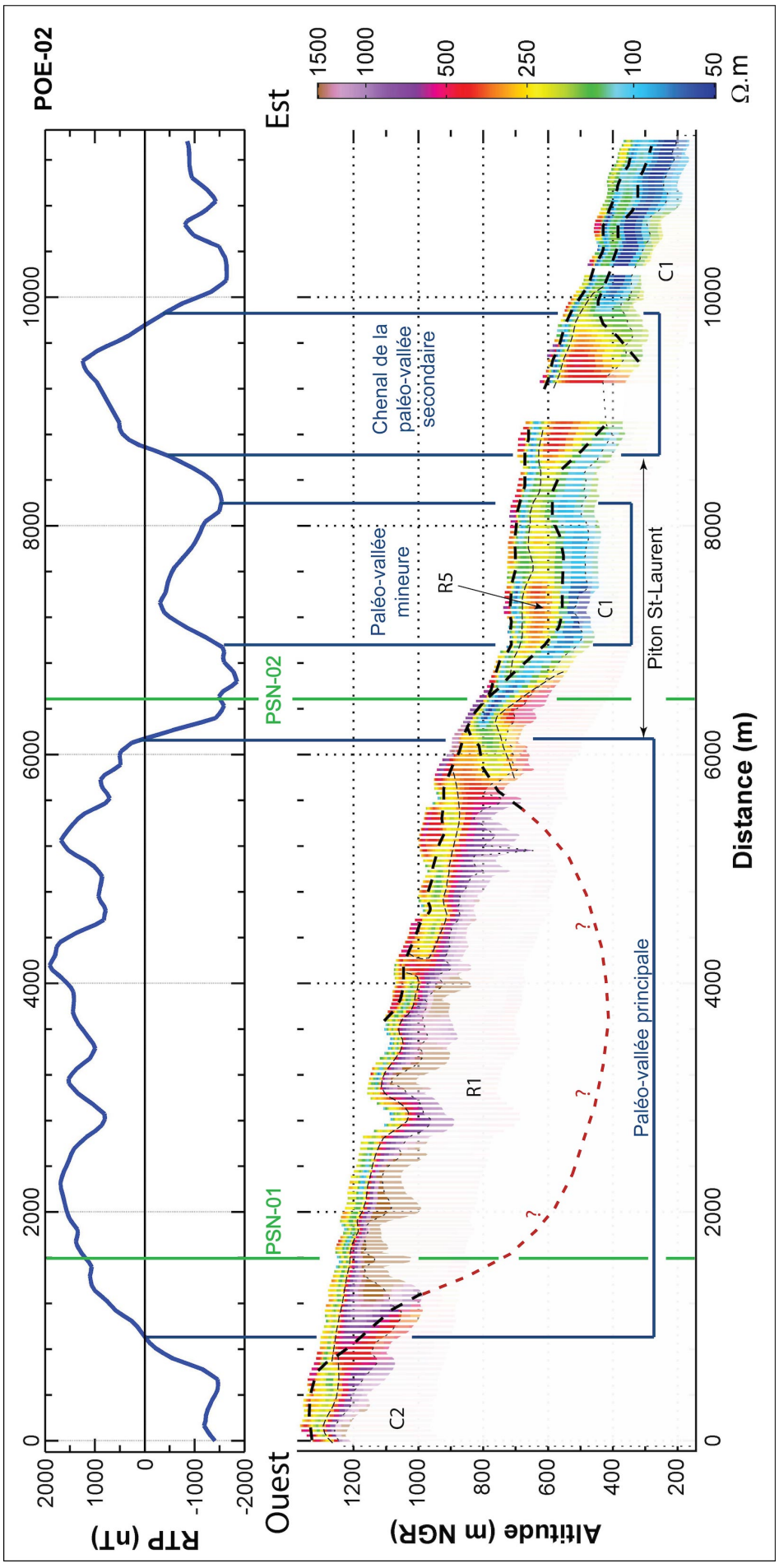


FIGURE 5.8 – Profils de résistivité et RTP, POE-02, sur la Plaine des Fougères, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les pointillés rouges symbolisent des hypothèses possibles de paléo-vallées non imagées par l'AEM. Les profils sont localisés sur la Figure 5.5.

À l'ouest, le contact entre C1 et R2 est net, la structure conductrice s'enfonce sous les horizons résistants R2a et R2b. La présence d'un contraste au milieu de la structure résistante tend à démontrer la présence de deux formations superposées (R2a et R2b).

À mi versant, POE-02, on retrouve les principales structures R1, C1 et R3 (*i.e.* un chenal aval de la structure R2), et deux nouvelles structures apparaissent, C2 et R5 (Figure 5.8). Concernant les géométries, les résistants (R1, R3 et R5) sont délimités par des contacts obliques vers le centre de ces structures, et par des horizons superficiels conducteurs. Comme sur le premier profil, POE-01, les structures conductrices C1 et C2 sont caractérisées par des résistants en profondeur lorsqu'elles sont sub-affleurantes. Lorsque C1 est recouvert par des horizons résistants, la profondeur d'investigation n'est plus suffisante pour imager ce résistant profond. La dernière géométrie géo-électrique est un horizon résistant, plus ou moins continu, qui recouvre la quasi-totalité du profil (Figure 5.8). Uniquement présent sur l'ancien massif au niveau de la crête (POE-01), il est aussi présent sur les structures résistantes que sur les conductrices à mi-versant (POE-02).

Sur le profil POE-02 aussi, la réponse géo-électrique est cohérente avec l'anomalie magnétique après réduction au pôle (RTP - Figure 5.8). Les principales structures résistantes correspondent à des anomalies positives et inversement pour les conducteurs. Toutefois, le caractère intégrateur du magnétisme est clairement visible au niveau de R5. Cette partie du profil correspond à une anomalie négative liée à la présence de l'ancien massif (Piton St-Laurent). Toutefois, la présence d'un fin résistant correspond à une forte augmentation du magnétisme. Même si le signal reste négatif (≈ -200 nT), le magnétisme est sensible à cette structure résistante superficielle.

Sur la partie ouest, le profil PSN-01 image le contact oblique entre les structures R1 et C2 dans le sens de la pente (Figure 5.9). Il illustre bien l'augmentation d'épaisseur de l'horizon conducteur superficiel de la structure résistante d'est en ouest. La structure conductrice est caractérisée par un important conducteur qui recouvre, au niveau du contact, un résistant profond. La présence du contact est appuyée par le magnétisme. Fait intéressant, l'anomalie magnétique négative liée à C2 décroît en intensité avec la pente et donc avec l'augmentation de l'épaisseur du conducteur superficiel. L'horizon résistant décrit sur le profil POE-02 est uniquement présent au dessus de la structure conductrice. Néanmoins, l'imagerie de cet horizon semble être limitée par l'échelle de couleur des résistivités. En bas de versant, des contrastes entre 50 et 150 Ω·m pourraient imager le même type de contact, la différence provenant de la diminution graduelle des résistivités.

Le dernier profil, PSN-02 (Figure 5.10), est globalement cohérent avec l'ensemble des observations détaillées ci-dessus, avec la même corrélation entre les données électromagnétiques et magnétiques. La structure C1 qui correspond à l'ancien massif est caractérisée par un important conducteur dans la dépression topographique. Au sud, le résistant R2 recouvre l'ancien massif sans que la stratification R2a/R2b ne soit visible. En aval, la principale structure résistante chevauche les structures C1 et C2 soulevant la question d'une possible continuité en profondeur entre ces deux conducteurs. L'horizon superficiel résistant est présent sur la quasi-totalité du profil à partir de 800 m d'altitude.

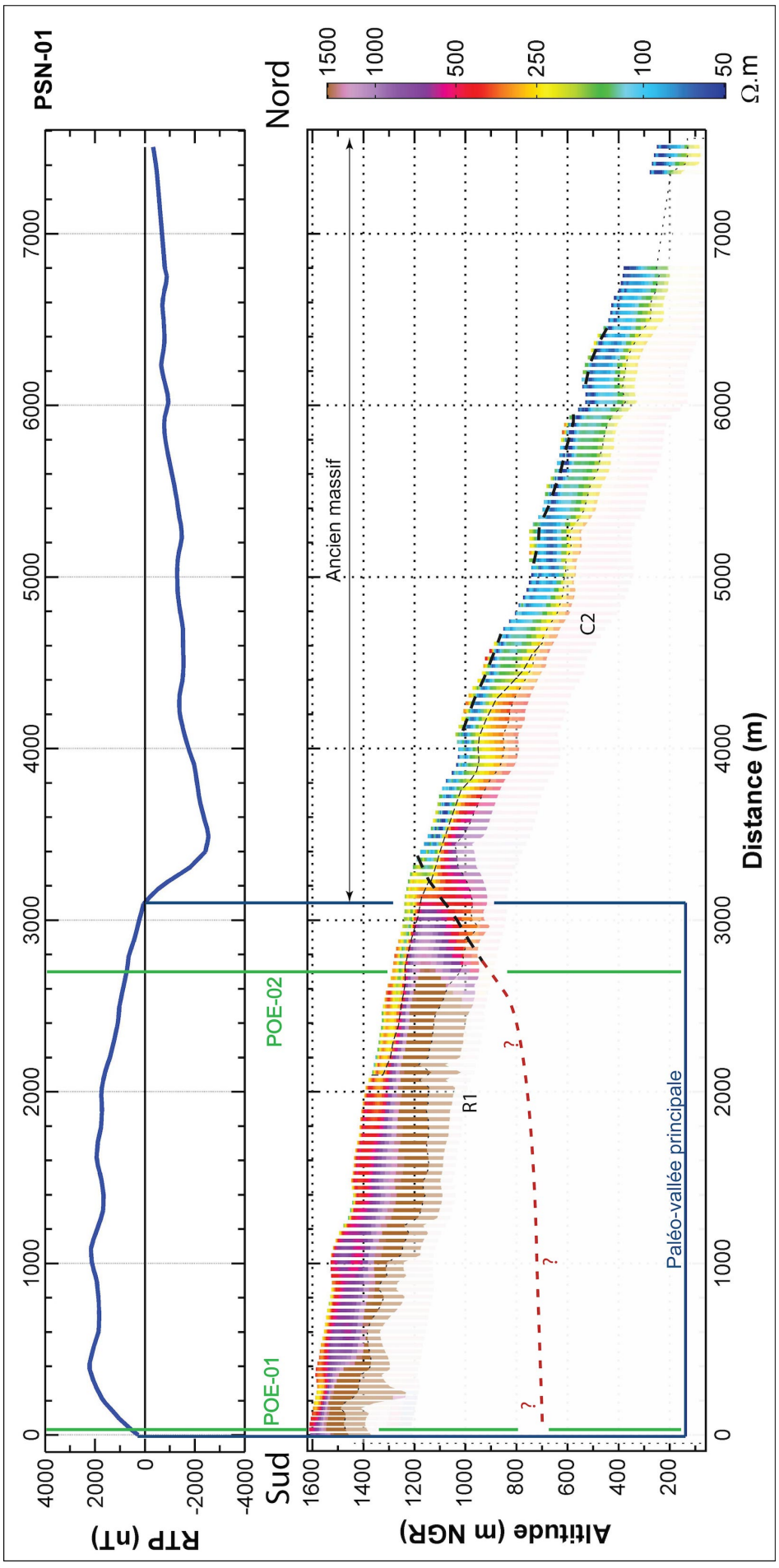


FIGURE 5.9 – Profils de résistivité et RTP, PSN-01, sur la Plaine des Fougères, orientés sud-nord. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les pointillés rouges symbolisent des hypothèses possibles de paléo-vallées non imagées par l'AEM. Les profils sont localisés sur la Figure 5.5.

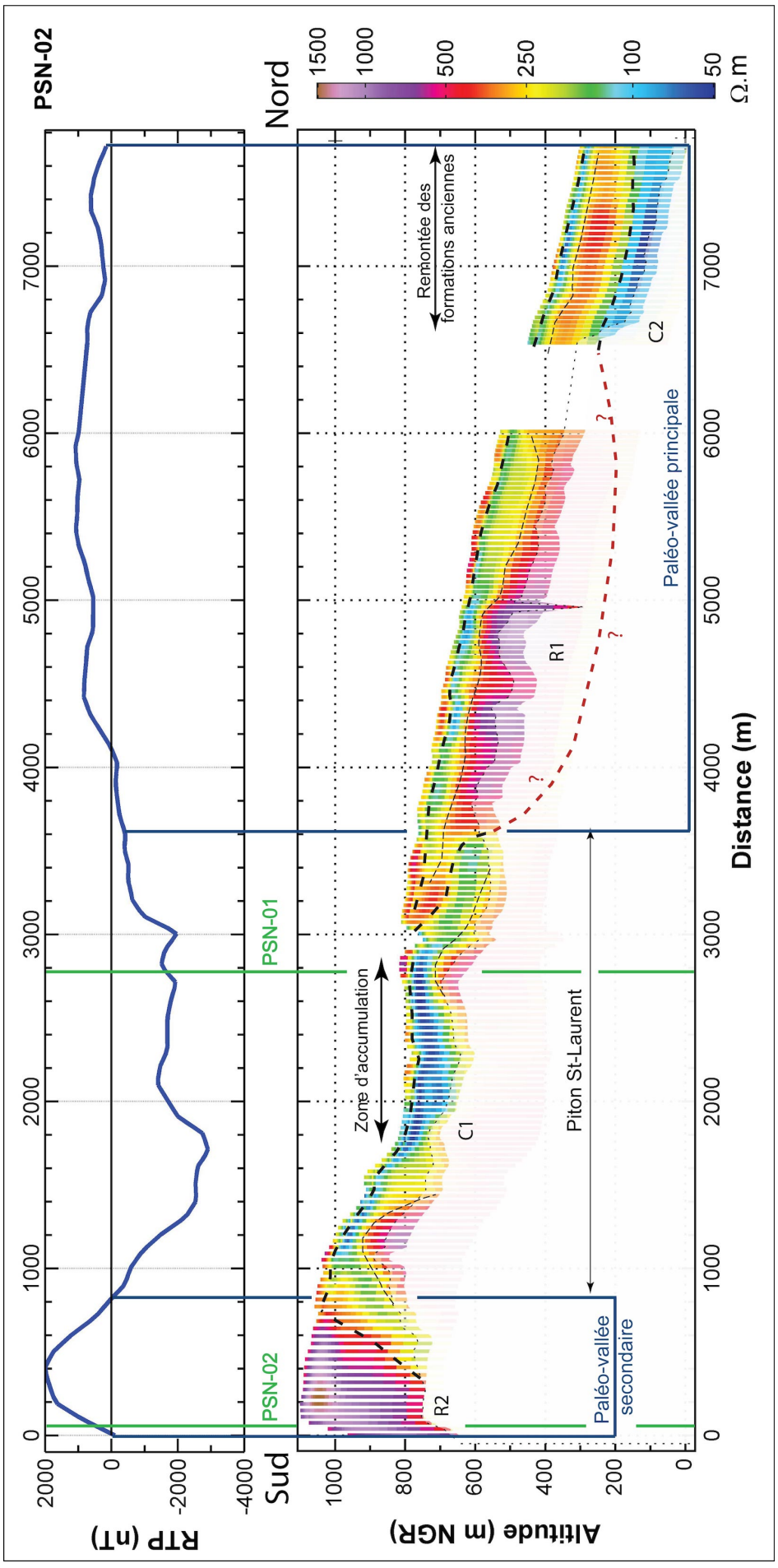


FIGURE 5.10 – Profils de résistivité et RTP, PSN-02, sur la Plaine des Fougères, orientés sud-nord. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les pointillés rouges symbolisent des hypothèses possibles de paléo-vallées non imagées par l'AEM. Les profils sont localisés sur la Figure 5.5.

Pour finir, le profil ERT[2] de FINIZOLA et al. [2015] est quasiment parallèle au profil POE-02 (Figure 5.6). Le profil coupe d'ouest en est la structure résistante R1. Comme le profil AEM, le profil ERT image un horizon plus conducteur (150 à 300 Ω·m) est imagé au dessus du résistant. Toutefois, l'épaisseur de ce conducteur est estimée à 100-150 m par l'ERT, alors qu'il ne dépasse pas les 80 à 100 m d'épaisseur sur le profil AEM (Figures 5.8 et 5.11). En dessous, l'horizon résistant de l'ERT atteint des résistivités de 1200 à 5000 Ω·m. Les résultats des deux méthodes géophysiques convergent vers la même structuration géo-électrique de R1. La variation des valeurs absolues de résistivité diverge en raison de la sensibilité des méthodes. Ensuite, l'ERT a une meilleure profondeur d'investigation lui permettant d'atteindre 400 m de profondeur. En profondeur, deux conducteurs (100 à 300 Ω·m) sont imagés. FINIZOLA et al. [2015] interprète cette alternance d'horizons comme :

- L'horizon superficiel qui correspond aux formations de la phase III et IV dont les faibles résistivités s'expliquent par la présence de nombreuses nappes perchées.
- En dessous, les formations de la phase II qui sont non saturées et plus résistantes.
- Les conducteurs profonds qui sont concordants avec les mesures de polarisation spontanée et sont interprétés comme les deux zones aquifères présentes dans la galerie.

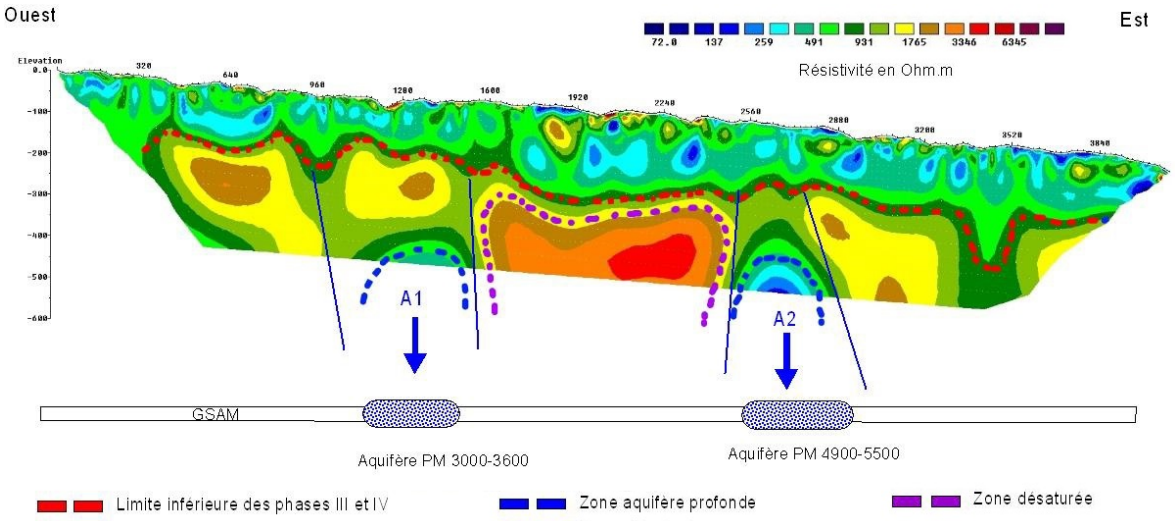


FIGURE 5.11 – Profil de résistivité ERT de la Plaine des Fougères [FINIZOLA et al., 2015]. Interprétation du modèle 2D de résistivité électrique obtenu en pôle-dipôle. Les deux conducteurs électriques A1 et A2 (en bleu) pourraient être associés aux 2 aquifères (PM 3000-3600 et PM 4900-5500) respectivement identifiés dans la Galerie Salazie Amont (GSAM).

Alors que les structures géo-électriques des deux méthodes géophysiques sont cohérentes, les conclusions de FINIZOLA et al. [2015] divergent des interprétations AEM. La géophysique au sol (ERT) possède une meilleure profondeur d'investigation que l'héliportée. Toutefois, la localisation au centre de la planèze n'a pas permis de confronter le modèle 2D de résistivité à des données de terrain (*i.e.* affleurement des océanites). L'hypothèse que les conducteurs profonds correspondent aux zones aquifères de la GSAM semble donc incohérente avec l'axe du résistant imagé par l'AEM. De par sa densité de mesure et la bonne couverture de la Plaine des Fougères, les interprétations de l'AEM semblent plus robustes.

2. Electrical Resistivity Tomography

Cartographie des structures géologiques

Les données électromagnétiques et magnétiques concordent dans l'imagerie des structures de la planèze. Les limites latérales des géométries géo-électriques peuvent être peu contrastées limitant l'intérêt des cartes de résistivité pour délimiter la structuration du versant (Figure 5.6). En revanche, le signal magnétique, cohérent avec les structures géo-électriques, permet de définir précisément les limites entre les anomalies magnétiques positives et négatives. Ainsi, la cartographie de l'anomalie magnétique permet de cartographier les différentes structures décrites ci-dessus.

La Figure 5.12 présente la cartographie des anomalies magnétiques associées aux structures géo-électriques. Les structures résistantes sont cohérentes avec des anomalies positives et inversement pour les structures conductrices. La corrélation des anomalies magnétiques et des structures géo-électriques s'appuie sur l'analyse des profils 2D de résistivité présentée ci-dessus.

Interprétations des résultats géophysiques

Sur le versant, grâce à la carte de la RTP (cf. Section 2.2.2), la cartographie des anomalies magnétiques positives et négatives permet la délimitation de la structuration du versant dont les géométries, en profondeur, sont imagées par les profils de résistivité. Cette structuration est alors confrontée aux connaissances de terrain afin de définir les implications géologiques et hydrogéologiques de l'imagerie géophysique.

La structure C1, caractérisée par un important conducteur superficiel, affleure au niveau de l'ancien massif d'océanites de Piton St-Laurent (Figure 5.12). Son anomalie magnétique négative correspond aux formations d'océanites anciennes (PN 1). Ces formations volcaniques anciennes (> 950 ka) ont affleuré durant au moins 350 ka selon la chronostratigraphie du PdN [KLUSKA, 1997]. Durant cette période, les formations superficielles ont été altérées et érodées par le climat. Ces processus induisent la mise en place d'un profil d'altération et/ou de brèches au niveau du contact géologique entre les formations des différentes phases volcaniques. L'arrêt du volcanisme expliquerait ainsi la présence du conducteur superficiel (50 Ω·m) de C1 [3]. L'épaisseur du conducteur varie donc en fonction de la présence de brèches altérées et de l'épaisseur du profil d'altération. Les contrastes résistant sur conducteur sont alors interprétés comme des limites entres les formations de différentes phases éruptives, alors que les contrastes conducteur sur résistant correspondent à la décroissance *per descendum* de l'intensité de l'altération météorique. En dessous du conducteur, un résistant (800 Ω·m) est imagé par l'AEM au niveau des points hauts de C1. Malgré l'âge de ces formations (*i.e.* 950 à 2100 ka), l'altération météorique ne semble pas avoir atteint l'ensemble des coulées de lave. D'après le chapitre 3, la dynamique de l'altération se concentre d'abord dans les horizons superficiels avant de s'approfondir. Ainsi, sous le profil d'altération, la teneur en argile des formations décroit progressivement.

Au niveau des points hauts (*i.e.* massif affleurant), le conducteur se limite à 100 m d'épaisseur alors qu'il s'épaissit au niveau des points bas (*i.e.* cuvette topographique appelée zone d'accumulation sur les profils) où il atteint 200 m d'épaisseur. Cette imagerie peut s'expliquer principalement soit par le lessivage géochimique des points hauts et l'accumulation dans les cuvettes topographiques, soit par l'accumulation de formations

3. Pour rappel, les formations détritiques ont des signatures géo-électriques plus conductrices que les coulées de lave (section 2.1.2)

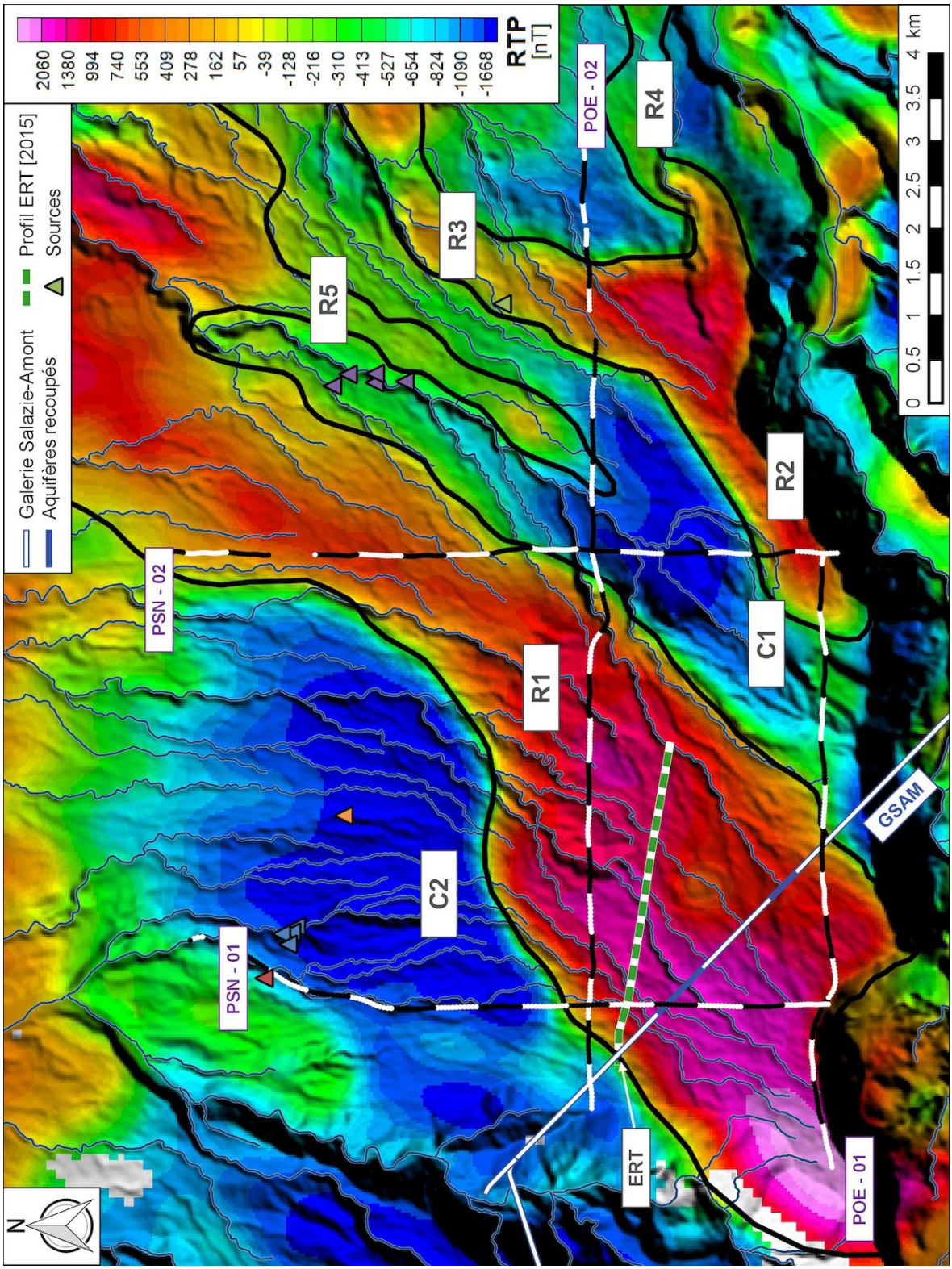


FIGURE 5.12 – Carte de l'anomalie magnétique RTP et des structures géologiques de la Plaine des Fougères. Les 5 structures résistantes (R1-R5) et les 2 conductrices (C1-C2) sont délimitées par des lignes noires. Les 4 profils 2D de résistivité et RTP sont représentés en noir et blanc selon leur distance sur le profil. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m.

détritiques dans les cuvettes (Figure 5.13), sachant que les deux facteurs sont sûrement concomitants. Toutefois, cela permet de conforter l'interprétation des contrastes ré-

sistant sur conducteur comme des limites entre les formations des différentes phases volcaniques.

Concernant **la structure C2**, elle possède la même anomalie magnétique négative que C1 qui correspond aux océanites anciennes. De plus, le conducteur est sub-affleurant dans les bas du versant, ce qui peut correspondre aux océanites cartographiées dans les ravines par BILLARD et al. [1974]. La géométrie de cette structure ressemble à une paléo-rempart qui, avec l'ancien massif C1, encadre une paléo-vallée. Les deux structures conductrices principales du versant correspondent à la paléo-morphologie des océanites marquée par un profil d'altération météorique plus ou moins développé.

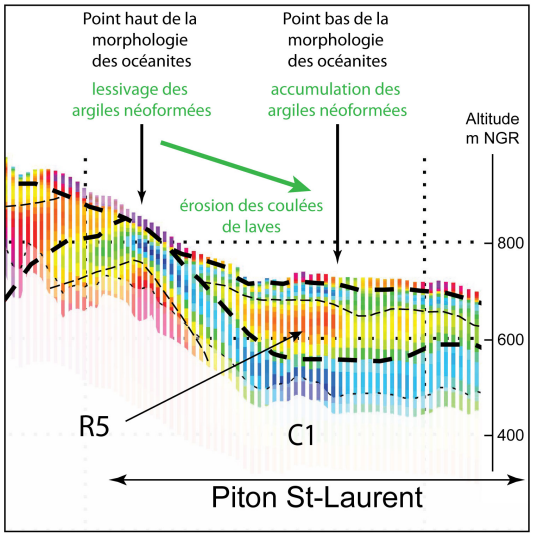


FIGURE 5.13 – Interprétation de la variation d'épaisseur du conducteur. Le contraste de résistivité entre R5 et C1 correspond à la paléo-morphologie des océanites. Entre le point haut et le point bas de cette paléo-morphologie, l'horizon conducteur de C1 passe de 100 à quasiment 200 m d'épaisseur. La variation latérale d'épaisseur de ce conducteur, interprété comme un paléo-profil d'altération, illustre le phénomène de lessivage et accumulation des argiles néoformées en fonction de la topographie.

La structure R1 est caractérisée par un important résistant (> 1500 Ω·m) dont les limites obliques reposent sur la paléo-morphologie de la phase I. Au dessus du résistant, un horizon conducteur (100 - 250 Ω·m) apparaît dans le versant à partir de 1 400 m NGR et s'épaissit avec la pente. Cette structure semble donc correspondre aux formations plus récentes intégrants les océanites récentes de la phase II et les formations différenciées de la phase III. Le long de la pente, un profil d'altération se développe dans ces formations, et ce, grâce à l'augmentation de la température. D'après la géométrie, il semble qu'une importante ravine était présente au milieu de la Plaine des Fougères avant d'être remplie par les coulées différenciées. **Les structures R2, R3 et R4** possèdent des signatures géo-électriques et magnétiques, des géométries et des axes proches de R1 permettant de les interpréter comme des remplissages de la phase II et III. En haut du versant, ces formations sont concentrées dans des paléo-vallées (R1 et R2), alors qu'elles débordent et recouvrent partiellement les océanites en bas du versant.

Enfin, sur l'ensemble des profils, des structures résistantes superficielles (1500 - 500 Ω·m) recouvrent les formations de la phase III et les océanites. Ce recouvrement est plus important en dessous de 1 000 m NGR. Cet horizon semble correspondre aux

formations différenciées de la phase IV. Pourtant, les formations différenciées récentes de la phase IV ont un impact limité sur l'anomalie magnétique, surtout vis-à-vis des coulées de lave de la phase II et III.

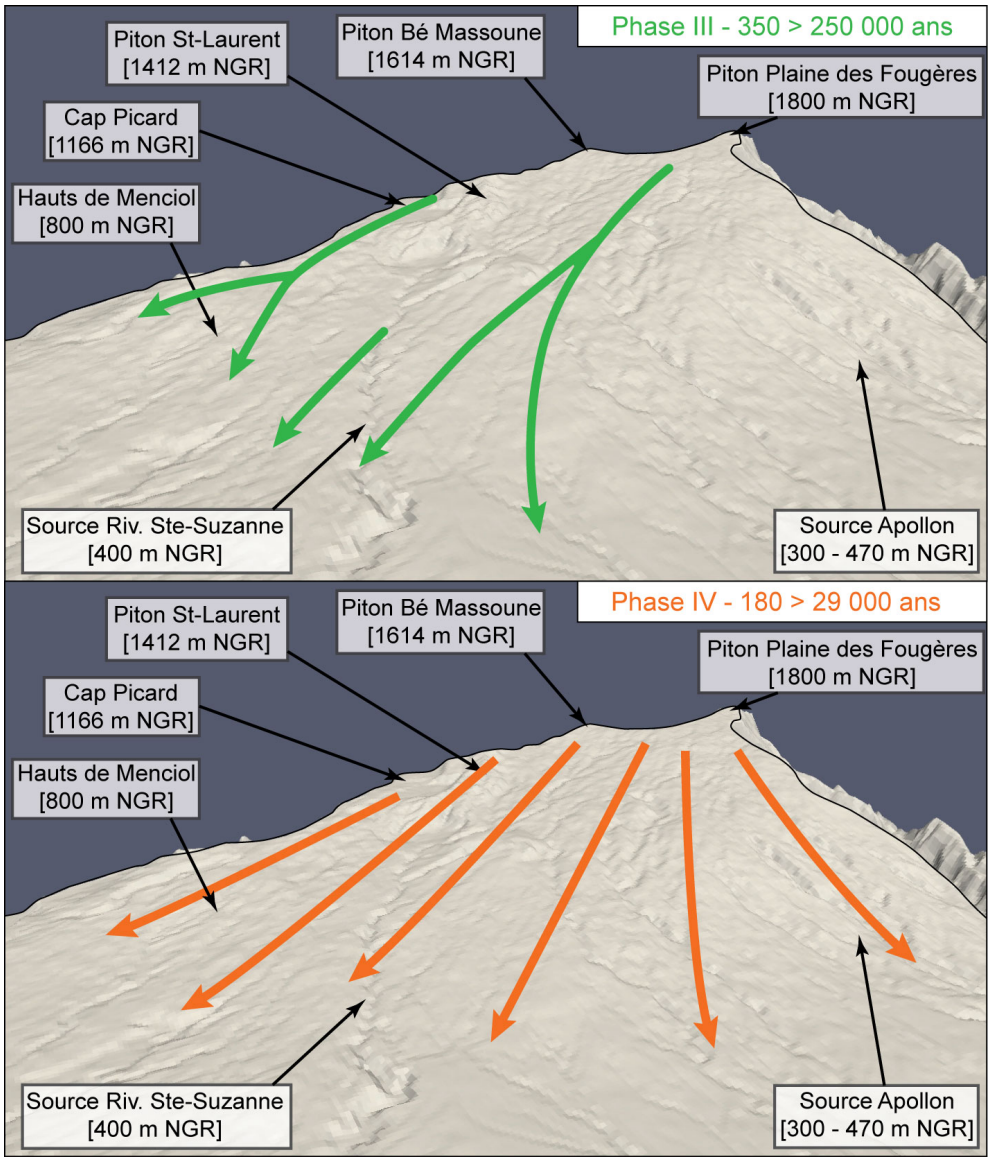


FIGURE 5.14 – Schémas 3D des axes de mises en place des formations volcaniques durant les phases érutives III, IVa et IVb. Alors que les formations de la phase IV recouvrent la quasi-totalité de la Plaine des Fougères, les coulées de lave différenciées de la phase III sont chenalisées dans les structures érosives des océanites.

L'interprétation des résultats géophysiques permet de retrouver tous les ensembles géologiques décrits sur la zone en précisant la géométrie en 3D du versant. Alors que le versant semble géologiquement homogène, hormis le massif ancien Piton St-Laurent, l'approche proposée permet d'imager et délimiter une structuration complexe. La base du versant (*i.e.* dans la gamme de profondeur de l'AEM) est composée d'océanites anciennes altérées en surface. Cette paléo-morphologie a été remplie durant la phase II et la phase III, l'ensemble recouvert par des formations récentes de la phase IV (Figure 5.14).

Pour finir, il est important de remarquer que la structuration géo-électrique est défi-

nie en fonction des contrastes de résistivité. Les limites entre les phases éruptives sont définies par un contraste résistant sur conducteur. Le conducteur, interprété comme un profil/paléo-profil d'altération est situé au dessus d'un résistant qui correspond à des formations de la même phase éruptive moins altérées.

Hydrogéologie de la Plaine des Fougères

Une fois que les structures géo-électriques ont été analysées, elles peuvent être confrontées aux données hydrogéologiques. L'altitudes des différentes sources présentes sur le versant correspondent :

- soit au contact entre les formations de la phase IV et le paléo-profil des océanites anciennes pour les sources A, B et C ;
- soit au contact entre les coulées différenciées de la phase IV et les coulées de la phase II et III pour les sources D et E (Tableau 5.1).

Il semble donc que les sources présentes sur le versant soient liées aux résistants superficiels interprétés comme les formations de la phase IV. L'AEM image ces formations récentes sur la majorité du versant en dessous de 1 000 m NGR. Avec des épaisseurs variant de 20 à 80 m, ces formations géologiques sont découpées par le dense réseau hydrologique. Ces caractéristiques sont cohérentes avec les analyses chimiques de SANQUER et al. [2007], qui montrent que ces sources sont soutenues par des aquifères superficiels de faible extension. Ce résultat semble valider l'hypothèse que les contrastes de résistivité (résistant sur conducteur) correspondent à des contrastes de perméabilité suffisants pour permettre l'émergence de sources.

Dès lors, il est possible d'interpréter l'imagerie géophysique à partir de cette hypothèse :

Résistant sur conducteur
⇓
Contraste de perméabilité
⇓
Stratification des écoulements permettant l'émergence de source.

Alors, les remplissages des deux paléo-vallées (R1 et R2) reposent sur une morphologie moins perméable favorisant la concentration des eaux souterraines dans les formations différenciées. Ces géométries permettent la mise en place d'importants aquifères qui drainent une partie des eaux souterraines du sommet de la Plaine des Fougères jusqu'au littoral. Les ravines n'étant pas assez profondes, ces aquifères, alimentés par l'infiltration de l'eau dans les ravines ou par le drainage des aquifères perchés superficiels, ne soutiennent pas de source. Les circulations d'eau souterraine dans le versant de la Plaine des Fougères sont donc stratifiées entre :

1. les aquifères perchés superficiels dans les formations de la phase IV qui soutiennent les sources présentent sur le versant ;
2. les aquifères perchés dans les coulées de lave de la phase II et III qui drainent les écoulements dans les paléo-vallées ;
3. l'aquifère de base dans les océanites de la phase I qui a été recoupé par la GSAM.

De telles structures hydrogéologiques créent des axes de circulations préférentielles des eaux souterraines qui impactent non seulement la recharge de l'aquifère de base sur le

littoral mais aussi son fonctionnement.

Sur le littoral en aval de la Plaine des Fougères, AUNAY et al. [2010] analysent des différences hydrochimiques entre une masse d'eau superficielle rechargée directement par la pluie et un aquifère plus profond lié à des infiltrations plus lentes. La stratification des eaux souterraines sur le versant permettrait d'obtenir une telle déconnexion. Cette hypothèse est renforcée par l'analyse géophysique du réseau RIS présentée dans le rapport de BOURHANE et al. [2016]. Les profils de résistivité présents sur la côte nord et est de l'île imagent des résistants en profondeur qui pourraient être liés à une stratification de l'aquifère en profondeur (*e.g.* comme pour les aquifères détritiques du chapitre 4). Ces résultats appuient la définition du complexe aquifère régional proposée dans le chapitre 3, qui décrit un aquifère de base alimenté par les flux d'eau souterraine circulant dans les différentes phases volcaniques. Dans les secteurs où les conditions climatiques accentuent le développement des profils d'altération météorique, l'aquifère de base est donc marqué par des déconnexions hydrauliques en fonction des différents paléo-profils d'altération.

Pour finir, la profondeur d'investigation de l'AEM ne permet pas d'imager le sous-sol à l'altitude de la GSAM. En revanche, les deux venues d'eau de la galerie sont localisées sous la paléo-vallée principale. Ces deux aquifères sont peut-être alimentés par le drainage de l'aquifère perché dans la phase III. Cette hypothèse pourrait être la raison de la présence de deux faciès hydrochimiques dans les venues d'eau [AUNAY et al., 2010] : (i) les eaux peu évoluées provenant de l'aquifère perché et (ii) des eaux évoluées qui circulent depuis plus longtemps dans l'aquifère de base.

5.1.3 Axes de remplissage d'une dépression : la Plaine des Palmistes

La Plaine des Palmistes correspond à une dépression dans la zone de transition entre le massif du PdN et le massif du PdF. Elle est large de 2 à 4 km et allongée sur environ 8 km selon une direction nord/est - sud/ouest avec une altitude moyenne de 1000 m NGR. Située sur le versant au vent, elle est fortement arrosée avec une pluviométrie moyenne supérieure à 4000 mm/an (Météo-France, cumul moyen annuel 1970-2009).

À la frontière entre les deux volcans de l'île, la plaine est constituée d'un substratum de coulées de lave anciennes qui sont recouvertes par les formations récentes du PdF. Cette structuration a permis la mise en place d'un aquifère d'ores et déjà exploité pour l'alimentation de la population de la plaine. Toutefois, l'augmentation de la population augmente les besoins en eau de la commune, ce qui pousse l'Office de l'Eau de La Réunion à mettre en place des études hydrogéologiques du secteur pour étudier le potentiel de cet aquifère perché sur les coulées de lave anciennes.

L'objectif dans ce secteur est d'interpréter le modèle de résistivité AEM pour **analyser les structures géologiques de remplissage d'une morphologie ancienne** afin de **déterminer les axes de drainage des eaux souterraines dans la Plaine des Palmistes**. Alors que le cœur de la plaine, trop urbanisé, n'a pas été couvert par la géophysique héliportée, les données acquises permettent d'imager les zones en amont. Ainsi, l'étude tend à imager les structures de remplissage récent sur les zones amont de la plaine afin de déterminer les zones d'écoulements préférentiels et les structures favorisant la recharge de l'aquifère de la Plaine des Palmistes.

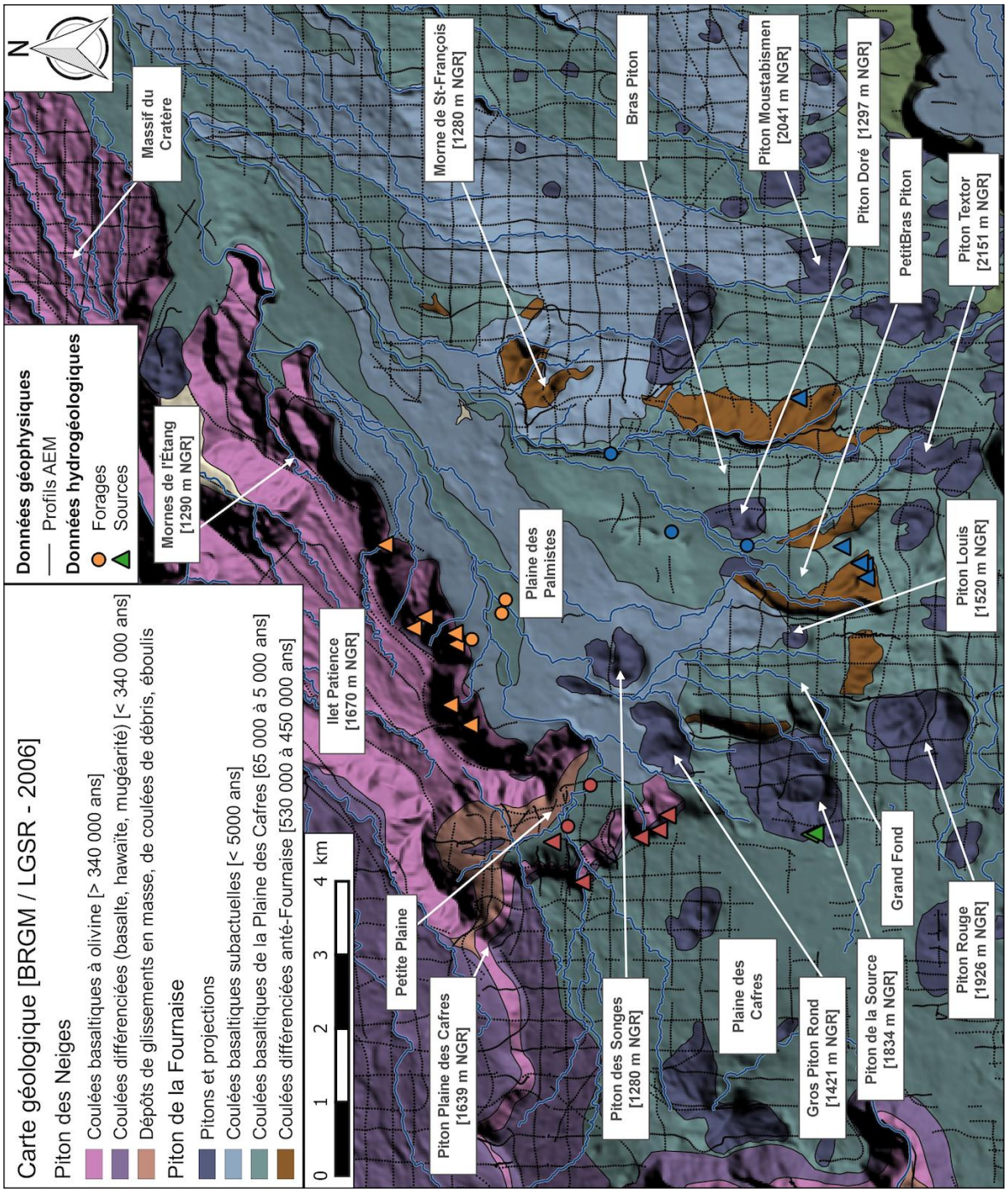


FIGURE 5.15 – Carte géologique de la Plaine des Palmistes. Les données utilisées dans la présente étude sont localisées : la carte géologique de 2006 [BRGM & LGSR, 2006] ; les sources et forages présents dans le secteur et les sondages AEM utilisés. Voir Tableau 5.2 pour le code couleur des sources qui a été établi en fonction de leur localisation sur le versant.

Contexte géologique et hydrogéologique

Le substratum de la plaine est constitué des formations $\beta\pi_{II}$, coulées basaltiques à phénocristaux d'olivine dominantes (basaltes, basaltes à olivine et océanites) de la phase II du PdN, visibles ponctuellement sur les remparts sud ainsi que sur l'ensemble du massif d'Ilet Patience BILLARD et al. [1974]. Ce substratum est recouvert par les formations $\beta\pi_{IV}$ qui sont des coulées basaltiques aphyriques ou à phénocristaux d'olivine du PdF (Figure 5.15). La carte de BILLARD et al. [1974] ne permet pas de différencier les

différentes phases du PdF. Il a donc été préféré la carte géologique du BRGM & LGSR [2006] qui distingue le remplissage de coulées de la « série subactuelle (< 5 000 ans) » recouvrant des coulées de la « Série de la Plaine des Cafres (65 000 à 5 000 an) ». Au nord, le substratum est composé par les formations de la « Série des océanites (> 350 000 ans) » et de la « Série différenciée (< 340 000 ans) » du PdN. En revanche au sud, les formations de la « Série alcaline anté-Fournaise (530 000 à 450 000 ans) » forment le substratum de la plaine. Les séries anté-Fournaise de BRGM & LGSR [2006] correspondent aux séries du Volcan des Alizés de LÉNAT et al. [2001] (Figure 5.2).

La transition entre les deux massifs volcaniques est marquée par de nombreux pitons et projections qui témoignent de l'activité volcanique intense qui a permis le remplissage de la paléo-morphologie du substratum. Quatre pitons sont présents dans la Plaine des Palmistes : Piton des Songes, Doré, Louis et Gros Piton Rond (Figure 5.15). Pour mieux appréhender l'organisation en profondeur, CPFG et al. [1992] ont réalisé une étude géophysique du secteur à partir de sondages électriques. Ils concluent que la Plaine des Palmistes correspond à un sillon provenant de mécanismes érosifs de grande ampleur. Il a été comblé par des coulées de lave récentes issues de la Plaine des Cafres et du Piton de la Fournaise. Ce remplissage est un complexe hétérogène de coulées de lave basaltique pouvant atteindre plus de 600 m d'épaisseur.

Les données hydrogéologiques sont divisées selon quatre secteurs (Tableau 5.2) : (i) la Plaine des Palmistes (PdP), (ii) Bras Piton au Sud (BP), (iii) Bras Noir au Nord-Ouest (BN) et (iv) les remparts de la Plaine des Cafres (PdC). AUNAY et al. [2012a] décrivent précisément le contexte géologique des émergences dans le secteur de la Plaine des Palmistes. Celles-ci apparaissent à la faveur de changements lithologiques pouvant appartenir à un même ensemble géologique [AUNAY et al., 2012a] :

- Les sources du secteur PdP (Tableau 5.2) sont à proximité du contact « Série des océanites (> 350 000 ans) » sous-jacente / « Série différenciée (< 340 000 ans) » sus-jacente ou « Série de la Plaine des Cafres (65 000 à 5 000 an) » sus-jacente.
- Les sources du secteur BP (Tableau 5.2) émergent à proximité du contact « Série alcaline anté-Fournaise (530 000 à 450 000 ans) » sous-jacente / « Série de la Plaine des Cafres (65 000 à 5 000 ans) » sus-jacente.
- Les sources du secteur BN (Tableau 5.2) sont à proximité du contact « Série des Océanites (> 350 000 ans) » sous-jacente / « Série différenciée (< 340 000 ans) sus-jacente ou « Série de la Plaine des Cafres (65 000 à 5 000 an) » sus-jacente.

Les auteurs précisent que le postulat attribuant une perméabilité proportionnellement inverse à l'âge des roches est donc bien respecté pour l'ensemble des sources du secteur de la Plaine des Palmistes [AUNAY et al., 2012a]. Les zones d'émergence de sources sont caractérisées par des changements importants de géologie qui pourront, sans doute, être imagés par la géophysique héliportée. Le fonctionnement de l'aquifère de Plaine des Palmistes reste encore mal compris. La connexion hydraulique des aquifères de la Plaine des Palmistes, de la Plaine des Cafres, de la forêt de Bébour et de Petite Plaine, a été mise en avant par plusieurs études [ANTEA, 2001 ; AUNAY et al., 2012a]. Des simulations hydrodynamiques de l'aquifère ont montré une forte sensibilité aux paramètres d'alimentation [FOLIO, 2001]. La géophysique ne permettra pas d'améliorer la connaissance du fonctionnement transitoire de l'aquifère. En revanche, l'objectif de l'étude doit tendre à :

- Mettre en évidence des limites structurales qui pourraient contraindre les écoulements souterrains ;

– Délimiter des structures géologiques favorisant les écoulements souterrains (*i.e.* paléo-remplissages).

Forages		
Secteur	**Nom**	**Altitude surface - fond (m NGR)**
PdP	Forage S2 Bras Creux	1065 - 920
	Forage S3 Bras Calumets	1057 - 883
	Forage Gradient Géothermique	1070 - 943
BN	Forage S1 Petite Plaine	1189 - 1096
	Forage Ravine Bras Noir	1196 - 1168
BP	Bras Piton	1320 - 1024
	Forage du Piton des Fées	1242 - 1007
	Sondage le Grand Bras Piton	1117 - 1109
Sources		
Secteur	**Nombre de sources**	**Altitude min - max (m NGR)**
PdP	7	1000 - 1440
BN	5	1400 - 1500
BP	5	1605 - 1860
PdC	2	1608

TABLEAU 5.2 – Synthèse des forages et des sources présents vers la Plaine des Palmistes. Ils sont regroupés selon quatres secteurs : PdP : Plaine des Palmistes, BN : Bras Noir, BP : Bras Piton et PdC : Plaine des Cafres. Le code couleur des secteurs est conservé pour leur localisation sur la Figure 5.15.

Imagerie des structures géo-électriques

Les limites de l'utilisation d'intervalles de résistivité a été démontrée au niveau de la Plaine des Fougères. Cette approche utilisant le cube 3D de résistivité permet toutefois d'identifier les grandes structures, avant d'analyser leurs géométries et extensions sur les profils 2D de sondages inversés. Sur la Figure 5.16, les profils 2D illustrent une grande variabilité des résistivités (entre 100 et 2500 Ω·m) sur la Plaine des Palmistes et ses alentours.

En premier lieu, la partie nord (Mornes de l'Étang à la Plaine des Cafres) ressort plus conductrice que le secteur sud (versant sud du PdF jusqu'au sud de la Plaine des Cafres - Figure 5.16). Ce contraste semble cohérent avec la délimitation des deux principaux massifs de La Réunion : le PdN et le PdF. Le secteur nord est marqué par d'importants conducteurs en surface sur les massifs d'Ilet Patience (C1) et Mornes de l'Étang. Un contraste similaire est visible sur la Plaine des Cafres (CN2). Sur l'ensemble du versant sud du PdF, un important résistant est recouvert d'un horizon conducteur, alors qu'à l'ouest, un important résistant superficiel est présent en aval de Grand Fond (R6). Les secteurs de Bras Piton, Petit Bras Piton et Grand Fond sont marqués par plusieurs structures résistantes (> à 1000 Ω·m) orientées sud-ouest / nord-est (R3 et R6). Au niveau du Morne de St-François, une zone conductrice superficielle (C1 - < à 500 Ω·m) est localisée entre d'importantes structures résistantes (R1 et R3).

Cette analyse préliminaire montre une importante structuration sub-superficielle en provenance du PdF. Les secteurs du côté du PdN sont caractérisés de manière préféren-

tielle par un horizon conducteur superficiel recouvrant des résistants. Des travaux préliminaires ont permis de démontrer la faible influence des structures du nord de la plaine concernant la mise en place du remplissage et le fonctionnement hydrogéologique [DUMONT, 2017]. À partir de ces résultats, la suite de l'analyse s'oriente principalement sur les structures résistantes orientées sud-ouest / nord-est entre Piton de la Source, Piton Moutabismen et le cœur de la plaine (Figure 5.15).

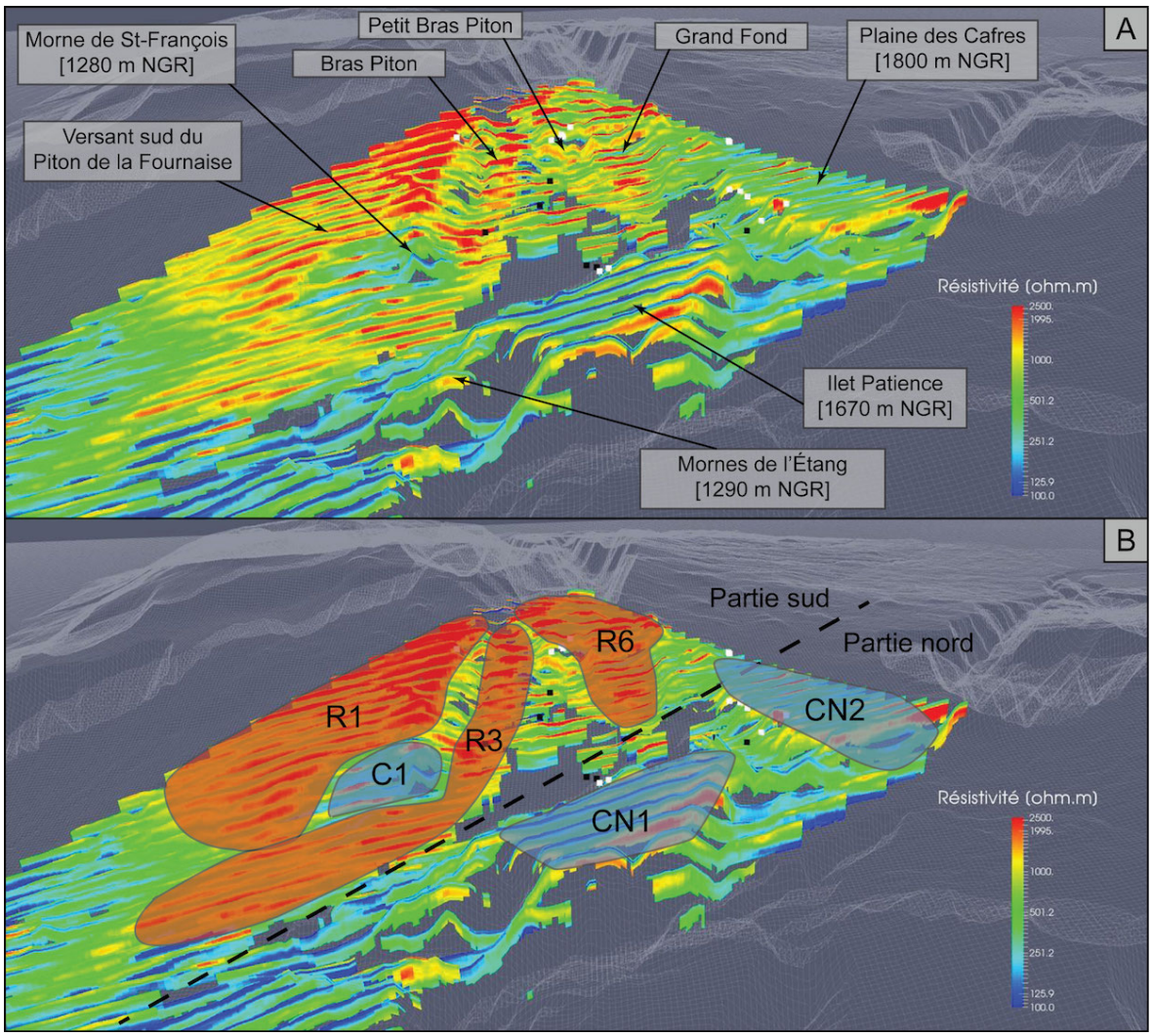


FIGURE 5.16 – [A] - Profils 2D de résistivité orientés est / ouest sur l'ensemble de la Plaine des Palmistes. Les profils ont été tracés dans le cube 3D de résistivité provenant de l'interpolation du modèle de résistivité régional. Les résistivités sont représentées par une échelle de couleur de 100 à 2500 Ω·m. [B] - Délimitation des principales structures géo-électriques. La planèze est visualisée du nord (Ilet Patience) jusqu'au sud (Bras Piton, Petit Bras Piton, Grand Fond).

Analyse des données de géophysique héliportée

Pour développer les résultats préliminaires, 4 profils 2D de résistivité sont étudiés pour valider les structures géo-électriques et les confronter avec les données magnétiques (*i.e.* RTP). Le centre de la plaine étant trop urbanisé, les données AEM disponibles sont concentrées sur les bordures. L'analyse se concentre donc sur la partie nord de la plaine où d'importantes structures géo-électriques semblent connecter la Plaine des Cafres avec le centre de la Plaine des Palmistes. Comme pour la Plaine des Fougères,

l'interprétation des profils se concentre sur la géométrie des contrastes de résistivité. Les deux premiers profils (POE-01 et 02), orientés ouest-est pour recouper les structures perpendiculairement, sont respectivement positionnés pour imager les secteurs de Grand Fond/Bras Noir (Figure 5.18), et Morne de St-François (Figure 5.19). Les deux autres profils sont orientés sud-nord pour suivre l'évolution des résistivités le long de la pente. Le premier (PSN-01) est localisé sur le versant du PdF jusqu'à la Plaine des Palmistes (Figure 5.20), alors que le second (PSN-02) est continu entre la Plaine des Cafres et Grand Fond (Figure 5.21).

Pour commencer, la structuration du versant sud du PdF est imagée par les profils POE-01 et PSN-01. Le profil ouest-est, Figure 5.18, image une structure en sandwich avec un important résistant superficiel (R1 - 2500 Ω·m), qui recouvre, à l'est, un second résistant (R2 - 2500 Ω·m), et à l'ouest, un conducteur (C1 - 250 à 500 Ω·m). La séparation entre les deux résistants R1 et R2 est délimitée par un fin horizon plus conducteur (250 à 500 Ω·m).

Dans le sens de la pente, PSN-01 (Figure 5.20), image une continuité des deux structures résistantes R1 et R2. Au deux-tiers de la pente, un contact oblique sépare R2 et C1, le tout toujours recouvert par R1 dont la géométrie au niveau de la Plaine des Palmistes ressemble au remplissage d'une paléo-vallée. À l'ouest, le conducteur C1 affleure au niveau du massif Morne de St-François. L'anomalie magnétique est cohérente avec cette structuration géo-électrique avec une anomalie positive pour les secteurs résistants (R1 et R2) alors que l'anomalie est négative lorsque C1 est présent à la surface ou en profondeur.

La frontière entre le versant sud du PdF et l'amont de la Plaine des Palmistes (Secteur de Bras Noir) est imagée sur les profils POE-01 et 02. En aval, un contact oblique sépare le conducteur C1 des résistants R3 (2000 Ω·m) et R4 (1000 à 1500 Ω·m). Ces résistants reposent sur un horizon plus conducteur que C1 (C2 - < 100 Ω·m), ce contraste de résistivité important empêche de conclure à une continuité des structures conductrices (Figure 5.18). En amont, le profil POE-02 image la continuité de R3, R4 et C2 qui sont alors en contact avec le résistant R2 (Figure 5.19). Alors que la géométrie des contacts souligne un recouvrement de C1 par R3 et R4 en amont, c'est le résistant R2 qui les recouvre en aval. Il semblerait donc que les trois structures résistantes convergent dans le coeur de la plaine pour ne former qu'un seul et unique résistant superficiel.

Vers l'ouest, une structuration géo-électrique complexe entre Bras Piton et Grand Fond est imagée par le profil POE-02 (Figure 5.19). Dans ces secteurs, les ruptures de pentes sont le fruit de l'érosion qui a découpé des piles de coulées de lave subhorizontales. Les contrastes de résistivité parallèles à la topographie sont donc incohérents avec la structure géologique. Le modèle de résistivité régional est limité aux niveau des variations abruptes de la topographie où des artéfacts due à l'inversion régionale biaise l'interprétation. Néanmoins, ce profil souligne la présence de plusieurs structures résistantes superficielles (R3 / R5 / R6), réparties sur les différentes terrasses topographiques. Ces structures semblent toutes recouvrir le résistant R4 dont les résistivités diminuent au contact des résistants superficiels (POE-02 - Figure 5.19). En dessous, le conducteur C2 semble continu sur l'ensemble du secteur jusqu'à la Plaine des Cafres où l'on retrouve la même organisation géo-électrique. En surface, le Piton de la Source ressort distinctement par un important résistant (2000 Ω·m) reposant sur un horizon intermédiaire (250 à 800 Ω·m) puis le conducteur C2 (< 100 Ω·m).

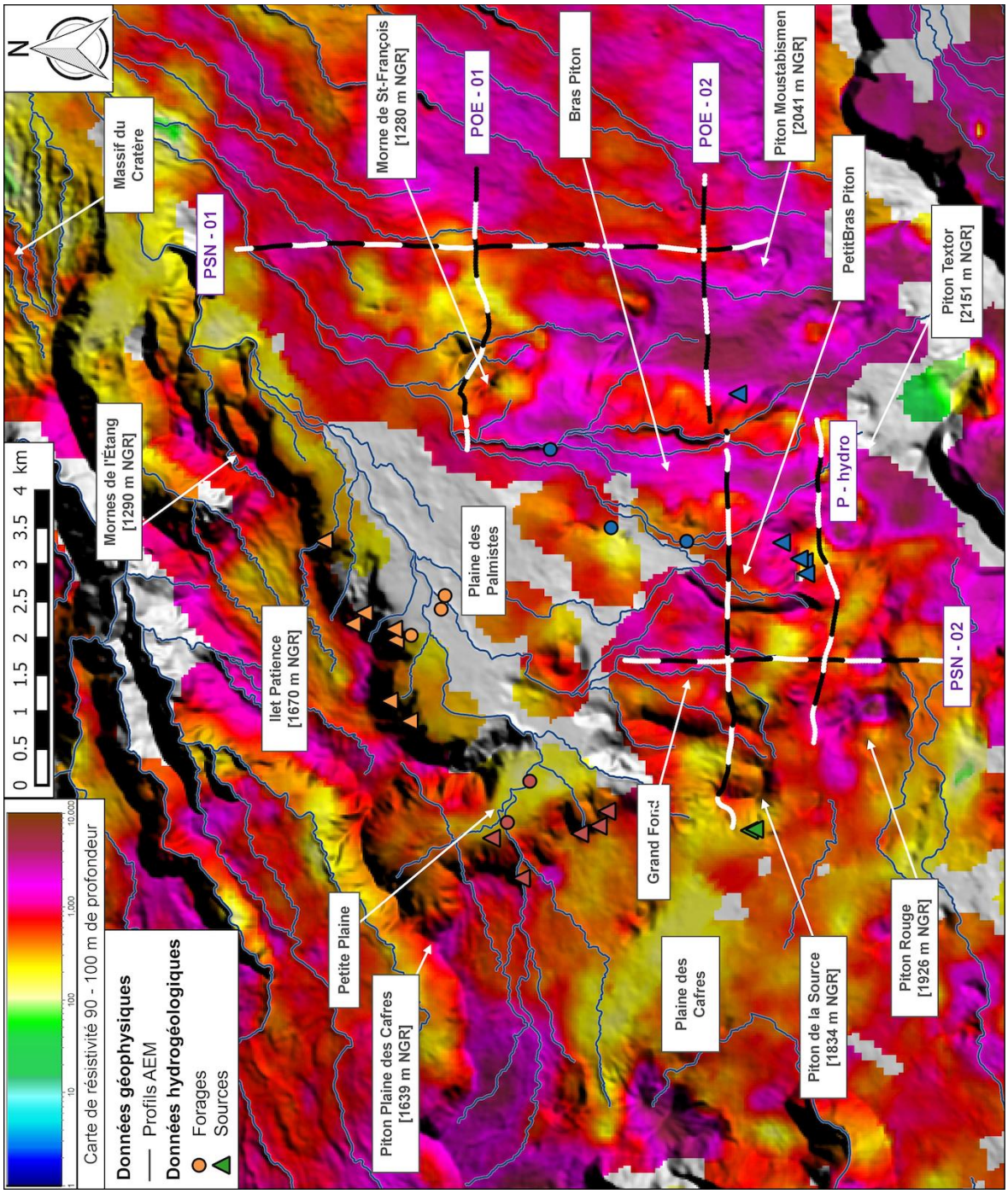


FIGURE 5.17 – Carte des résistivités, à 90-100 m de profondeur, de la Plaine des Palmistes. Les résistivités sont représentées par une échelle de couleur de 1 à 10 000 Ω·m. Les 5 profils 2D de résistivité et RTP sont représentés en noir et blanc selon leur distance sur le profil. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m. Les sources et les forages du secteurs sont représentés en fonction de leurs localisations, voir Tableau 5.2 pour le code couleur.

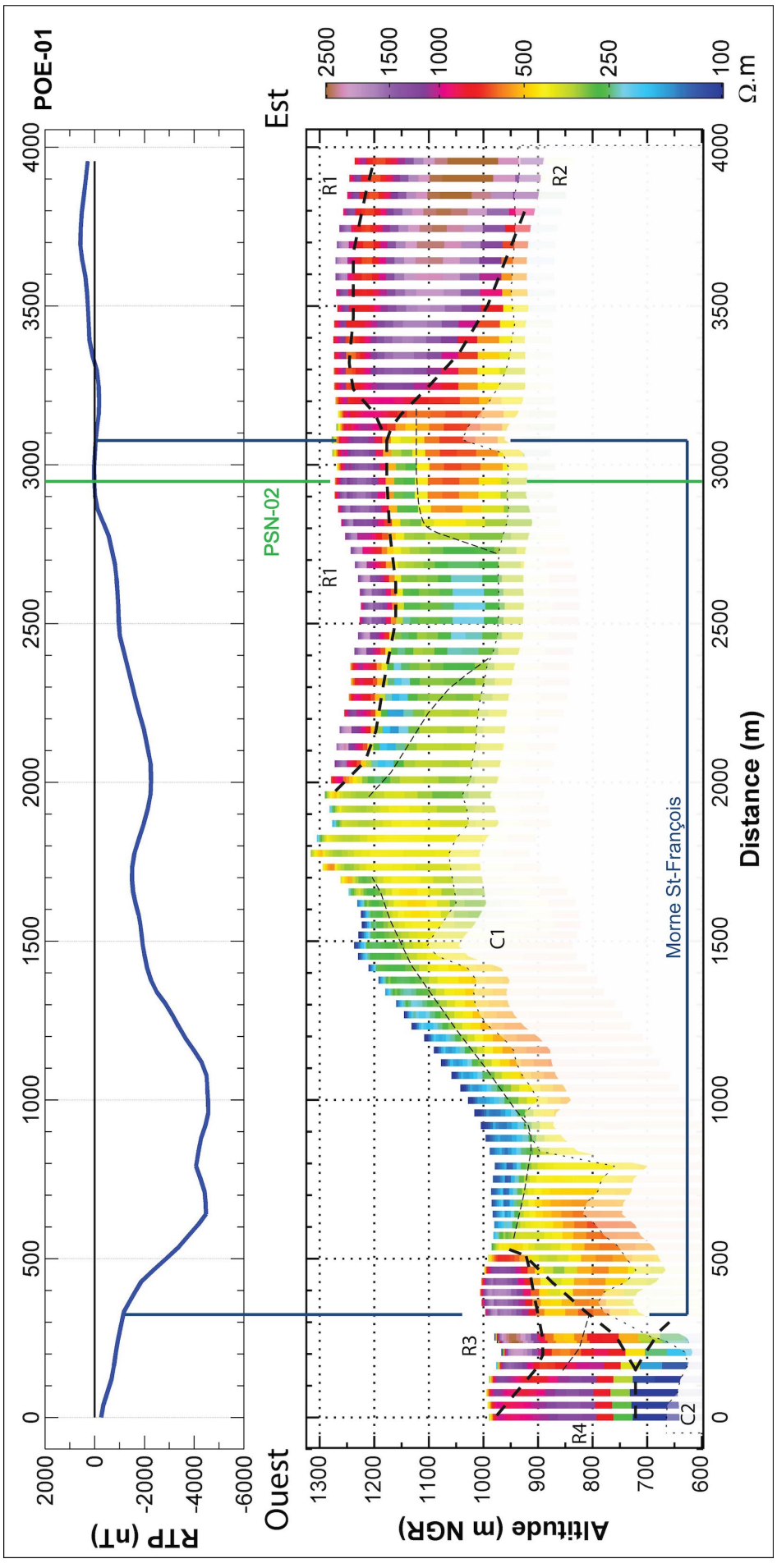


FIGURE 5.18 – Profils de résistivité et RTP, POE-01, sur la Plaine des Palmistes, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.16.

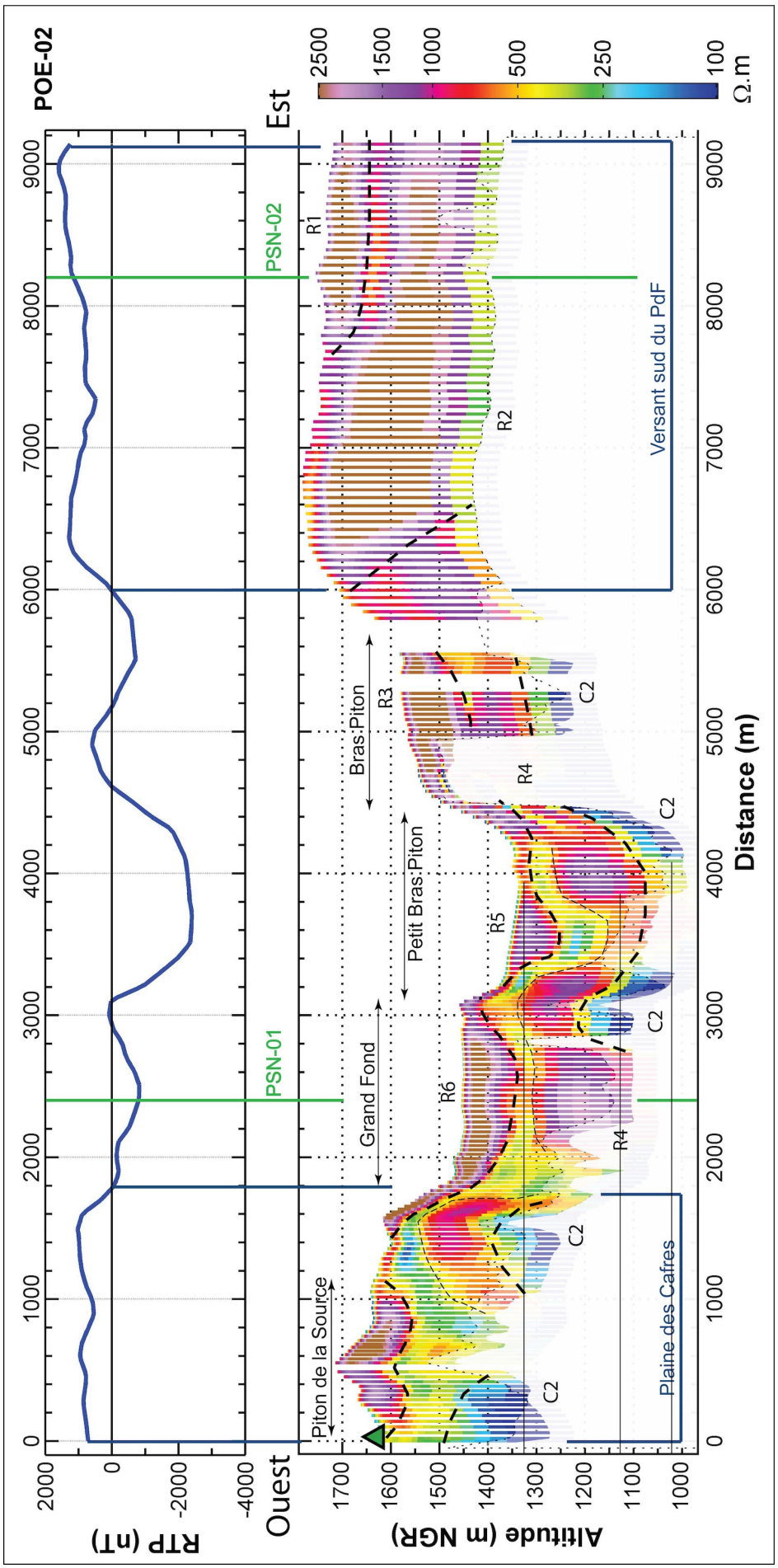


FIGURE 5.19 – Profils de résistivité et RTP, POE-02, sur la Plaine des Palmistes, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.16.

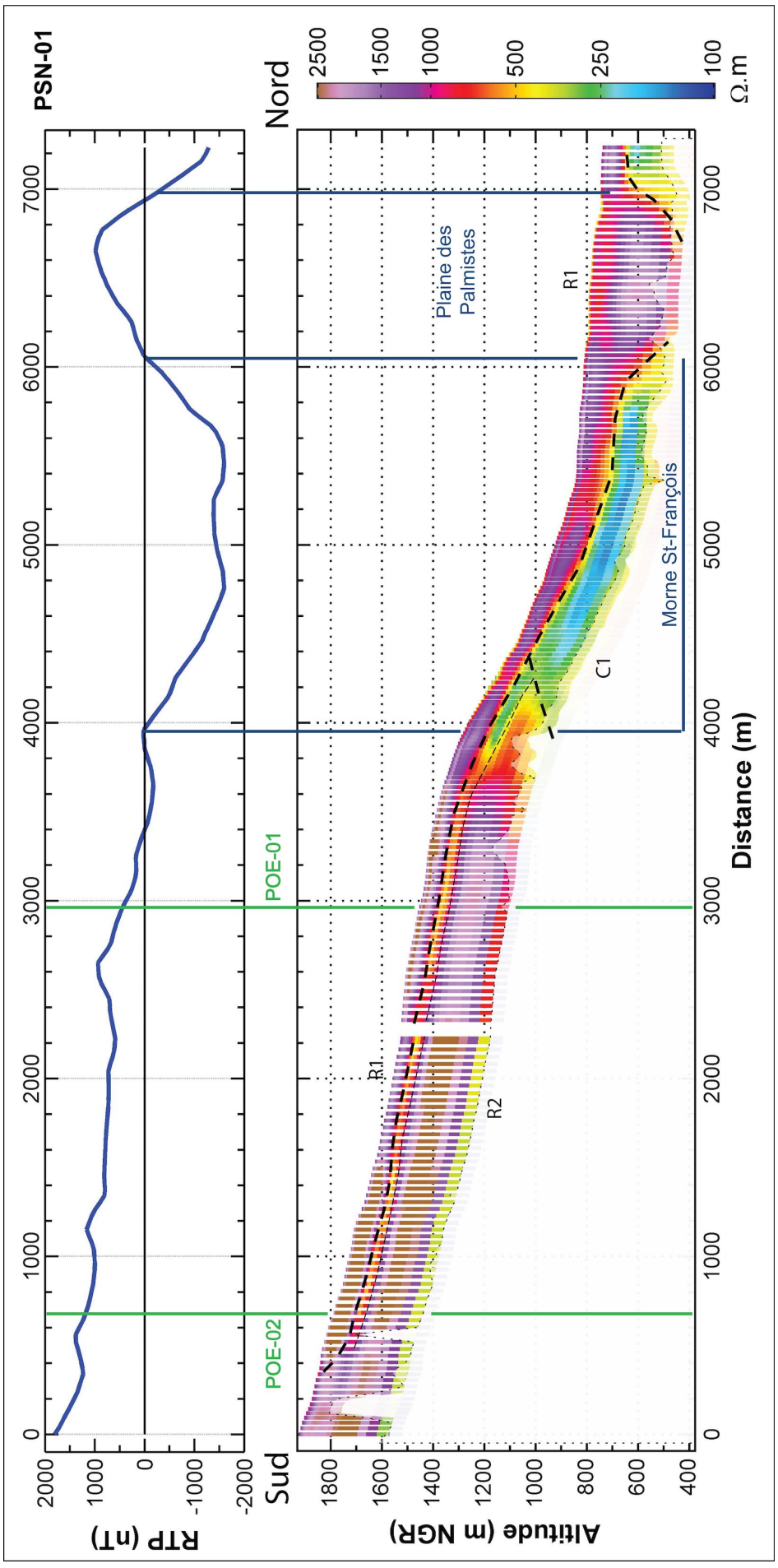


FIGURE 5.20 – Profils de résistivité et RTP, PSN-01, sur la Plaine des Palmistes, orientés sud-nord. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.16.

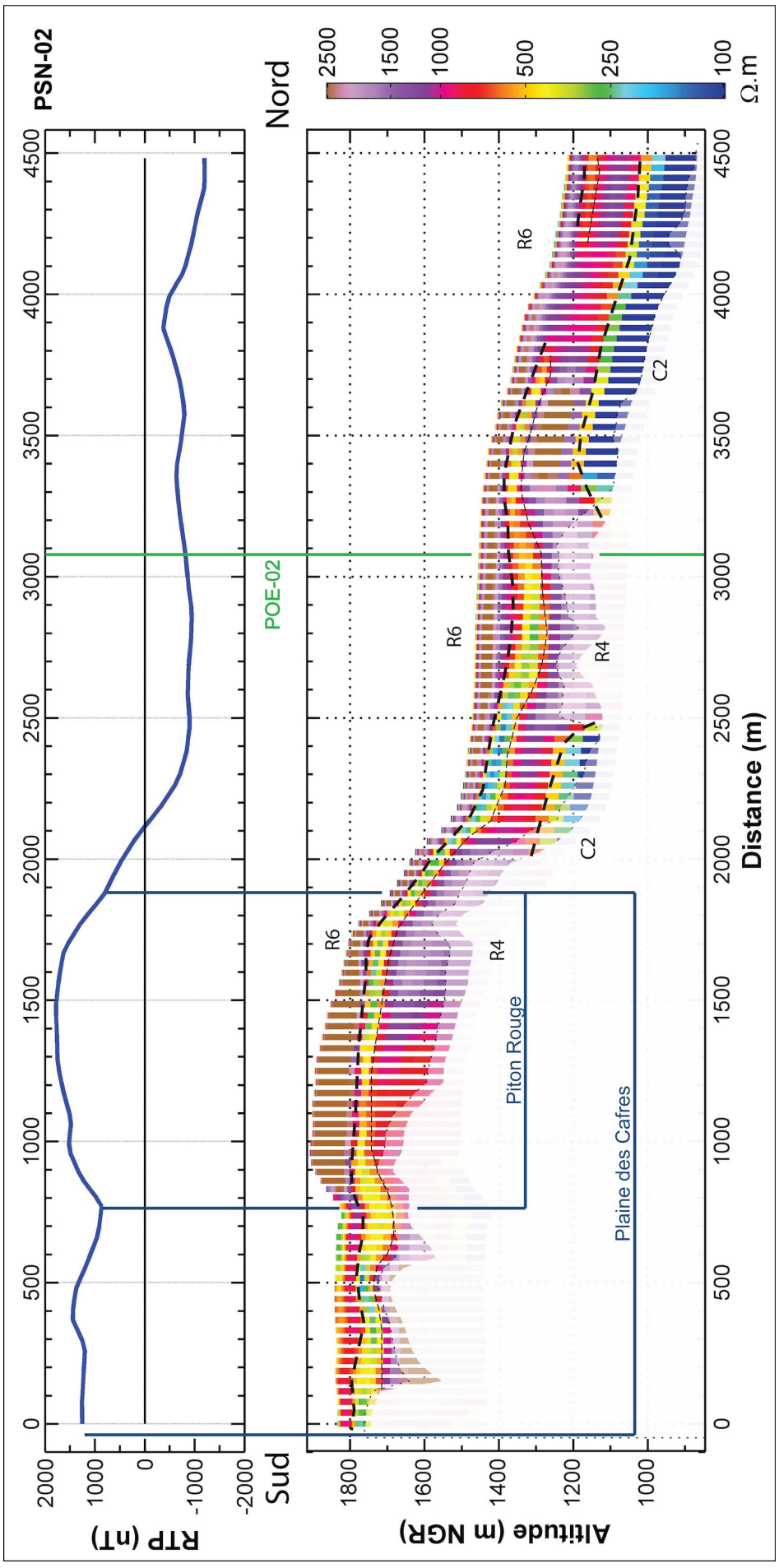


FIGURE 5.21 – Profils de résistivité et RTP, PSN-02, sur la Plaine des Palmistes, orientés sud-nord. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.16.

La continuité des structures R4 et R6 le long de la pente est illustrée sur le profil PSN-02 (Figure 5.21). Encore une fois, le conducteur C2 apparaît et disparaît en fonction de la topographie et de la paléo-morphologie (PSN-02 - Figure 5.21). Alors que la structuration de Grand Fond et Bras Piton semble complexe et déconnectée d'ouest en est, les profils sud-nord imagent des structures continues le long de la topographie. Cette différence est aussi présente sur l'anomalie magnétique qui est difficilement interprétable sur le profil POE-02, alors que sur PSN-02, elle met en avant la délimitation entre la Plaine des Cafres et Grand Fond. En effet, l'anomalie magnétique possède une signature positive cohérente avec la présence de R1/R2 sur le versant du PdF, ou avec les résistants de la Plaine des Cafres. Dans la zone amont de la Plaine des Palmistes, le signal magnétique se rapproche de 0 nT avec beaucoup de variations peu corrélées avec les résistivités.

Cartographie des structures géologiques

Sur la Plaine des Fougères, les contrastes géo-électriques pouvaient être trop diffus pour être délimités par les cartes de résistivité. Ici, c'est la structuration géo-électrique en sandwich qui limite l'utilisation des cartes de résistivité (Figure 5.17) à cause du nombre de structures différentes (6 résistants et 2 conducteurs) ainsi que de l'hétérogénéité des structures et de la topographie. Toutefois, l'anomalie magnétique semble pouvoir synthétiser les principaux axes de remplissage de la paléo-morphologie.

Sur les profils POE-01 et PSN-01, la structure conductrice C1 correspond à une anomalie magnétique négative (Figures 5.18 et 5.20). L'anomalie permet donc de délimiter la frontière entre C1 et les principales structures résistantes autour (R1, R2, R3 et R4). En revanche, dans les secteurs de Grand Fond, Petit Bras Piton et Bras Piton, toutes les structures résistantes ne concordent plus avec l'anomalie magnétique :

- la structure R3 ne correspond pas entièrement à une anomalie positive et sa cartographie sous-estimera son extension (Figure 5.18) ;
- les structures R5 et R6 ne semblent pas du tout marquer l'anomalie magnétique (Figure 5.19) ;
- la structure R4, sous l'ensemble des autres résistants ne pourra pas être délimitée.

En revanche, la Plaine des Cafres correspond à une anomalie magnétique positive qui s'arrête au niveau des remparts de la Plaine des Palmistes (Figures 5.19 et 5.21). L'anomalie magnétique permet alors de délimiter les structures résistantes principales (R1/R2 et R3), les formations anciennes du Morne de St-François et la limite avec la Plaine des Cadres. À l'intérieur de la Plaine, les structures R1 en aval et R3 en amont possèdent une signature magnétique propre suffisamment claire pour être cartographiée. L'anomalie magnétique permet de focaliser la cartographie sur les principaux axes de remplissage.

Le modèle de résistivité du nord de la plaine n'a pas été analysé ci-dessus mais des travaux préliminaires ont permis d'apporter des éléments de réponses sur la structuration géo-électrique et géologique [DUMONT, 2017]. Cette étude a mis en avant que les formations d'Ilet Patience et Mornes de l'Étang, plus anciennes que la plaine, sont présentes aux pieds des massifs, suggérant une déconnexion entre les deux entités et la plaine. En amont, la zone de Petite Plaine est constituée de formations anciennes recouvertes par un fin remplissage récent qui s'étend jusqu'au cœur de la plaine. La qualité de la géophysique (*i.e.* artéfacts liés à la topographie) n'a pas permis de valider la présence de ce recouvrement sur les pentes entre Petite Plaine et la Plaine des Cafres,

mais la présence de sources semble démontrer le contraire.

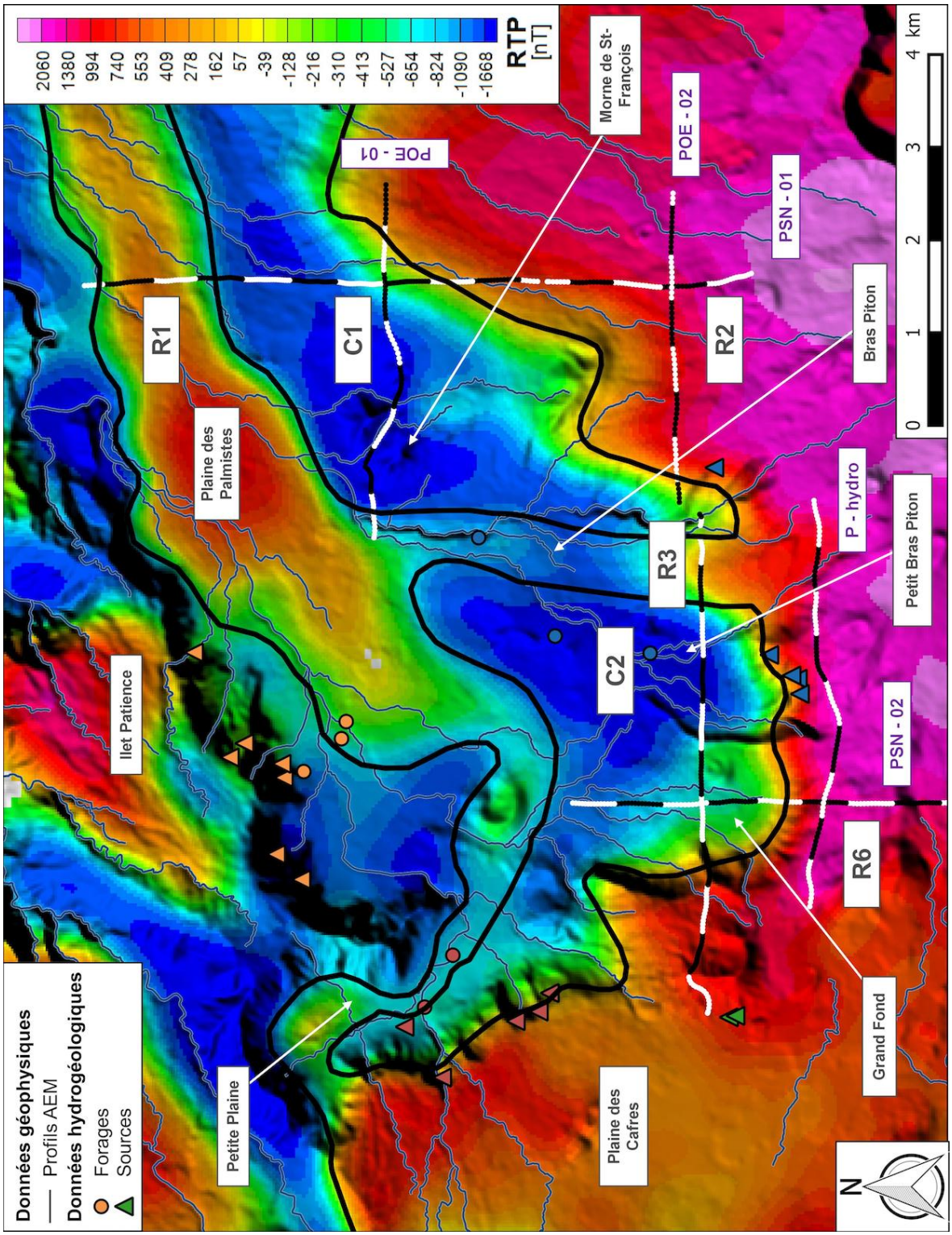


FIGURE 5.22 – Carte de l'anomalie magnétique RTP et des structures géologiques de la Plaine des Palmistes. Uniquement 4 structures résistantes (R1 / R2 / R3 / R6) et les 2 conductrices (C1-C2) sont délimitées par des lignes noires. Les sondages des 4 profils 2D de résistivité et RTP sont représentés en noir et blanc selon leur distance sur le profil. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m.

La carte de la Figure 5.22 propose une délimitation des principales structures géolo-

giques de la Plaine des Palmistes à partir de l'analyse des structures géo-électriques et de l'anomalie magnétique. Cette cartographie reste incomplète car fortement contrôlée par (i) la structuration en sandwich ne permettant pas de délimiter toutes les structures en une carte et (ii) les structures conductrices profondes dont l'anomalie négative marque fortement la plaine. Toutefois, cette carte permet d'apporter des éléments importants : (i) les conducteurs C1 et C2 semblent imager la même formation et (ii) les résistants R1 et R3 se rejoignent dans le secteur aval de la plaine.

Interprétations des résultats géophysiques

L'imagerie géophysique permet de distinguer trois grands ensembles, les résistants superficiels (R1, R3, R5 et R6), les résistants plus profonds (R2 et R4) et enfin les conducteurs (C1 et C2).

Les structures conductrices C1 et C2 sont caractérisées par de faibles résistivités et une anomalie magnétique négative qui correspond soit aux océanites anciennes du PdN, soit aux formations anciennes du volcan des Alizées (Figure 5.2). La structure C1 qui affleure au niveau du Morne St-François conforte cette interprétation (Figure 5.22). Les deux structures sont imagées dans la partie sud de la Plaine des Palmistes et correspondent donc sûrement aux formations anciennes du Volcan des Alizées, le substratum de la plaine.

Les structures résistantes superficielles (R1, R3, R5 et R6) recouvrent une grande partie du secteur. Généralement de faible épaisseur, elles ne marquent pas réellement l'anomalie magnétique, en revanche, lorsque ces horizons sont assez importants (R1 et R3), ils possèdent des signatures positives. Sur le profil POE-02, l'extension latérale de R1 correspond exactement à la coulée de la « série subactuelle (< 5 000 ans) » provenant du Piton Moustabismen [BRGM & LGSR, 2006] (Figure 5.19), idem pour le Piton de la Source et Piton Rouge. Ces structures semblent donc correspondre aux dernières formations du PdF. Leurs résistivités importantes illustrent la faible altération de ces formations, ce qui est cohérent avec des coulées très récentes. La géophysique a permis de définir deux axes de mise en place de ces formations : (i) à partir des hauts de la Plaine des Cafres, les coulées descendent dans les secteurs de Grand Fond et Bras Noir, contournent Morne de St-François pour atteindre le centre de la paléo-vallée ; (ii) les coulées récentes se sont mises en place sur le versant sud du PdF jusqu'à la zone aval de la Plaine des Palmistes.

Les structures résistantes profondes (R2 et R4) sont localisées entre les résistants superficiels et les conducteurs profonds. D'après les informations géologiques, ils semblent donc correspondre aux formations de la « Série de la Plaine des Cafres (65 000 à 5 000 ans) ». Avant d'être recouvertes, ces formations ont été altérées, créant un horizon conducteur au niveau du contact avec les formations plus récentes. Sur le profil POE-02, on remarque que ces horizons conducteurs semblent suivre la paléo-morphologie et s'épaississent sous les points bas, ce qui pourrait correspondre à des zones d'accumulation des produits argileux de l'altération (Figure 5.19). Dans les secteurs de Grand Fond et de Bras Piton, ces formations ne sont pas assez épaisses pour masquer l'anomalie négative du substratum. En revanche, sur le versant du PdF et la Plaine des Cafres, ces formations voient leur puissance augmenter suffisamment pour que l'anomalie devienne positive.

Les résultats de la géophysique sur la Plaine des Palmistes permettent de mieux appréhender la répartition des formations géologiques et les processus de remplissage. Les coulées de lave les plus récentes proviennent des nombreux pitons présents sur la Plaine des Cafres et sur le versant du PdF . Celles-ci se sont écoulées selon la paléo-morphologie. Trois axes d'écoulements ont été mis en évidence au niveau de Grand Fond, Bras Piton et le versant du PdF. L'ensemble de ces coulées convergent vers la zone aval de la plaine. Dessous, les formations de la « Série de la Plaine des Cafres » ont une organisation plus complexe comme le montrent les nombreuses géométries de paléo-vallées imagées par l'AEM. Ces géométries nécessitent des travaux plus poussés pour être correctement définies et cartographiées. Enfin, les formations anciennes du volcan des Alizés affleurent au niveau du Morne de St-François avant de s'enfoncer sous la Plaine des Palmistes et le PdF.

Hydrogéologie de la Plaine des Palmistes

Les sources de Bras Noir et Bras Piton sont toutes localisées sur des remparts à la frontière entre les anomalies magnétiques positive et négative. Ces sources sont localisées sur des contacts géologiques entre le substratum (océanites du PdN ou coulées de lave anté-fournaises) et des formations plus récentes (série différenciées du PdN ou de la Série de la Plaine des Cafres) [AUNAY et al., 2012a]. Sur le profil P-hydro (Figure 5.23), les sources sont localisées au niveau des contacts entre des horizons résistants sur conducteurs. Le profil n'étant pas exactement sur la rupture de pente, un léger décalage est visible entre les interfaces et la position des sources. Toutefois, il semble donc que le contraste de perméabilité entre les formations récentes et le substratum soutienne la majorité des sources des remparts.

Les horizons résistants superficiels peuvent néanmoins permettre l'émergence de sources. Par exemple, les deux sources présentes sur la Plaine des Cafres sont localisées à l'interface entre le résistant du Piton de la Source et un conducteur (POE-02 - Figure 5.19). Elles sont donc soutenues par un aquifère perché de faible extension qui se développe dans les formations du piton. Comme pour la Plaine des Fougères, la majorité des sources présentes sur les secteurs ouest et sud de la Plaine des Palmistes sont localisées au niveau d'importants contrastes de résistivité (résistant sur conducteur) appuyant l'hypothèse d'une corrélation entre les résistivités et les perméabilités du milieu.

Plusieurs forages sont implantés sur la Plaine des Palmistes dont le forage de Bras Piton. À la frontière entre Petit Bras Piton et Bras Piton (POE-02 - Figure 5.19), ce forage capte un aquifère profond (niveau piézométrie à 191 m de profondeur). Les essais de puits ré-interprétés par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) ont démontré qu'il est en contact avec deux aquifères parallèles moins perméables [AUNAY et al., 2012a]. Si l'on compare ces informations avec la structure géo-électriques de Petit Bras Piton imagée par le profil POE-02, l'aquifère semble être contenu dans le résistant R4 et repose sur le conducteur C2 (Figure 5.19).

L'étude de AUNAY et al. [2012a] analyse trois autres forages (Bras Creux, Bras Calumets et Petite Plaine). Les deux premiers sont caractérisés par des transmissivités de deux ordres de grandeur plus faibles que Bras Piton (2×10^{-3} à 7×10^{-3} m·s^{-1}). Le forage de Petite Plaine possède lui une transmissivité proche du forage Bras Piton (1×10^{-1} m·s^{-1}), mais la faible extension de l'aquifère capté limite la productivité du forage. Alors que les

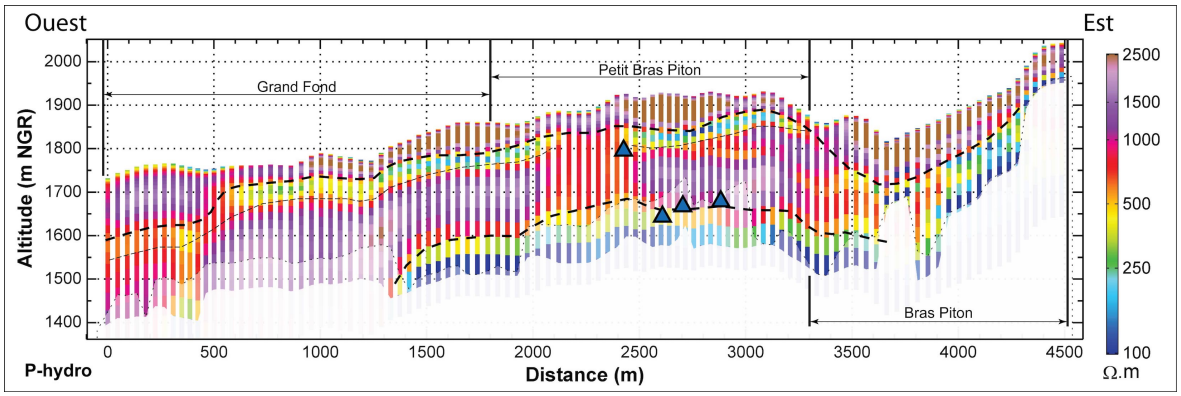


FIGURE 5.23 – Profil de résistivité P-hydro sur la Plaine des Palmistes, orienté ouest-est. Les contrastes de résistivité sont soulignés par des (i) tirets épais lorsqu'ils correspondent à des limites de phases éruptives et (ii) tirets fins pour les contrastes liés à l'altération. Le profil est localisé sur la Figure 5.12. Les sources de Bras Piton, projetées sur le profil, sont représentées par des triangles de couleur.

forages Petite Plaine, Bras Calumets et Bras Piton possèdent des débits d'exploitation proches (respectivement 50-60-50 ^{3}m/h). Des modélisations démontrent que l'aquifère de Bras Piton pourrait être exploité par un ouvrage mieux adapté jusqu'à 320 ^{3}m/h. Le secteur sud de la plaine, caractérisé par d'importantes structures résistantes, semble donc plus favorable pour l'exploitation des ressources d'eau souterraine. De plus, le secteur sud de la plaine bénéficie d'une importante recharge provenant du secteur de Piton Textor. Il devient évident que la structuration imagée par l'AEM dans ce secteur correspond à de nombreuses coulées de lave dont les perméabilités élevées favorisent les circulations d'eau souterraine et la mise en place d'aquifères.

Dans cette partie, il est montré que l'activité volcanique récente des pitons de la Plaine des Cafres a crée d'importants axes de drainage qui structurent les circulations d'eau souterraine. Ces coulées de lave se sont mises en place durant deux phases éruptives (séries de la Plaine des Cafres et sub-actuelle). Elles sont séparées par un horizon conducteur, interprété comme un paléo-profil d'altération des premières formations de remplissage. L'altération entre les formations des deux phases volcaniques crée une stratification des circulations d'eau souterraine qui permet l'émergence de sources. Toutefois, au vue de la localisation de la majorité des sources et des caractéristiques du forage Bras Piton, l'essentiel des flux souterrains semblent se concentrer dans les coulées de la série de la Plaine des Cafres, au contact avec le substratum. Ce résultat appuie la dynamique d'altération météorique définie sur la Figure 3.7. Lorsque les formations sont exposées à l'atmosphère assez longtemps, le profil d'altération a le temps de se mettre en place, créant ainsi un contraste de perméabilité non négligeable lorsque les formations altérées sont recouvertes. Ainsi, en fonction de la durée entre les différentes phases éruptives, le profil d'altération qui s'est développé dans les formations affleurantes crée un aquitard plus ou moins imperméable.

Concernant la Plaine des Palmistes, les axes de drainage imagés au sud bénéficient de la recharge de la Plaine des Cafres et du versant nord du PdF. Au nord, un axe de remplissage provenant de Petite Plaine draine aussi de l'eau vers le centre de la plaine. Toutefois, ce secteur, caractérisé par des coulées moins épaisses et alimenté par un impluvium moins étendu, semble avoir un potentiel hydrogéologique moins important. Dès lors, il

paraît nécessaire de privilégier une exploitation des ressources d'eau souterraine dans le secteur sud de la plaine afin de bénéficier (i) des épaisseurs de coulées de lave récentes plus importantes, (ii) des formations plus récentes et donc plus productives (*i.e.* postulat sur la relation entre l'âge et les perméabilités des coulées de lave) et (iii) d'une recharge plus importante.

5.1.4 Remplissage de paléo-cirques : les plateaux de Bébour et Bélouve

Les plateaux de Bébour et Bélouve sont des paléo-cirques (respectivement des Marsouins et de Salazie) remplis par les dernières phases éruptives du PdN. Ces deux plateaux sont connus pour héberger d'importants aquifères alimentant le Voile de la mariée de Salazie, le Trou de Fer ainsi que les nombreuses sources dans le secteur de Takamaka (Rivière des Marsouins et Bras Cabot). Dans les années 2000, un programme de recherche en eau (PDRE) a été mis en place pour définir le fonctionnement et l'exploitation de cette ressource [ANTEA, 2004 ; ANTEA, 2008]. Le forage F1 BEL alors implanté au pied du Mazerin, entre les deux plateaux, ne rencontre pas de ressource en eau exploitable malgré une profondeur de 240 m [ANTEA, 2009]. L'objectif est donc d'imager la structuration du remplissage et de la paléo-morphologie des paléo-cirques pour proposer un modèle hydrogéologique conceptuel du secteur. Toutefois, contrairement aux deux précédents sites d'étude, la bibliographie présente décrit un remplissage mono-phasique, qui pourrait (i) limiter la mise en place de profils d'altération et donc de contraste de résistivité et (ii) limiter les contrastes de l'anomalie magnétique limitant l'intérêt de l'approche couplée.

Contexte géologique et hydrogéologique

La connaissance géologique des plateaux de Bébour et Bélouve est limitée en raison des faibles pentes topographiques et densités de la végétation qui limitent le nombre d'affleurement. La mise en place de ces structures se fait suite au creusement des paléo-cirques dans les océanites du PdN. Ces dépressions sont ensuites remplis par les formations de quatre phases éruptives différenciées, dont des dépôts d'ignimbrite [ROCHER et al., 1989]. BILLARD et al. [1974] a cartographié 7 faciès géologiques différents dans le secteur : la paléo-morphologie est composée de trois différents faciès anciens et altérés ($z\beta r_I$, $z\beta\pi_{II}$ et $\beta\pi_{II}$), le remplissage est constitué de coulées de lave et de pyroclastite ($f\beta\alpha_{III}$, τ_{III}, $\beta\alpha_{IV}$ et tf_{IV}). Enfin, la carte du BRGM & LGSR [2006], utilisée pour présenter le secteur sur la Figure 5.24, regroupe les différents faciès de BILLARD et al. [1974] de la manière suivante :

- Coulées basaltiques à olivine [> 340 000 ans] :
  - > $z\beta r_I$ - phase I [> 2 100 ka] : Agglomérats, brèches basaltiques, chloritisés et zéolithisés ;
  - > $z\beta\pi_{II}$ - phase II [430 - 2 100 ka] : coulées basaltiques aphyriques ou à phénocristaux d'olivine, chloritisées et zéolitisées (basaltes, basaltes à olivine, océanites) ;
  - > $\beta\pi_{II}$ - phase II [430 - 2 100 ka] : coulées basaltiques à phénocristaux d'olivine dominantes (basaltes, basaltes à olivine et océanites).
- Coulées différenciées (basaltes, hawaïtes, mugéarites) [< 340 000 ans] et coulées ignimbritiques :
  - > $f\beta\alpha_{III}$ - phase III [250 - 350 ka] : coulées basaltiques et andésitiques à phénocristaux de feldspath dominantes (hawaïtes et mugéarites) ;

> $\beta\alpha_{IV}$ - phase IV [70 - 230 ka] : coulées basaltiques et andésitiques (hawaïtes et mugéarites), aphyriques ou à phénocristaux de feldspath et d'olivine généralement peu abondant.

– Coulées trachytiques du plateau de Bélouve :

> τ_{III} - phase III [250 - 350 ka] : coulée trachytique de Bélouve.

– Tufs en épandage [<340 000 ans] :

> tf_{IV} - phase IV [70 - 230 ka] : tufs indifférenciés en épandage ; localement présence d'éléments de roche grenue et de ponce trachytique.

Le creusement des paléo-morphologies a donc eu lieu entre les phases II et III, puis entre les phases III et IV. La dernière phase éruptive du PdN a rempli les deux paléo-cirques par des coulées de lave et des formations pyroclastiques liées à un volcanisme explosif. Cette structuration est le fruit de trois grandes étapes [ROCHER et al., 1989 ; LACQUEMENT et al., 2008] :

1. entre 210 et 180 ka, l'arrêt du volcanisme permet le creusement des paléo-cirques ;
2. autour de 180 ka, le volcanisme reprend par un évènement explosif majeur, d'importants dépôts d'ignimbrites remplissent les paléo-morphologies ;
3. entre 140 et 29 ka, des éruptions principalement effusives continuent de remplir les paléo-morphologies

D'un point de vue morphologique, les deux plateaux se rejoignent au niveau du Mazerin (Figure 5.24). Le plateau de Bélouve, au nord, se situe aux pieds du plateau du Mazerin et de la Plaine des Lianes. Au nord et à l'ouest, les processus d'érosion ont formé respectivement le Trou de Fer et le cirque de Salazie. Au sud, le plateau de Bébour est enclavé entre le plateau du Mazerin, le rempart de la Plaine des Cafres et celui de l'Entre-Deux, respectivement au nord et au sud du plateau. Le PdN, encadré par les cirques de Cilaos et de Salazie, est situé en amont de Bébour alors que l'aval est délimité par la Rivière des Marsouins et Bras Cabot.

Depuis le début des années 2000, différentes études ont permis d'améliorer la connaissance du fonctionnement hydrogéologique à partir de l'analyse des émergences et d'acquisitions géophysiques (AMT sur le plateau de Bélouve et CSAMT pour Bébour) [4].

Les plateaux de Bébour et Bélouve sont caractérisés par de faibles pentes et un réseau hydrographique pérenne limité correspondant ainsi à des secteurs où l'infiltration est prédominante sur le ruissellement [AUNAY et al., 2011]. Cette importante recharge permet de soutenir un grand nombre de sources (69 référencées - Figure 5.24) dont le débit dépasse les 50 L/s. Les rivières alimentées par les deux principaux secteurs d'émergence, Trou de Fer et Takamaka, ont respectivement des débits d'étiages caractéristiques de 34 et 4280 L/s [AUNAY et al., 2009]. L'analyse des sources de Trou de Fer [ANTEA, 2004], de la Rivière des Marsouins [AUNAY et al., 2009] et des quatre sources référencées dans Cilaos permet de les répartir selon trois typologies différentes : supérieures, intermédiaires et inférieures (Tableau 5.3). Ces typologies ne signifient pas qu'elles sont soutenues par les mêmes aquifères mais déterminent l'organisation des sources en fonction de

4. AMT : Audio MagnetoTelluric. CSAMT : Controlled Source Audio MagnetoTelluric. Ces deux méthodes géophysiques sont fondées sur la mesure des composantes électriques et magnétiques des champs EM naturels produits par les orages de la zone équatoriale dans une gamme de fréquences de 1 à 10 000 Hz environ. Ces méthodes permettent d'obtenir les résistivités électriques des terrains sous-jacents jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur.

leur localisation spatiale (*i.e.* rempart de Cilaos, Trou de Fer ou Takamaka) et de leur altitude. Une source représentée sur la Figure 5.24 ne suit pas cette organisation. Située sur le rempart de Salazie (triangle bleu sur la Figure 5.24), à l'extrême ouest des coulées trachytiques (τ_{III}) à une altitude de 2 170 m NGR, cette source est surement liée à la structuration locale des trachytes.

Typologie des sources	**Cilaos** *m NGR*	**Trou de Fer** *m NGR*	**Takamaka** *m NGR*
Supérieures	1 800	1 300	1 200
Intermédiaires	1 650	1 200	1 050
Inférieures	1 500	1 100	750

TABLEAU 5.3 – Altitude des sources soutenues par les plateaux de Bébour et Bélouve. Les sources sont regroupées en fonction de leurs typologies. Le code couleur des secteurs est conservé pour leur localisation sur la Figure 5.24.

La répartition spatiale de ces sources a été confrontée aux sondages AMT et CSAMT [ANTEA, 2004; ANTEA, 2008]. Avant toute chose, ces deux méthodes géophysiques ont été développées pour imager les résistivités à grande profondeur [5]. Ces méthodes possèdent donc une résolution moins fine que l'AEM.

Sur le plateau de Bélouve, les sondages AMT sont répartis en 2 profil nord-sud et 4 est-ouest. La géophysique image l'alternance de haut en bas de 2 résistants et 2 conducteurs [ANTEA, 2004] :

1. Un premier résistant, ~400 Ω·m, relativement épais (160 m);
2. Un conducteur,~50 Ω·m, plus fin (50 m);
3. Un résistant, ~3000 Ω·m, dont l'épaisseur varie entre 60 et 170 m;
4. Un conducteur, ~10 Ω·m, dont le mur n'a pas pu être imagé.

Ces horizons géo-électriques, présents sur l'ensemble du plateau, démontrent une structure homogène caractérisée par une faible pente du sud-ouest (Mazerin) vers le nord-est (crête entre le Trou de Fer et Salazie).

Les sondages CSAMT du plateau de Bébour, organisés selon un profil sud - nord, ont imagé le sous-sol sur une plus grande épaisseur, détectant 5 horizons différents de la surface vers le sous-sol [ANTEA, 2008] :

1. Un premier conducteur, ~250 Ω·m, dont l'épaisseur varie entre 20 et 40 m;
2. Un résistant, ~500 Ω·m, voit son épaisseur diminuer du nord vers le sud passant de 250 à 150 m de profondeur;
3. Un conducteur, ~40 Ω·m, d'une centaine de mètres d'épaisseur environ, n'est pas présent au centre du profil à cause de la remontée du conducteur profond;
4. Un résistant, ~300 Ω·m, est lui aussi divisé au centre du plateau par le conducteur profond. Son épaisseur varie d'environ 100 m au sud à 50 m au nord;
5. Un conducteur, ~10 Ω·m, dont le mur n'a pas pu être imagé.

5. respectivement 800 m et 1 800 m d'imagerie sur les plateaux de Bélouve et Bébour.

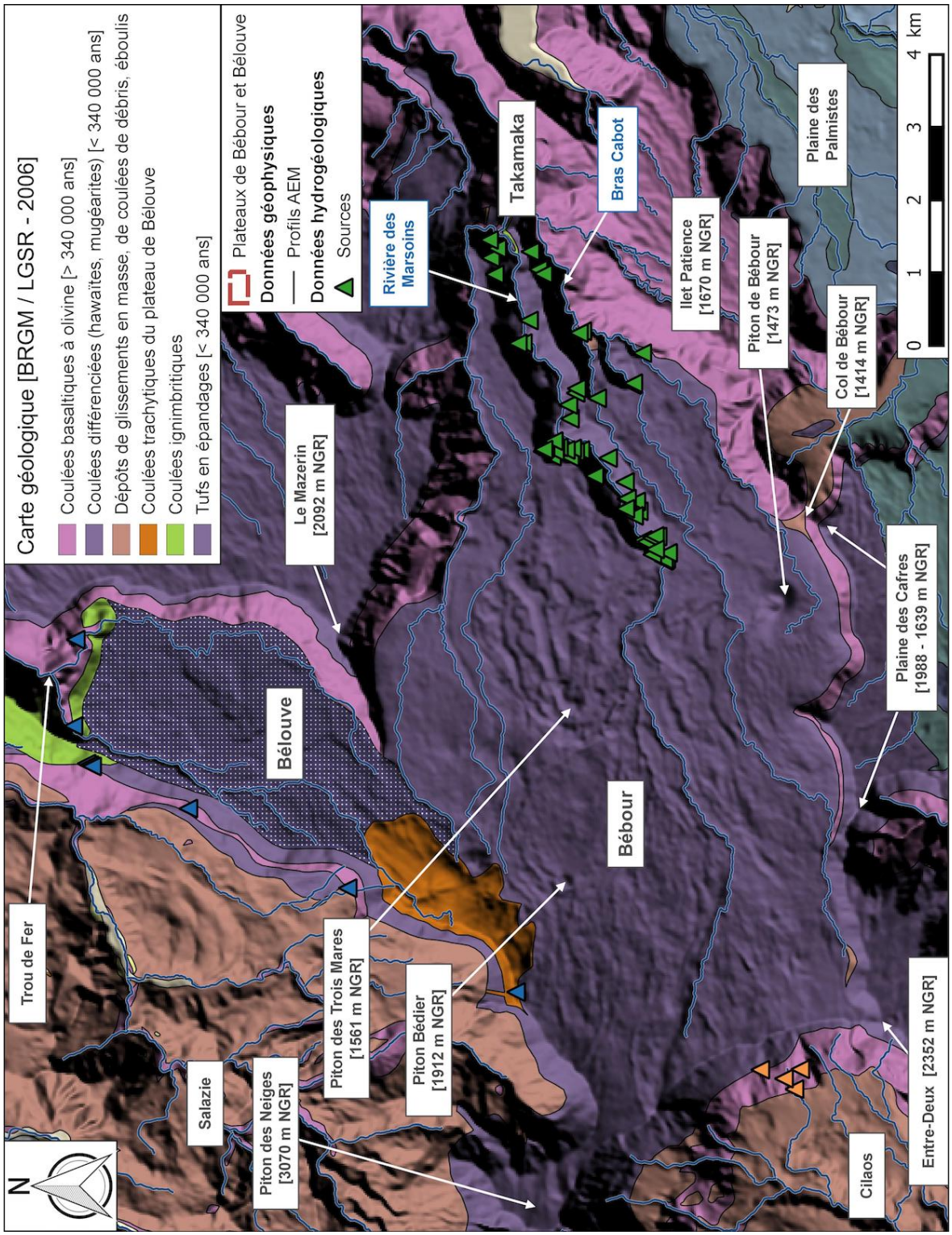


FIGURE 5.24 – Carte géologique des plateaux de Bébour et Bélouve. Les données utilisées dans la présente étude sont localisées : la carte géologique de 2006 [BRGM & LGSR, 2006] ; les sources présentes dans le secteur et les sondages AEM utilisés. Voir Tableau 5.3 pour le code couleur des sources.

Le profil principal (sud-nord) image une structuration latérale en trois parties. Au sud et au nord du plateau, les cinq horizons géo-électriques sont présents alors que le conducteur profond remonte au centre de Bébour réduisant la structure géo-électrique à trois horizons. La comparaison des résultats de ces deux campagnes géophysiques

démontre une cohérence entre les altitudes des conducteurs profonds des deux plateaux. La différence de structuration géo-électrique limite la confrontation des autres horizons. Dans le rapport d'ANTEA [2009], cette différence est expliquée par (i) une discontinuité géologique entre les deux plateaux ou (ii) la différence de résolution des méthodes AMT et CSAMT. Il est aussi possible que le problème d'équivalence géophysique ou que le problème de "static shift" des méthodes AMT/CSAMT soit la raison de telles différences ([DESCLOITRES, 1998]).

Les résultats de ces différentes études fournissent des bases solides sur (i) la répartition des sources et des potentiels aquifères et (ii) l'imagerie profonde des plateaux. Les analyses hydrochimiques et de débits des sources n'ont pas été détaillées dans cette partie, ces approches temporelles ne sont pas pertinentes dans l'étude structurelle présentée ci-dessous.

Imagerie des structures géo-électriques

Pour commencer l'interprétation de l'imagerie géophysique, des profils de résistivité nord-est / sud-ouest sont tracés dans le cube 3D de résistivité (Figure 5.25). Il permettent d'appréhender la structure géo-électrique générale des deux plateaux. Dans la majeure partie du secteur, une structure géo-électrique en sandwich avec l'alternance résistant, conducteur, résistant et enfin un conducteur profond est visible. Les horizons résistants sont aussi plus importants que les conducteurs. Au niveau du sommet de l'Entre-Deux, une structure (un fin conducteur et un résistant) plonge sous les résistants de Bébour. Cette structure est visible le long du rempart jusqu'à la Plaine des Cafres et le conducteur C1. Cela suggère que la base de la Plaine des Cafres provient de la même phase éruptive que le fond du plateau de Bébour alors que les formations de l'Entre-Deux et une partie du remplissage du paléo-cirque sont concomitants. De l'autre côté, les contreforts du Mazerin, conducteur (C2), s'enfoncent sous les horizons résistants de Bébour et Bélouve, suggérant, là aussi, une continuité géologique. Enfin, la réponse géo-électrique en rive droite de la Rivière des Marsouins (C1) est nettement plus conductrice que rive gauche. Une différence dans la paléo-morphologie peut expliquer ce type de variation. Pour finir, les remparts du cirque de Salazie sont marqués par une structure conductrice (Cs) qui s'étend du PdN jusqu'au Trou de Fer. Cette structure pourrait être liée soit au substratum des plateaux, soit à des artéfacts d'interpolation.

Les profils de la Figure 5.25 illustrent clairement des gammes de résistivité plus forte que sur les précédents secteurs d'étude. Les principaux contrastes de résistivité sur les plateaux sont compris entre 300 et 3000 Ω·m. Ces profils permettent aussi de mettre en avant trois axes d'analyses des résistivités : (i) analyser la structuration du remplissage des plateaux, (ii) analyser les contacts géophysiques avec le massif du Mazerin et la Plaine des Cafres et (iii) analyser la différence en aval entre rive droite et rive gauche de la rivière des Marsouins.

Analyse des données de géophysique héliportée

Pour développer les résultats préliminaires, six profils 2D de résistivité sont étudiés afin de valider les structures géo-électriques et les confronter avec les données magnétiques (Figure 5.26). Ces profils suivent les axes est-ouest ou nord-sud des lignes de vols de la campagne Reun_EM pour ne pas utiliser le modèle de résistivité interpolée. En se fondant sur les sondages inversés uniquement, l'interprétation évite les artéfacts

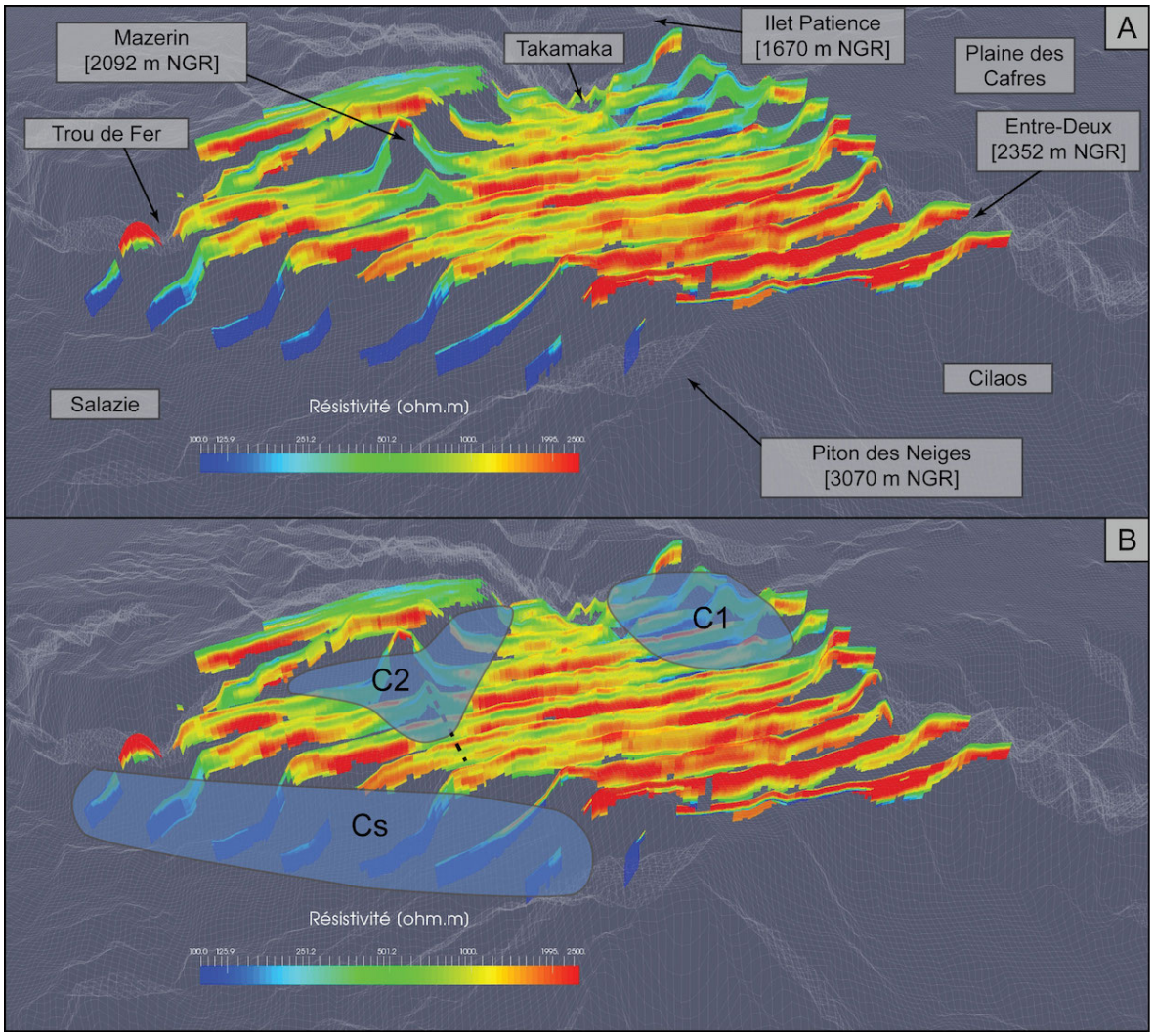


FIGURE 5.25 – [A] - Profils 2D de résistivité orientés nord-est / sud-ouest sur l'ensemble des plateaux de Bébour et Bélouve. Les profils ont été tracés dans le cube 3D de résistivité provenant de l'interpolation du modèle de résistivité régional. Les résistivités sont représentées par une échelle de couleur de 100 à 2500 Ω·m. [B] - Délimitation des principales structures conductrices qui représente les limites du remplissage récent des paléo-cirques. Les plateaux sont visualisés du Nord (sommet du PdN) jusqu'au Sud (Takamaka).

liés à l'interpolation. Les deux premiers profils sont orientés sud-nord pour traverser les plateaux. Le premier (PSN-01) traverse Bébour au niveau du premier cassé de la Rivière des Marsouins (Figure 5.27). Le second (PSN-02) est plus à l'ouest afin d'imager la structuration des plateaux de la Plaine des Cafres jusqu'au Trou de Fer (Figure 5.28). Ensuite, quatre profils recoupent les plateaux d'ouest en est (POE-01, 02, 03 et 04). Les deux premiers (POE-01 et 02) traversent Bébour jusqu'aux sources supérieures et intermédiaires de la Rivière des Marsouins (Figures 5.29 et 5.30). Les deux derniers profils (POE-03 et 04) sont localisés respectivement à l'extrémité sud de Bébour et au milieu de Bélouve (Figures 5.31 et 5.32).

Le profil PSN-01 traverse les deux plateaux en leurs centres (Figure 5.27). De 0 à 350 m de profondeur, l'AEM image 5 horizons géo-électriques différents alors que l'AMT/CSAMT n'en image que trois. Cette différence provient surement de la différence de résolution en surface des méthodes géophysiques. L'AEM, grâce au moment faible

(LM), possède une bonne résolution en sub-surface qui permet d'imager une structuration plus fine :

1. un conducteur superficiel (< 500 Ω·m), dont l'épaisseur ne dépasse pas la dizaine de mètres ;
2. un résistant (2000 Ω·m)dont l'épaisseur varie de 50 à plus de 100 m ;
3. un second conducteur (500 à 800 Ω·m), d'environ 20 à 50 m d'épaisseur ;
4. un résistant (1000 à 3000 Ω·m), dont l'épaisseur peut dépasser les 250 m ;
5. un conducteur (< 300 Ω·m).

Cette organisation est majoritairement homogène sur le plateau de Bélouve. En revanche, la structure de Bébour varie en fonction de la localisation comme le montre le profil POE-02 (Figure 5.30). Pour mieux appréhender ces variations, il est préférable d'étudier la géométrie des contrastes de résistivité plutôt que les intervalles de résistivité subjectifs. Comme pour les deux précédents secteurs d'étude, les structures géo-électriques regroupent un horizon conducteur superficiel recouvrant un résistant. Ainsi, la structuration des plateaux correspond à l'empilement de trois structures géo-électriques, la dernière n'étant pas complètement imagée.

Au nord du **plateau de Bébour**, le résistant superficiel (R1) n'est pas continu sur l'ensemble des profils POE-01 et 02 et semble lié aux pitons présents sur le plateau (*i.e.* Piton Bédier et des Trois Mares - Figures 5.29 et 5.30). En descendant vers le sud, cette structure semble s'épaissir et gagner en continuité le long des profils POE-03, tout en gagnant en épaisseur (Figure 5.31). Dessous, une seconde structure résistante, R2, plus épaisse, est recouverte par un fin conducteur qui s'épaissit le long de la pente. Sur POE-02 aussi, R1 est superficiel et s'épaissit au niveau de la Rivière des Marsouins, alors que l'horizon R2 s'affine dans cette direction sur les deux profils (Figure 5.30). Concernant le plateau de Bélouve, la structure géo-électrique est assez homogène sur l'ensemble du plateau avec un résistant R1 qui recouvre totalement R2 (POE-04 - Figure 5.32).

En profondeur, deux conducteurs sont présents à proximité des remparts qui bordent les plateaux. Le premier, C1, est localisé à proximité de la Plaine des Cafres. La continuité entre celle-ci et le plateau de Bébour n'est pas nette sur les deux profils sud-nord (Figures 5.27 et 5.28). Au niveau de la Plaine des Cafres, les horizons conducteurs sont recouverts par des résistants qui possèdent une signature magnétique positive. En revanche, les données AEM plus à l'ouest démontrent une continuité entre l'Entre-Deux et Bébour (Figure 5.25). Il semble donc que cette continuité évolue le long du rempart en fonction d'une structuration qui est analysée plus en détail grâce à la cartographie de l'anomalie magnétique. Sur le plateau de Bébour, C1 s'étend jusqu'à la Rivière des Marsouins (PSN2 - Figure 5.28). Il est donc bien imagé par les profils PSN-01 et 02 (Figures 5.29 et 5.30) et correspond bien au conducteur C2 de la Figure 5.25. L'imagerie de C1 dans cette zone de Bébour est possible en raison de la diminution d'épaisseur de la structure R2 (PSN-02 - Figure 5.28). Le conducteur C2 est imagé au pied du Mazerin sur les profils PSN-01/02 et POE-04. Dans les plateaux, ce conducteur s'enfonce sous les deux résistants R1 et R2 (Figures 5.27, 5.28 et 5.32). Toutefois, la continuité entre C1 et C2 n'a pas pu être imagée à cause de l'importance de R2 sur la rive gauche de la Rivière des Marsouins.

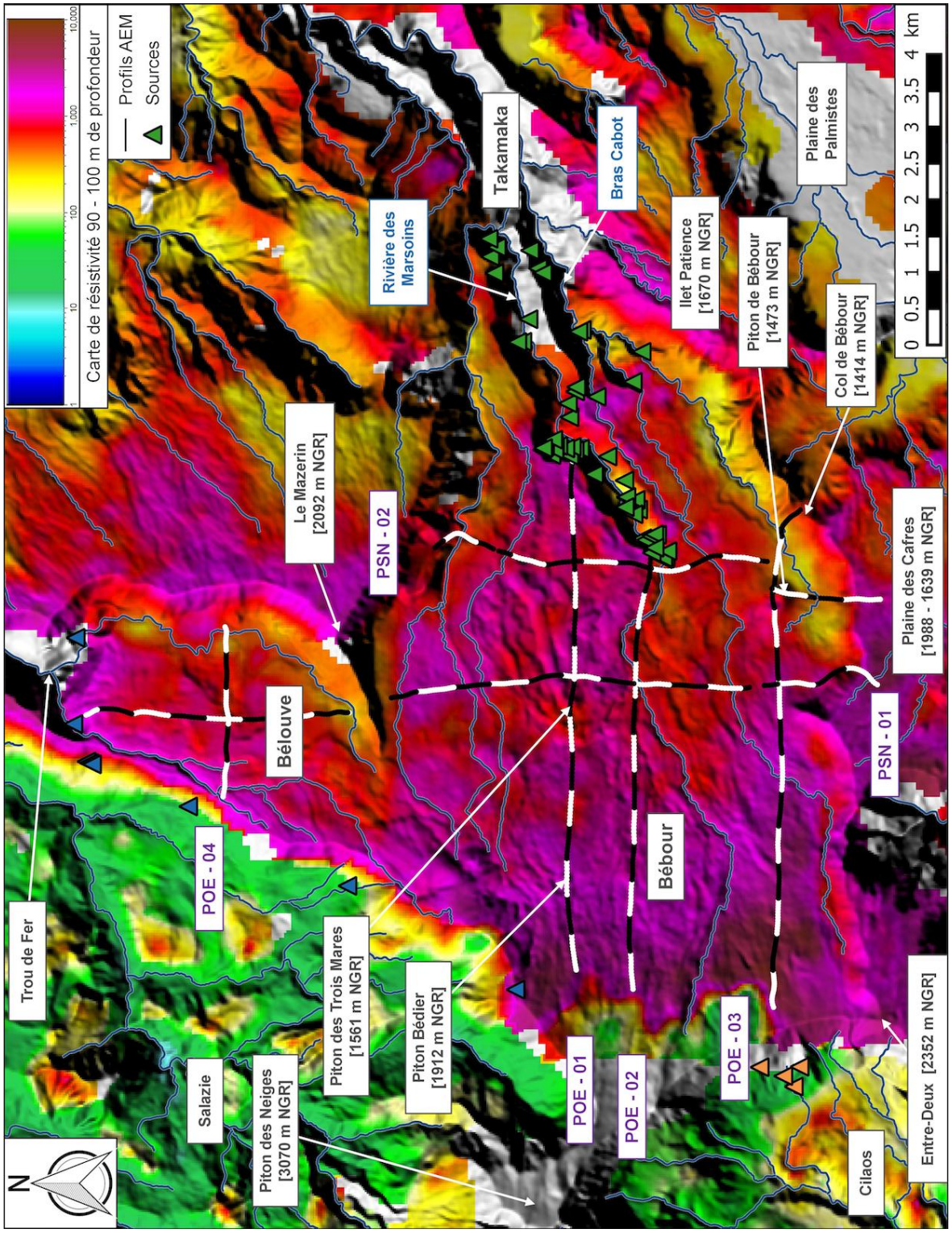


FIGURE 5.26 – Carte des résistivités, à 90-100 m de profondeur, des plateaux de Bébour et Bélouve. Les résistivités sont représentées par une échelle de couleur de 1 à 10 000 Ω·m. Les 6 profils 2D de résistivité et RTP sont représentés en noir et blanc selon leur distance sur le profil. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m. Les sources et les forages du secteurs sont représentés en fonction de leurs localisations, voir Tableau 5.3 pour le code couleur.

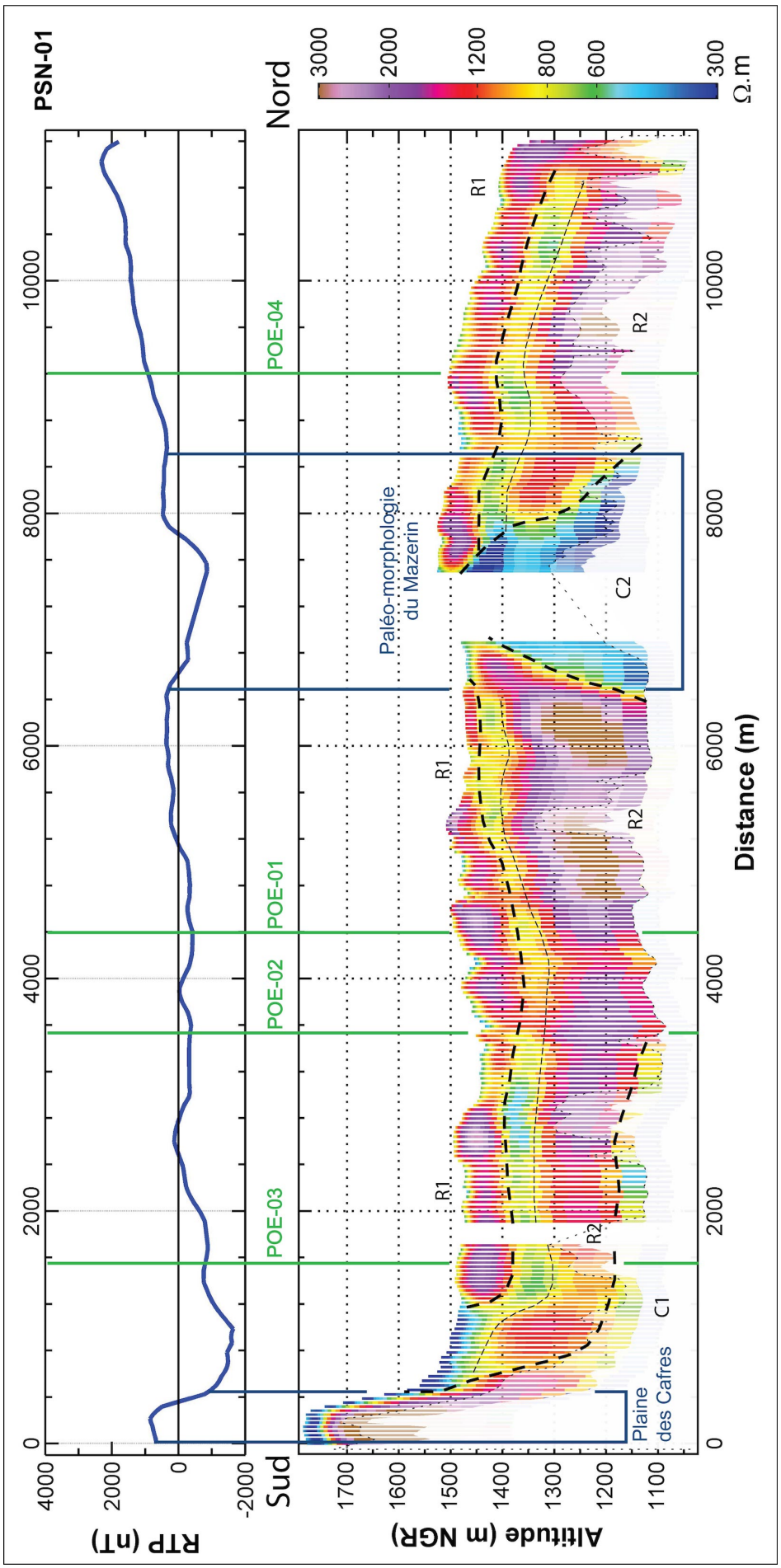


FIGURE 5.27 – Profils de résistivité et RTP, PSN-01, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés sud-nord. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.26.

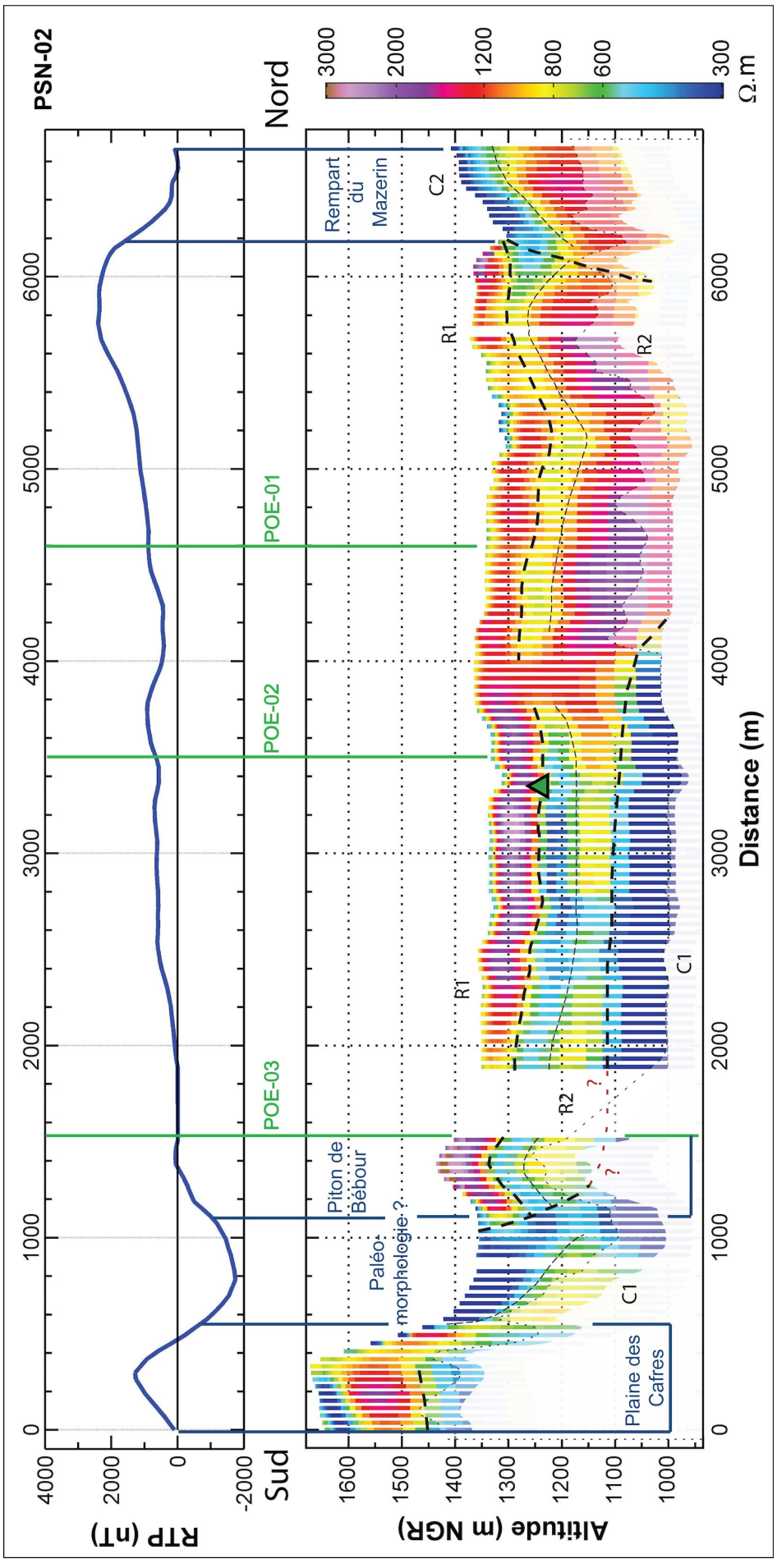


FIGURE 5.28 – Profils de résistivité et RTP, PSN-02, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés sud-nord. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.26.

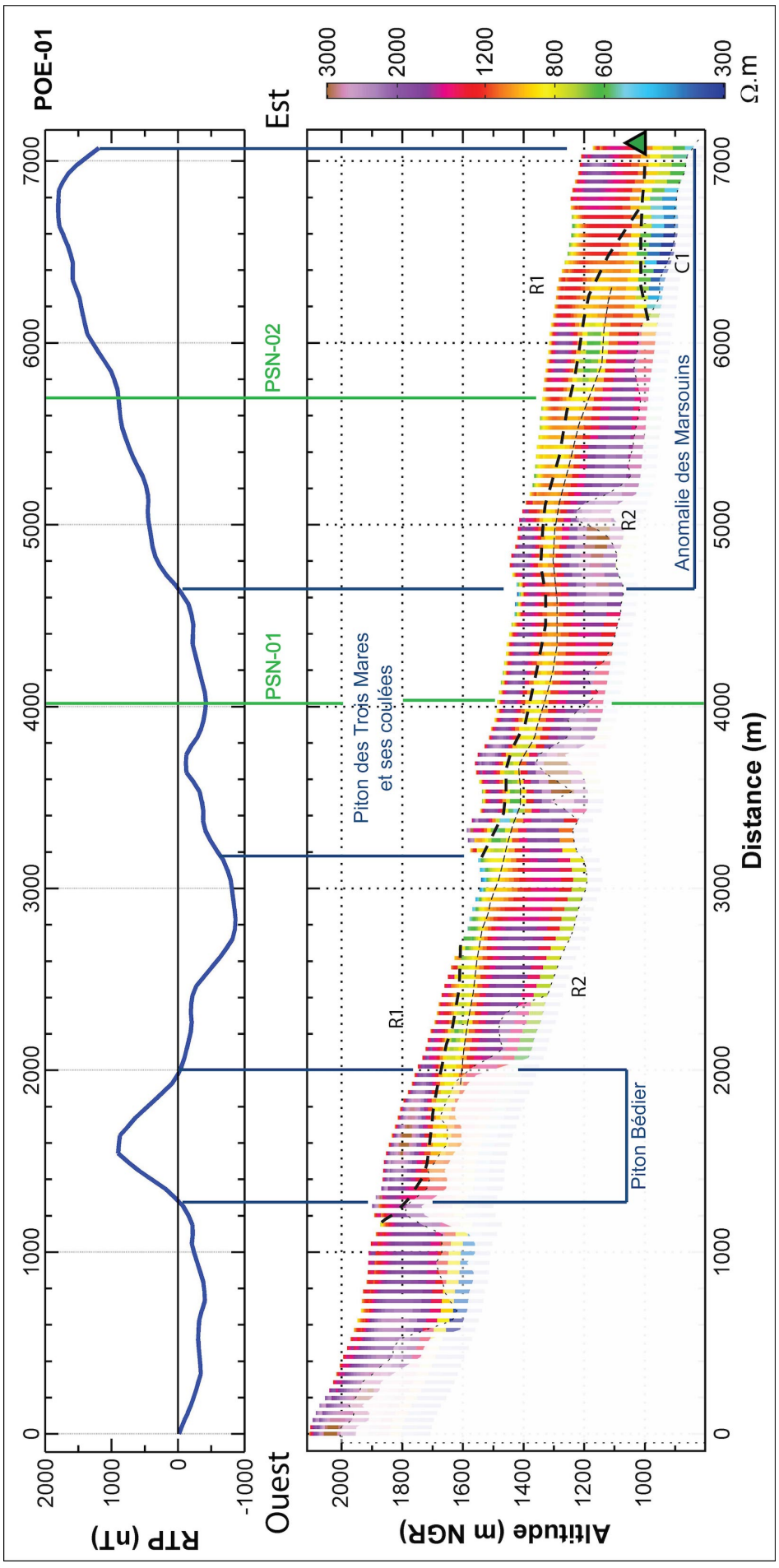


FIGURE 5.29 – Profils de résistivité et RTP, POE-01, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.26.

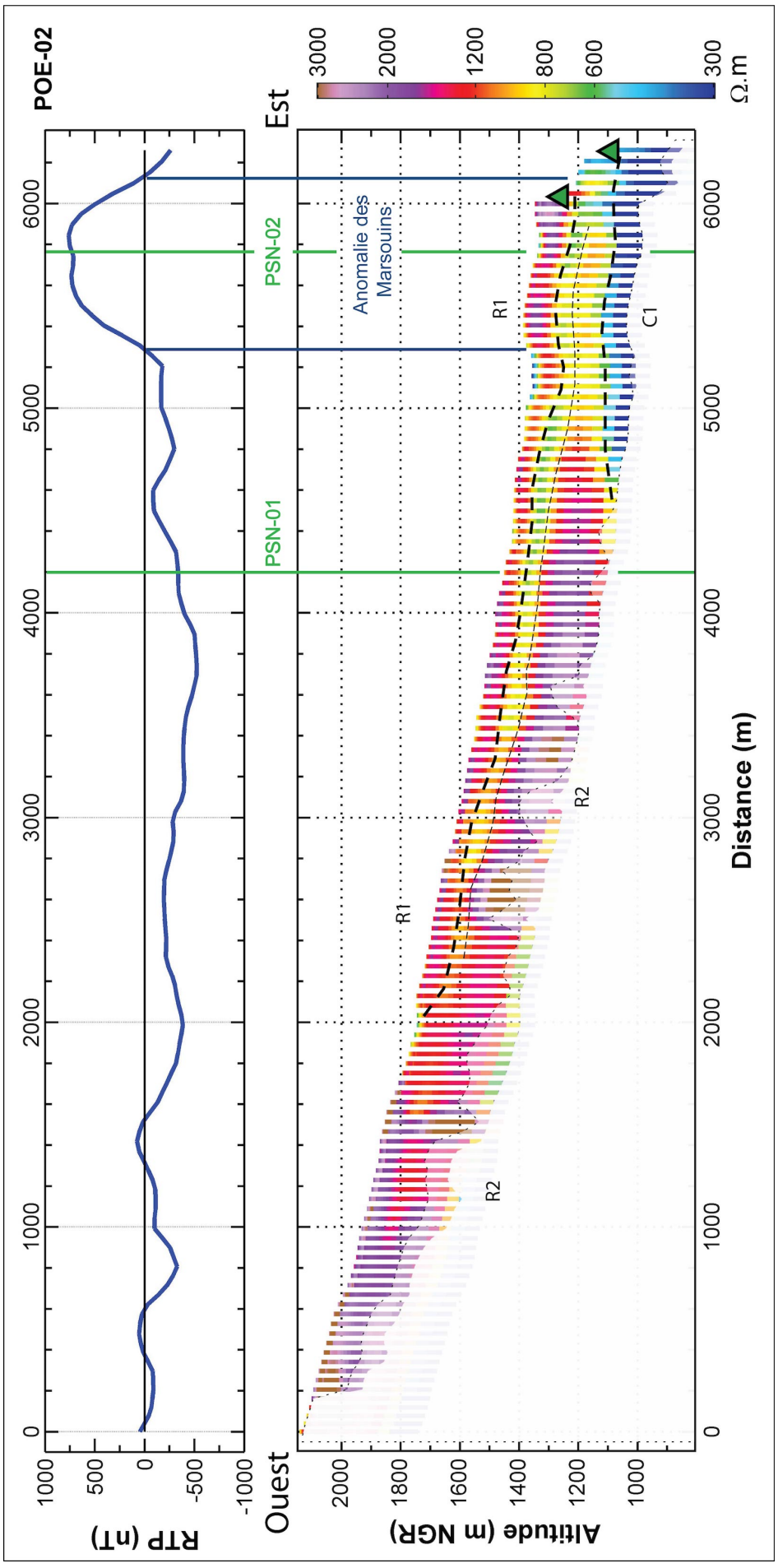


FIGURE 5.30 – Profils de résistivité et RTP, POE-02, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.26.

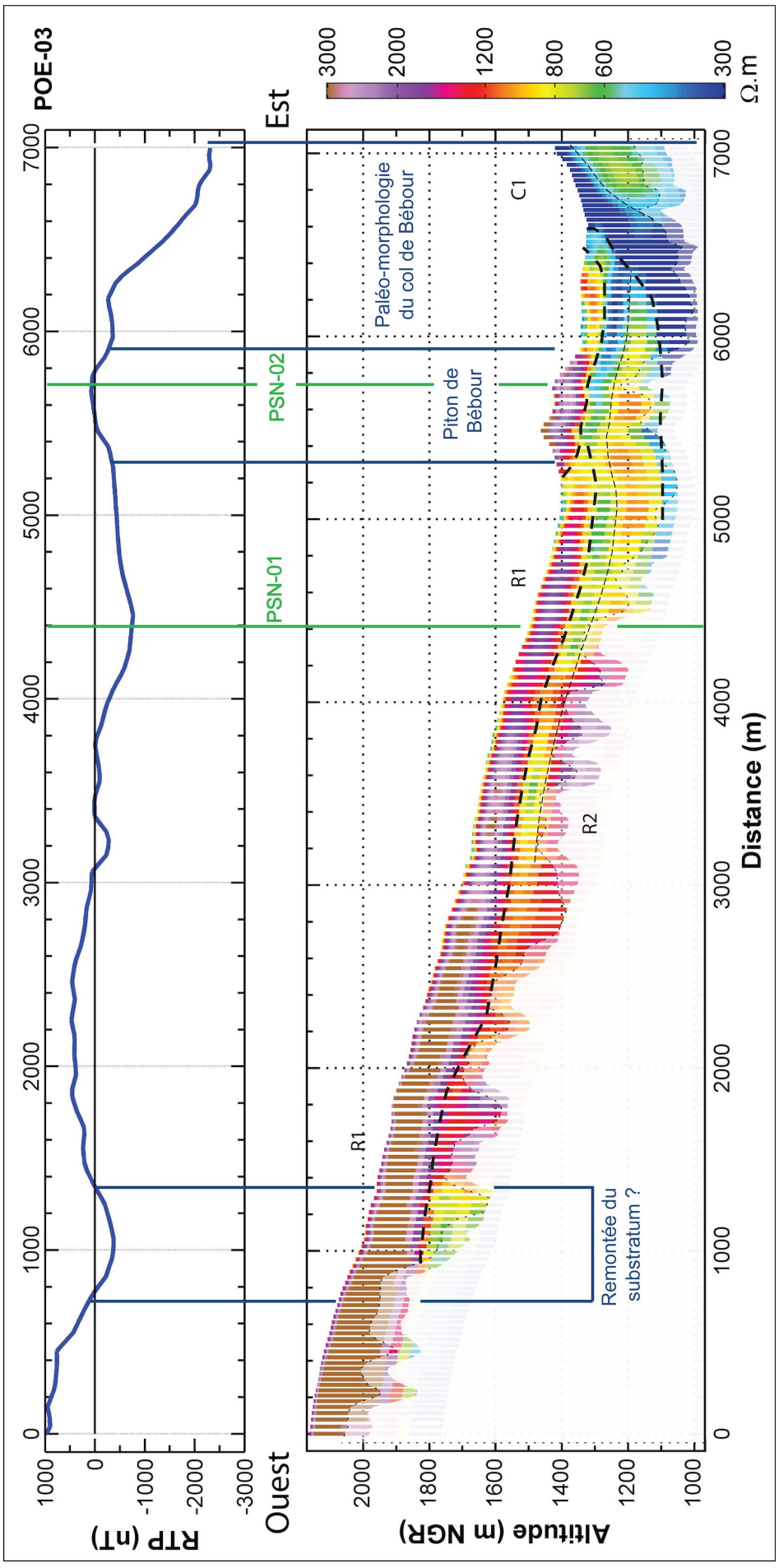


FIGURE 5.31 – Profils de résistivité et RTP, POE-03, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.26.

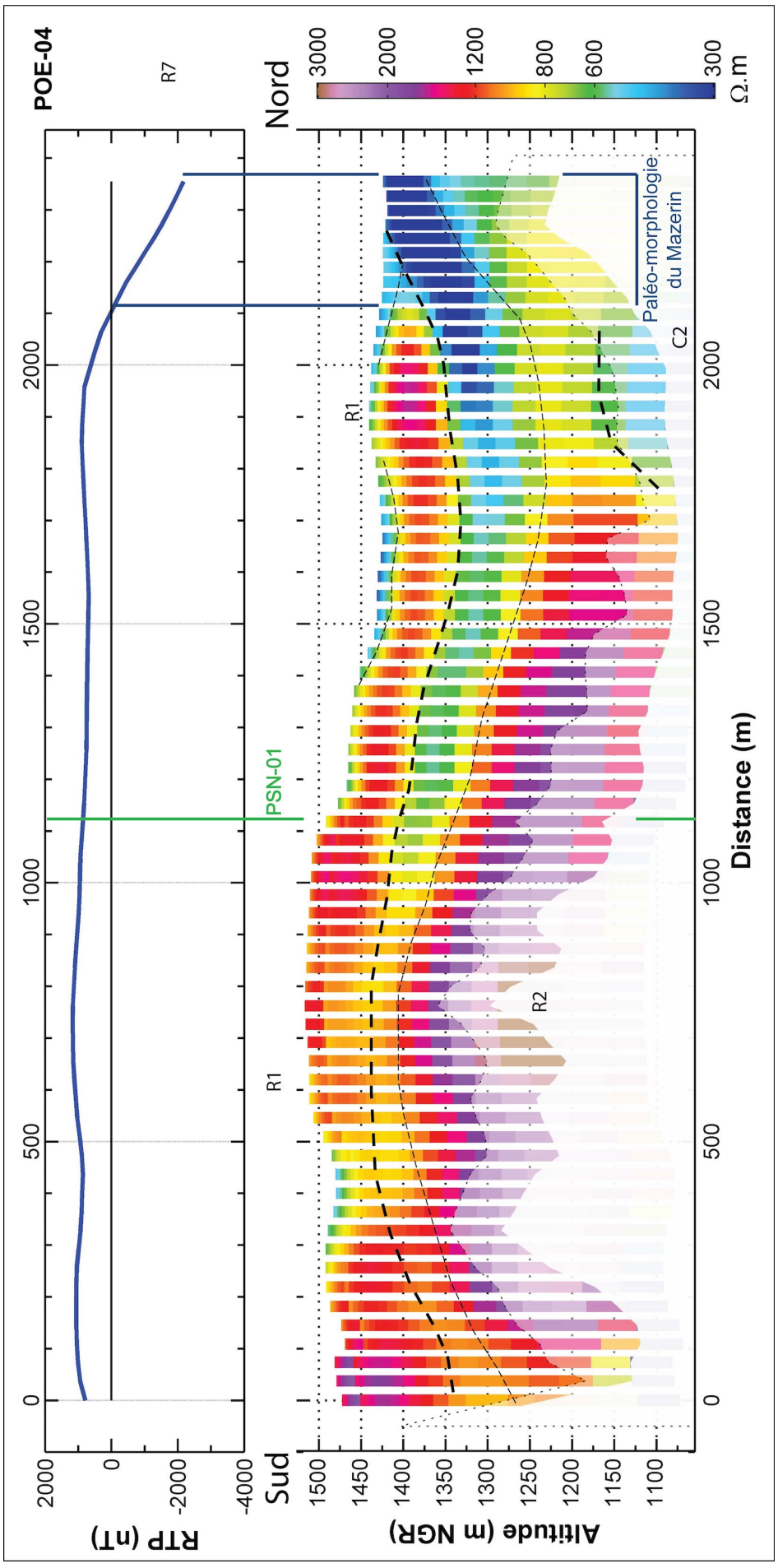


FIGURE 5.32 – Profils de résistivité et RTP, POE-04, sur les plateaux de Bébour et Bélouve, orientés ouest-est. Le profil de RTP représente l'anomalie magnétique corrigée en nT (nano Tesla). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. L'intersection avec les autres profils 2D est pointée par des droites vertes. Les profils sont localisés sur la Figure 5.26.

La relation entre les résistivités et l'anomalie magnétique semble cohérente sur le plateau de Bélouve. Avec une structure géo-électrique principalement résistante (R1 et R2), le secteur possède une signature positive alors qu'au niveau du Mazerin, le conducteur C2 correspond à une anomalie négative (PSN-01 et POE-04 - Figures 5.27 et 5.32). En revanche, sur la majorité du plateau de Bébour, l'anomalie magnétique est majoritairement négative, ou proche de zéro, ce qui pourrait être lié aux formations anciennes (océanites). Malgré des épaisseurs de résistants importants, le signal magnétique est donc principalement contrôlé par le substratum. Ce phénomène pourrait être dû à l'épaisseur des océanites qui augmente en se rapprochant du centre éruptif du PdN. Il est alors intéressant d'analyser les secteurs où l'anomalie magnétique devient positive. Au niveau des remparts ouest et nord du plateau, l'anomalie magnétique est positive. En revanche, l'anomalie magnétique est négative au centre de Bébour et seul le Piton Bédier crée une anomalie remarquable (POE-01 - Figure 5.29), alors que les Piton des Trois Mares et Piton de Bébour ne marquent quasiment pas l'anomalie magnétique. En aval, sur la rive gauche de la Rivière des Marsouins, l'anomalie magnétique devient positive sans vraiment de structure géo-électrique remarquable (*i.e.* anomalie des Marsouins - POE-01/02). Le signal magnétique semble donc majoritairement contrôlé par une structuration profonde qui n'est pas imagée par l'électromagnétisme héliportée.

Cartographie magnétique

La confrontation de l'anomalie magnétique et des résistivités montre une certaine complexité à lier la structuration géo-électrique imagée et le signal magnétique. D'abord, le remplissage des paléo-cirques est composé d'un sandwich de formations tardives du PdN limitant la délimitation de structure particulière. Ensuite, malgré l'importante épaisseur de remplissage récent, l'anomalie magnétique mesurée au dessus des plateaux semble être principalement impactée par leur structuration profonde qui n'est pas imagée par l'AEM. Ce phénomène est souligné par les pitons récents qui impactent l'anomalie magnétique sans forcément être marqués par des signatures positives (POE-01 - Figure 5.29). Plusieurs facteurs peuvent expliquer de tels résultats : (i) l'épaisseur des formations récentes n'est pas assez importante pour masquer la signature magnétique négative des océanites ou (ii) les faciès rencontrés sur les plateaux comprennent de nombreuses formations pyroclastites dont la signature magnétique peut être plus complexe à analyser.

La cartographie de l'anomalie magnétique est utilisée pour délimiter trois secteurs possédant des signatures positives cohérentes avec l'âge des remplissages des paléo-cirques : les remparts ouest et nord de Bébour à proximité du PdN, de Salazie à la rive gauche de la Rivière des Marsouins et le plateau de Bélouve. En revanche, le centre et la partie sud-ouest de Bébour semblent marqués par une anomalie magnétique négative plus forte qui pourrait être liée à la remontée du substratum (Figure 5.33).

Interprétations des résultats géophysiques

L'imagerie géophysique a permis de définir la structure géo-électrique des deux plateaux. Toutefois, l'analyse des données magnétiques du secteur ne semble pas cohérente avec les résistivités imagées. Pour comprendre cette incohérence, il est nécessaire d'interpréter la structuration géo-électrique afin de mieux déterminer les paramètres de contrôle de l'anomalie magnétique dans ce secteur.

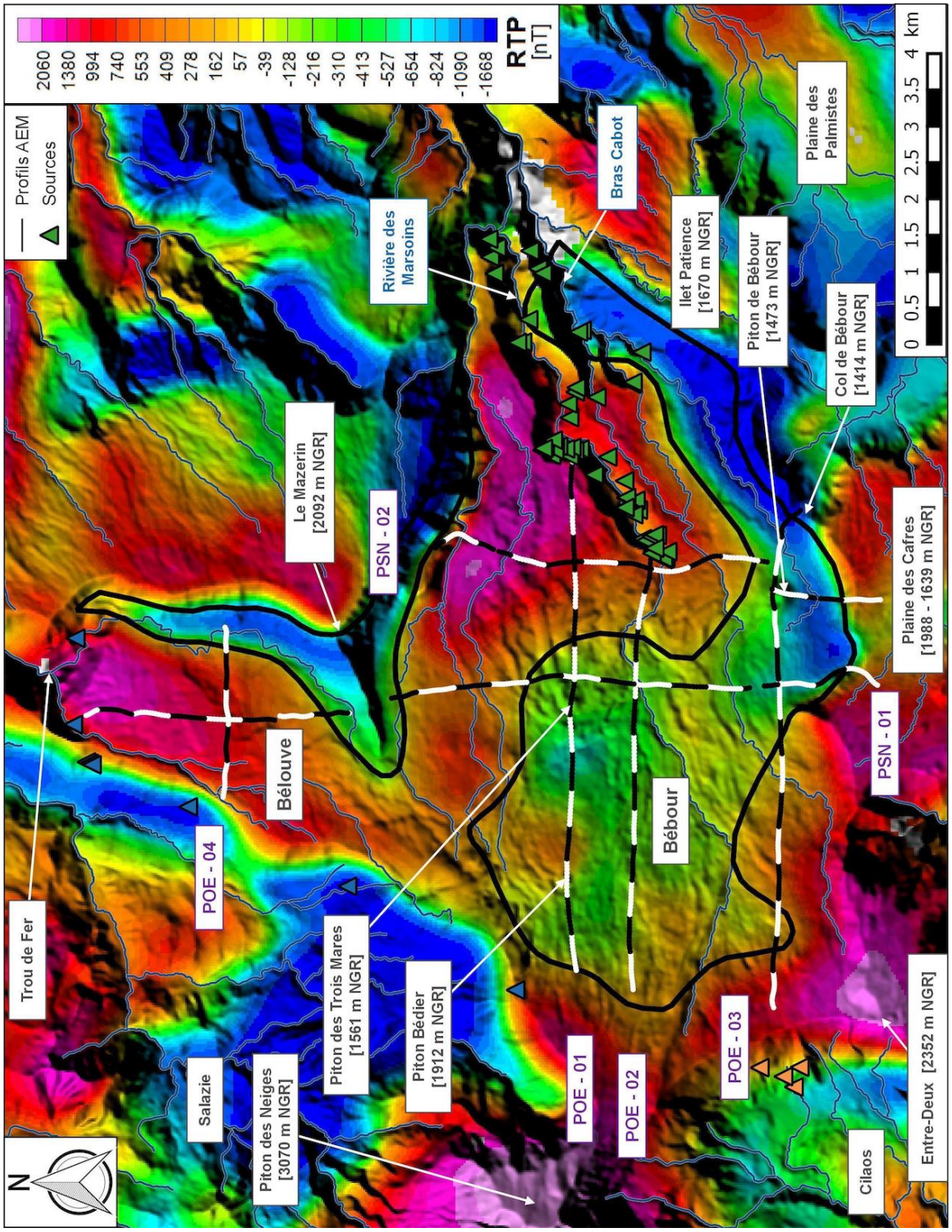


FIGURE 5.33 – Carte de l'anomalie magnétique RTP des plateaux de Bébour et Bélouve. Les sondages des 6 profils 2D de résistivité et RTP sont représentés en noir et blanc selon leur distance sur le profil. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m.

Le conducteur C1 s'étend le long du rempart de Cilaos (à l'ouest) jusqu'au secteur de Takamaka (à l'est). Alors qu'à l'ouest la structure géo-électrique semble continue, elle devient discontinue au milieu du rempart de la Plaine des Cafres. Cette discontinuité concorde avec un contraste magnétique. **La structure conductrice C2** est présente au

pied du Mazerin et semble, de part sa géométrie, continue avec les formations constituants le rempart (PSN-01 - Figure 5.27). D'après SALVANY et al. [2012], les remparts du Mazerin, de l'Entre-Deux et de la Plaine des Cafres sont composés de coulées de lave différenciées de la phase III du PdN. Les auteurs précisent qu'au niveau de la Plaine des Cafres, ces formations ont ensuite été recouvertes par les coulées de la série de la Plaine des Cafres, ce qui pourrait expliquer la discontinuité entre C1 et le haut des remparts dans ce secteur. Les structures C1 et C2 semblent correspondre aux formations de la phase III. Ce résultat est appuyé par la concordance de l'altitude de C1 et des ignimbrites cartographiées par ANTEA [2008] dans la Rivière des Marsouins.

Dès lors, les structures R1 et R2 devraient correspondre aux formations de la phase IV du PdN. Ce résultat est cohérent avec la cartographie du BRGM & LGSR [2006] et avec les travaux d'ANTEA [2004] ; ANTEA [2008]. La présence d'un paléo-profil entre ces deux structures (*i.e.* conducteur au contact des deux structures) s'expliquerait par la division de l'activité tardive du PdN en deux phases différenciées post ignimbrites : la première (IVa) de 180 à 70 ka suivie d'une seconde phase éruptive (IVb) de 70 à 29 ka [ROCHER et al., 1989]. Ainsi, les formations sous-jacentes ayant été rapidement recouvertes, le profil d'altération n'a pas pu se mettre complètement en place, ce qui explique les résistivités importantes ($\approx 500\,\Omega\cdot$m) des paléo-profils.

À partir de ces interprétations géologiques, il est possible d'expliquer l'incohérence entre la structuration géo-électriques imagées et l'anomalie magnétique. En effet, les structures imagées correspondent principalement aux formations de la phase IV (a et b) et de la phase III. L'ensemble de ces formations possède, théoriquement, des signatures magnétiques positives. Toutefois, on peut remarquer que dans le centre de Bébour, les formations de la phase IV ne marquent quasiment pas l'anomalie magnétique. Il semble donc que, comme pour la Plaine des Fougères, les anomalies magnétiques positives proviennent principalement des formations de la phase III. Il semble donc cohérent que les secteurs où l'anomalie magnétique est positive soient caractérisés par un remplissage important des formations de la phase III et, à l'inverse, les secteur négatifs correspondent à des remontées du substratum d'océanites. À partir de ce constat, il est possible de déduire la structure de ces formations et du substratum d'océanites sous les plateaux de Bébour / Bélouve :

1. à la fin de la phase II, l'érosion a creusé trois dépressions et non deux. La première vers le Trou de Fer, la seconde en direction de la Rivière des Marsouins et la troisième vers Grand Bassin et le Bras de la Plaine. Ces paléo-morphologies ont ensuite été remplies par les coulées différenciées de la phase III. (Figure 5.34).
2. lorsque la phase III s'arrête, l'érosion creuse les paléo-cirques des Marsouins et de Salazie, tel que LACQUEMENT et al. [2008] le décrit. Ils sont rapidement recouverts lors des éruptions explosives ignimbritiques, qui par leur nature tapissent la topographie avec des accumulations dans les cuvettes topographiques.
3. enfin, l'activité tardive du PdN remplit les deux paléo-cirques, d'abord durant la phase IVa (180 à 70 ka), ensuite durant la phase IVb (70 à 21.9 ka) [ROCHER et al., 1989], (Figure 5.34). Les formations tardives vont alors recouvrir complètement les paléo-morphologies jusqu'à obtenir les plateaux "homogènes" actuels (pente moyenne de 7° - [SALVANY et al., 2012]).

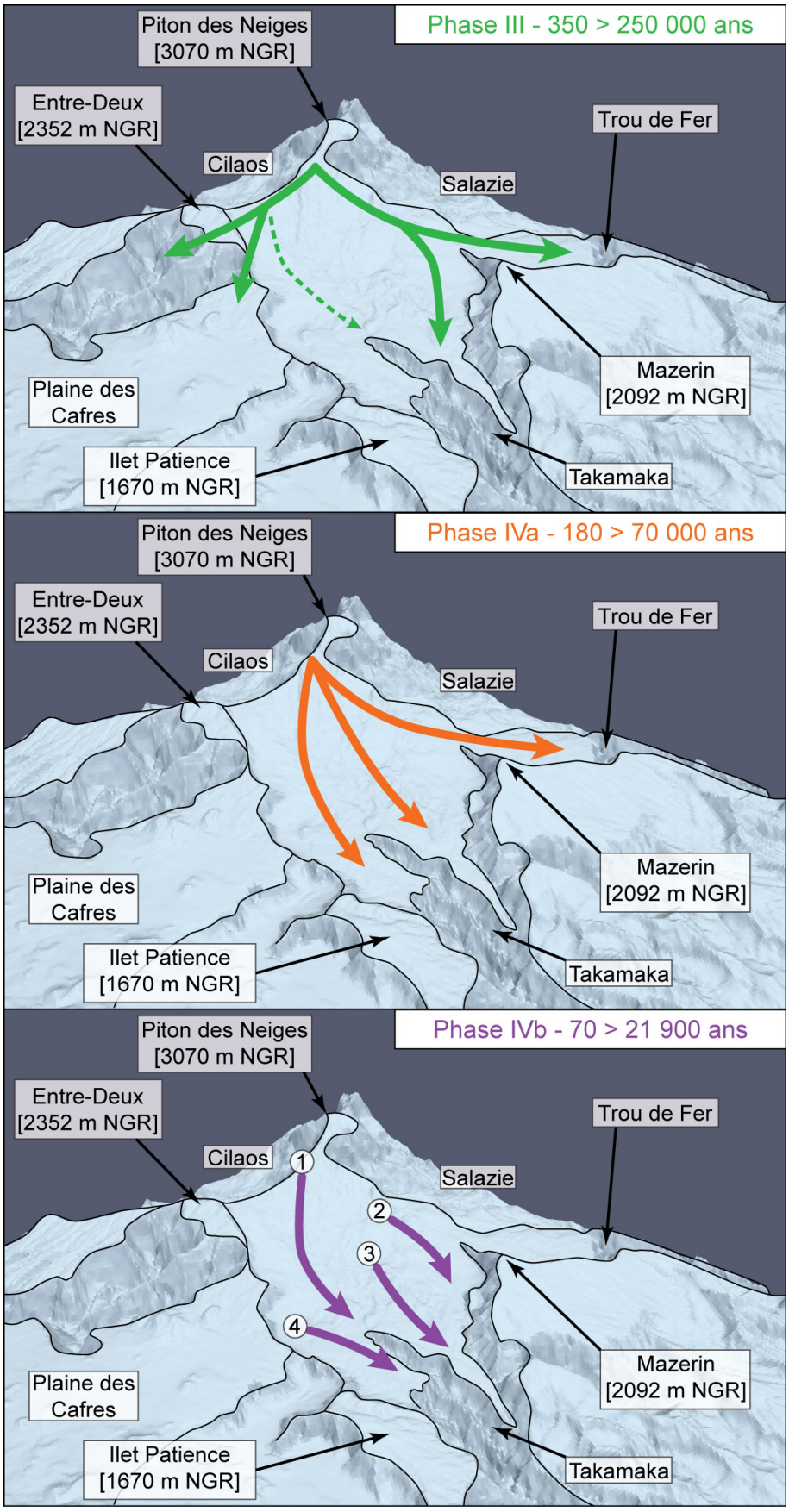


FIGURE 5.34 – Schémas 3D des axes de mises en place des formations volcaniques durant les phases érutives III, IVa et IVb. Les axes de mises en place des formations des phases III et IVa sont le résultat des processus d'érosion antérieurs. Sur la figure de la phase IVb, les chiffres localisent les principaux pitons de cette phase : (1) la coulée de l'oratoire, (2) Piton Bédier, (3) Piton des Trois Mares et (4) Piton du Bébour.

Au premier abord, les données de géophysiques électromagnétiques et magnétiques semblaient incohérentes. Toutefois, l'imagerie des résistivités ont permis de définir la structuration des formations récentes (phase III et IV - Figure 5.34). À partir de là, leurs confrontations aux données géologiques a permis d'expliquer la structuration géologique contrôlant non seulement la réponse géo-électrique mais aussi magnétique. Les résultats obtenus sur les plateaux de Bébour / Bélouve démontrent le potentiel d'imagerie superficiel mais aussi profond de la géophysique héliportée lorsque l'on intègre l'ensemble des données acquises. Le plateau de Bélouve est caractérisé par une structuration homogène avec des morphologies superficielles et en profondeur qui semblent cohérentes. En revanche, il est important de distinguer la structuration profonde de Bébour de la superficielle. En profondeur, les formations de la phase III sont orientées selon deux axes d'érosion alors qu'en surface, l'activité tardive a rempli uniformément le paléo-cirque des Marsouins.

Hydrogéologie des plateaux Bébour et Bélouve

Cette structuration particulière semble impacter directement les circulations d'eau souterraine. La pente générale des structures superficielles de phase IVa et IVb des plateaux de Bébour et Bélouve, respectivement orientées sud-est et nord-est, est cohérente avec l'emplacement des sources. Les sources de la Rivière des Marsouins, supérieures et intermédiaires, sont localisées au contact entre les formations des phases IVa et IVb (PSN-02, POE-01/02 - Figures 5.28 à 5.30).

En revanche, l'imagerie à proximité du Trou de Fer ne permet pas de confronter la structuration géo-électrique avec les sources. Toutefois, d'après le profil PSN-01, il est possible d'émettre l'hypothèse selon laquelle les sources supérieures sont soutenues par un aquifère présent dans le résistant R1, alors que les sources intermédiaires sont alimentées par des circulations dans le résistant R2 (Figure 5.27). Sur les remparts de Salazie, à part la source proche du PdN, l'altitude des sources (< 1 000 m NGR) est cohérente avec le contact entre les formations des deux dernières phases éruptives de ROCHER et al. [1989].

La structuration superficielle n'explique pourtant pas l'émergence des sources inférieures du Trou de Fer et de Takamaka ainsi que les sources présentes sur le rempart de Cilaos. En effet, la présence des sources de Cilaos, à l'opposé de l'axe des structures géo-électriques superficielles, est surprenante. En comparaison, sur la Plaine des Fougères, aucune source n'est présente sur le rempart sud, et cela, en raison du drainage des eaux souterraines par les structures de phase III orientées nord-est. Il est alors possible d'émettre l'hypothèse que les aquifères perchés dans les formations des phases IVa et IVb ne sont pas les seules entités hydrogéologiques du secteur.

D'abord, les axes de remplissage des formations de la phase III correspondent à l'emplacement des sources inférieures du Trou de Fer et de Takamaka. Il semble vraisemblable que le contact entre les coulées différenciées de la phase III et les océanites soutient des circulations d'eau souterraine qui alimentent ces sources. Ensuite, la remontée du substratum d'océanites au centre de Bébour pourrait expliquer la présence de sources sur le rempart de Cilaos. Enfin, le drainage des flux souterrains dans les formations de la phase III expliquerait les excédents de débit observés dans le Bras de la Plaine [AUNAY et al., 2009]. Les sources présentes dans l'axe de remplissage de la phase

III profiteraient donc du drainage de l'eau infiltrée au niveau du PdN et de la partie occidentale de Bébour. L'ensemble de ces interprétation convergent vers la mise en place d'axes de circulation préférentielle de l'eau souterraine dans les formations différenciées de la phase III. L'orientation du drainage est alors contrôlée par les axes de mise en place de ces formations.

Le remplissage des paléo-cirques creusés entre la phase II, la phase III et la phase IV du PdN crée un fonctionnement hydrogéologique particulier. Celui-ci est stratifié et multi-directionnel selon les axes de mises en place des formations volcaniques (Figure 5.34). Un premier aquifère, dans les formations superficielles de la phase IVb, soutient de nombreuses sources dans les secteurs de Takamaka et du Trou de Fer. Dessous, le second aquifère dans les coulées différenciées de la phase IVa draine les eaux souterraines selon les mêmes axes sud-est et nord-est. Enfin, trois aquifères perchés plus profonds reposent sur les océanites. Ils drainent les eaux profondes vers les sources inférieures du Trou de Fer, de Takamaka mais aussi vers le rempart de Cilaos et les sources de Grand Bassin (Figure 5.34). La géométrie, l'extension et la connexion de ces entités hydrogéologique n'a pas pu être étudiée à partir des données AEM.

5.1.5 Apport de la géophysique à la compréhension des aquifères perchés

L'interprétation conjointe des données électromagnétiques et magnétiques permet d'améliorer la définition et la délimitation des structures géologiques, particulièrement dans des secteurs où les processus d'altération météorique lissent les résistivités entre les différentes structures géologiques. Dans certains cas particulier où les contrastes magnétiques sont profonds, l'anomalie magnétique permet de compléter l'imagerie des résistivités pour approfondir les interprétations géophysiques et hydrogéologiques. L'analyse des variations du magnétisme met en évidence le caractère intégrateur de la méthode, les contacts géologiques ne sont pas uniquement imagés par des variations anomalies positives / négatives mais par des croissances / décroissances de l'anomalie. Pour améliorer l'approche, il est donc nécessaire d'utiliser d'autres traitements que la RTP afin de définir la profondeur et la géométrie des différentes sources de l'anomalie magnétique. En effet, les résultats de l'interprétation conjointe semble indiquer que les coulées de lave différenciées de la phase III ont les signatures magnétiques positives les plus fortes. Alors que les formations de la phase IV n'influencent quasiment pas l'anomalie magnétique.

Ensuite, l'approche qui consiste à définir les unités géologiques en fonction de gammes de résistivité possède certaines limites en contexte volcanique. Les processus d'altération météorique créent d'importants contrastes de résistivité entre les produits d'une même phase éruptive. L'approche multi-méthode présentée est fondée sur la délimitation des géométries des contrastes de résistivité et de l'anomalie magnétique. Elle permet de (i) **définir les structures géologiques**, (ii) **quantifier l'épaisseur des profils et paléo-profils d'altération** et (iii) **de ne pas fonder l'interprétation de la géophysique sur des gammes de résistivité subjectives**.

L'analyse des trois secteurs permet d'améliorer la compréhension et la connaissance de la structuration géologique et la mise en place des aquifères perchés en contexte volcanique. Sur les trois secteurs étudiés, 96 profils 2D ont été analysés pour un linéaire

de 720 km environ[6]. Dans le chapitre 3, l'approche régionale a permis d'analyser non seulement la structuration géologique mais aussi la mise en place des profils d'altération. Ici, l'imagerie AEM met en évidence l'importance de ces processus sur la distribution des aquifères perchés. Entre deux phases éruptives d'un volcan, les coulées de lave qui affleurent sont soumises à l'altération météorique, des profils d'altération se développent donc, diminuant leurs perméabilités. Lorsque celles-ci sont recouvertes avec la reprise de l'activité volcanique, un contraste de perméabilité se met en place au contact entre les formations des deux phases éruptives. Ce contraste est accentué par la cuisson de la matière organique en surface lors de la mise en place des nouvelles coulées de lave [CUSTODIO, 2004]. Lorsque le profil d'altération est assez développé, le contraste de perméabilité devient assez important pour soutenir un aquifère perché. En revanche, même avec des phases éruptives rapprochées temporellement (cf. Bébour / Bélouve) l'altération météorique crée un contraste de perméabilité permettant la mise en place d'émergences. Sous le paléo-profil, les formations, moins altérées, peuvent contenir des aquifères perchés qui reposent sur l'interface avec les formations anciennes, lui aussi caractérisé par un paléo-profil. Ainsi, si l'activité éruptive d'un volcan est polyphasée, séparée par des périodes d'accalmies suffisantes, des aquifères perchés se mettront en place dans les formations des différentes phases. Chacun de ces aquifères reposent sur un aquitard, plus ou moins perméable en fonction de la durée d'exposition des formations à l'altération météorique. En fonction, l'aquifère sous-jacent sera plus ou moins alimenté par le drainage des aquifères perchés supérieurs. Enfin, plus les formations sont anciennes, plus elles ont été soumises à l'altération liée à la saturation des coulées, moins elle sont perméables. En se rapprochant du littoral, l'épaisseur des formations des différentes phases volcaniques diminuent, en raison de la distance vis-à-vis du centre éruptif. Cette structuration crée une convergence verticale des flux d'eau souterraine jusqu'à obtenir un milieu saturé continu. En fonction du degré d'altération des paléo-profils, l'aquifère côtier sera plus ou moins discontinu.

Dans les trois secteurs étudiés, la géophysique met en évidence la présence d'axes de circulation préférentielle au contact entre des formations de différentes phases éruptives. Dans le cas de **la Plaine des Fougères**, les formations de la phase III sont assez épaisses pour ne pas être totalement recoupées par les ravines. De plus, la paléo-morphologie des océanites est caractérisée par une pente importante favorisant le drainage des eaux souterraines. Dans cette configuration, l'aquifère draine les eaux souterraines des remparts jusqu'au complexe aquifère régional sans soutenir de sources. Le remplissage de la **Plaine des Palmistes** s'est mis en place sur une morphologie moins pentue caractérisé par un verrou au niveau du Morne de St-François. Les formations récentes n'étant pas recoupée par l'érosion, la morphologie des remplissages favorise la mise en place d'un important aquifère bénéficiant d'un stock plus important. Toutefois, cet aquifère draine lui aussi l'eau souterraine jusqu'au complexe aquifère régional [AUNAY et al., 2017]. Enfin, les circulations d'eau souterraine sous **les plateaux de Bébour / Bélouve** sont structurées selon au moins trois aquifères perchés superposés. Les deux premiers sont localisés dans des formations récentes (phase IV) alors que le troisième semble présent dans les coulées de lave plus anciennes de la phase III. En fonction des phases volcaniques, phase III ou IV, les axes de drainage divergent. Dans tous les cas, l'érosion importante de la Rivière des Marsouins, du Trou de Fer, des deux cirques autour ainsi que de Grand Bassin permet le drainage de la majorité des flux des aquifères vers d'importantes rivières. Contrairement

6. Plaine des Fougères : 35 profils - 275 km ; Plaine des Palmistes : 40 profils - 216 km ; Bébour / Bélouve : 25 profils - 228 km

aux deux cas précédents, l'aquifère de Bébour n'atteint donc pas le complexe aquifère régional. Ce résultat montre distinctement la nécessité d'intégrer les bassins hydrogéologiques dans les calculs de bilan des eaux souterrains en contexte volcanique basaltique.

Grâce à la diversité géologique et morphologique de ces secteurs, il est possible de caractériser les facteurs contrôlant en partie les circulations d'eau souterraine dans la zone non-saturée. En fonction de la topographie et de la morphologie des différentes formations volcaniques, ces axes de circulation drainent les flux jusqu'aux aquifères côtiers, soutiennent des sources plus où moins pérennes ou permettent la mise en place d'aquifères perchés. C'est là que **l'érosion joue un rôle primordial** :

- durant les périodes d'accalmies volcaniques, l'érosion met en place un réseau hydrographique plus ou moins important. Lorsque l'activité reprend, les nouvelles formations vont remplir les axes du réseau hydrographique. Les circulations d'eau entre les formations de ces deux phases suivront donc les axes des ravines. Il est possible que des pauses de l'activité volcanique durant une même période permettent la mise en place d'axe de circulation préférentiel (*i.e.* plateaux de Bébour / Bélouve).
- l'érosion tend à aplanir le fond des dépressions et des ravines avec des pentes faibles vers l'océan. Ainsi, plus les paléo-morphologies auront été érodées, moins leurs pentes sont fortes, et donc plus les formations sus-jacente ont un potentiel hydrogéologique important.
- les processus d'érosion semblent créer quasi-systématiquement des verrous en aval des dépressions topographiques, comme par exemple à l'exutoire des cirques actuels. Ces géométries sont visibles à mi-versant de la Plaine des Fougères, au niveau du Morne de St-François, de la Plaine des Palmistes et en aval du plateau de Bébour (secteur de Takamaka).

Ainsi, la structuration des massifs volcaniques n'aura pas le même impact sur les circulations d'eau souterraine en fonction du degré d'érosion, de l'épaisseur des formations volcaniques et de la pente du substratum.

5.2 Amélioration de l'imagerie AEM

Dans la section section 5.1, les données de géophysiques héliportées, électromagnétiques et magnétiques, ont été exploitées pour imager la structuration du sous-sol dans différents contextes morphologiques de l'île de La Réunion. Comme pour l'intrusion saline, l'inversion "smooth" a démontré un fort potentiel pour l'imagerie des aquifères perchés en contexte volcanique. Le modèle de résistivité inversé à l'échelle régionale permet d'interpréter qualitativement les structurations géologiques de trois secteurs. Toutefois, plusieurs artéfacts ont été observés sur les profils 2D de résistivité :

- D'abord, les horizons résistants superficiels se prolongent généralement sur de grandes distances, et cela, malgré d'importantes variations topographiques. Le profil POE-02 de la Plaine des Palmistes l'illustre pleinement entre 0 et 5 000 m de distance (Figure 5.19). Ce résultat n'est pas cohérent avec les principes géologiques et les données de terrains.
- Ensuite, les structures géo-électriques sont largement marquées par des effets de topographie. Alors que les horizons conducteurs sont interprétés comme des profils et paléo-profils d'altération, il n'est pas cohérent que leurs géométries suivent

la topographie au niveau des ravines. Par exemple à 2 400 m de distance sur le profil POE-02 de la Plaine des Fougères (Figure 5.8), où la géométrie du conducteur superficiel est parallèle à la topographie.

– Enfin, dans des contextes aussi résistants que les secteurs étudiés, des artéfacts conducteurs sont imagés en bas des profils, des fois au dessus de la profondeur d'investigation (DOI). Cet artéfact est visible sur les 3 000 premiers mètres du profil POE-01 du plateau de Bébour (Figure 5.29).

L'objectif de cette partie est donc d'analyser l'inversion géophysique dans un secteur d'altitude afin de limiter l'apparition de ces trois types d'artéfacts. Cela permettrait de préciser les interprétations géologiques et hydrogéologiques en altitude. Cette analyse de l'inversion se divise en deux étapes. D'abord, l'utilisation d'un nouveau protocole de traitement des décroissances électromagnétiques est utilisé. Ensuite, des tests de sensibilité de l'inversion sont effectués afin d'étudier la création des trois artéfacts présentés ci-dessus. Ces re-traitements et inversions ont été effectués sur la Plaine des Fougères étudiée page 153. Sur ce secteur, les données AEM sont de bonnes qualités (faible ratio S/N) avec une bonne densité sur l'ensemble du versant. Ce secteur permet donc de tester l'amélioration de l'imagerie géophysique en limitant les incertitudes d'imagerie liées au bruit anthropique.

5.2.1 Re-traitements des données AEM

Pour améliorer la résolution et la profondeur d'investigation de l'AEM, les données brutes sont d'abord re-traitées grâce au protocole développé par Pierre-Alexandre Reninger du BRGM Orléans :

1. suppression des signaux bruités en utilisant la méthode automatique SVD [7] [RENINGER et al., 2011 ; RENINGER, 2012]. Ce traitement supprime une grande partie des données bruitées plus objectivement que le protocole standard (choix des pentes des filtres par l'opérateur).
2. utilisation d'un filtre trapèze adapté au niveau de bruit pour éviter de sur-moyenner les décroissances électromagnétiques. Ce nouveau filtre permet de conserver une meilleure résolution de l'imagerie AEM.
3. ajout des sondages acquis hors des lignes de production pour augmenter le nombre de sondage exploitable sur le secteur.
4. correction des décroissances électromagnétiques avec une meilleure prise en compte des données de navigation (*i.e.* DGPS et tilt effectif - [RENINGER et al., 2015]). Ce traitement permet de mieux intégrer la topographie dans le calcul de l'altitude et de l'aire effective des boucles d'émission et de réception.
5. 4 fenêtres ("gates") aux temps courts du moment fort (HM) sont conservées. Ces nouvelles fenêtres du moment fort permettent de conserver une bonne résolution en proche surface, lorsque le moment faible est trop bruité.
6. traitement manuel final des données pour supprimer les bruits restants (*i.e.* couplage galvanique).

La Figure 5.35 présente les décroissances électromagnétiques traitées soit par le protocole BRGM soit par le protocole standard HydroGeophysics Group (HGG). Les

7. SVD (Singular Value Decomposition)

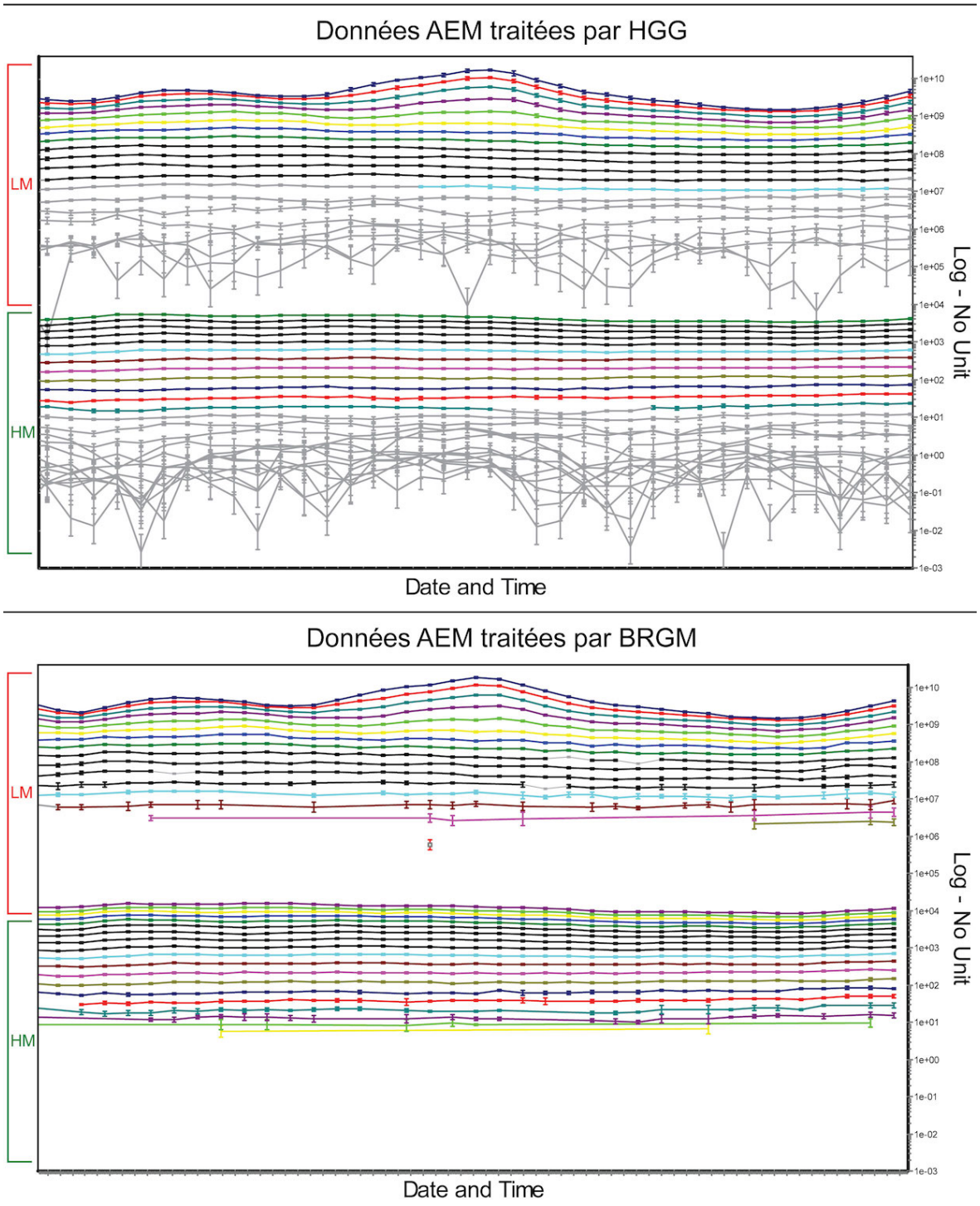


FIGURE 5.35 – Décroissances électromagnétiques traitées soit par le protocole standard HGG, soit par le protocole BRGM. Pour chaque traitement, les décroissances sont divisées entre le moment faible (LM) en haut et le moment fort (HM) en dessous. Pour chaque moment, les données sont représentées à la verticale, les premières fenêtres en haut, les dernières en bas. Les données de couleurs sont conservées pour être inversées. À l'inverse, les données grisées sont supprimées et ne sont pas utilisées dans l'inversion.

décroissances sont réparties le long d'environ 1 300 m de lignes de vol. Les données bruitées, pas utilisées lors de l'inversion, sont grisées. Les traitements automatiques standards sont effectués directement dans le logiciel d'inversion. Les lignes de vol HGG

affichent donc l'ensemble des fenêtres mesurées. En revanche, les traitements automatiques BRGM sont effectués en amont. Seules les données conservées sont importées dans le logiciel d'inversion. Cela explique que la ligne de vol BRGM ait moins de fenêtres affichées (Figure 5.35). Après les traitements du protocole HGG, traitements manuels inclus, 12 fenêtres du LM et 11 du HM sont conservées, alors que le protocole BRGM conserve 15 fenêtres du LM et 18 du HM (Figure 5.35). Ce dernier permet donc de conserver plus de données. Ce protocole améliore ainsi la résolution et la profondeur d'investigation des sondages inversés.

Durant la campagne Reun_EM, 13 872 sondages ont été mesurés sur le secteur de la Plaine des Fougères. Après les traitements, 10 718 sondages sont inversés pour le modèle HGG alors que le modèle BRGM en conserve 13 502 pour une surface de 90 km². La couverture géophysique passe alors de 120 à 150 sondages par km². Dans un secteur favorable à l'acquisition de donnée AEM, le protocole du BRGM permet d'augmenter de 25% la densité de couverture de la géophysique.

Pour finir, il est important de rappeler que ces comparaisons ne visent pas à critiquer le modèle HGG inversé à l'échelle régionale. Il est naturel que les résultats soient plus grossier. L'objet, ici, est de détailler l'amélioration de la qualité des données inversées sur la Plaine des Fougères.

5.2.2 Analyse des paramètres d'inversion

Une fois que les décroissances ont été re-traitées, plusieurs inversions sont effectuées afin de tester la sensibilité de l'inversion et détecter les paramètres d'inversion pouvant induire des artéfacts. Ces tests s'inspirent du benchmark, section 4.2, page 107, en analysant l'influence du modèle *a priori* et des contraintes de résistivité sur l'imagerie géophysique. Toutefois, le benchmark est une approche systématique analysant les modèles de résistivité en fonction de l'évolution des différents paramètres. Alors qu'ici, les tests s'apparentent plus à des essais-erreur visant à trouver le plus rapidement possible les paramètres adaptés à l'imagerie de la Plaine des Fougères.

Dans un premier temps, l'objectif est d'analyser l'impact des modèles *a priori* sur l'imagerie "smooth" en altitude. A part les modèles *a priori*, les inversions "smooth" sont toutes paramétrées de la même façon. D'abord, les inversions sont effectuées en fonction de l'altitude pour limiter la création de contraste parallèle à la topographie. Ensuite, le modèle smooth est composé de 30 couches dont l'épaisseur augmente logarithmiquement de 0 à 500 m de profondeur. La première couche possède une épaisseur de 2 m. Enfin, les contraintes de résistivité, inspirées du benchmark sont de 2.8 verticalement et de 1.6/1.5/1.4/1.3/1.2 latéralement [8].

Pour ces premiers tests, 5 inversions utilisent différents modèles *a priori* :

1. l'inversion R100 : 100 Ω·m pour les 30 couches et sur l'ensemble du secteur ;
2. l'inversion R250 : 250 Ω·m pour les 30 couches et sur l'ensemble du secteur ;
3. l'inversion R500 : 500 Ω·m pour les 30 couches et sur l'ensemble du secteur ;

8. les contraintes latérales évoluent avec la profondeur pour compenser la diminution de résolution de la géophysique électromagnétique. Plus la couche est profonde, plus le modèle inverse sera contraint pour conserver une cohérence latérale. La répartition des contraintes est donc la suivante : couches 1-3 : 1.6 / couches 4-8 : 1.5 / couches 9-14 : 1.4 / couches 15-22 : 1.3 / couches 23-30 : 1.2.

4. l'inversion R800 : 800 Ω·m pour les 30 couches et sur l'ensemble du secteur ;
5. l'inversion CAH : le modèle évolue en fonction des clusters de la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) (Figure 5.36). Les modèles *a priori* correspondent à la moyenne des signatures des 4 principaux clusters : 625 Ω·m pour le cluster 9, 225 Ω·m pour le cluster 3, 200 Ω·m pour le cluster 5 et 75 Ω·m pour le cluster 1.

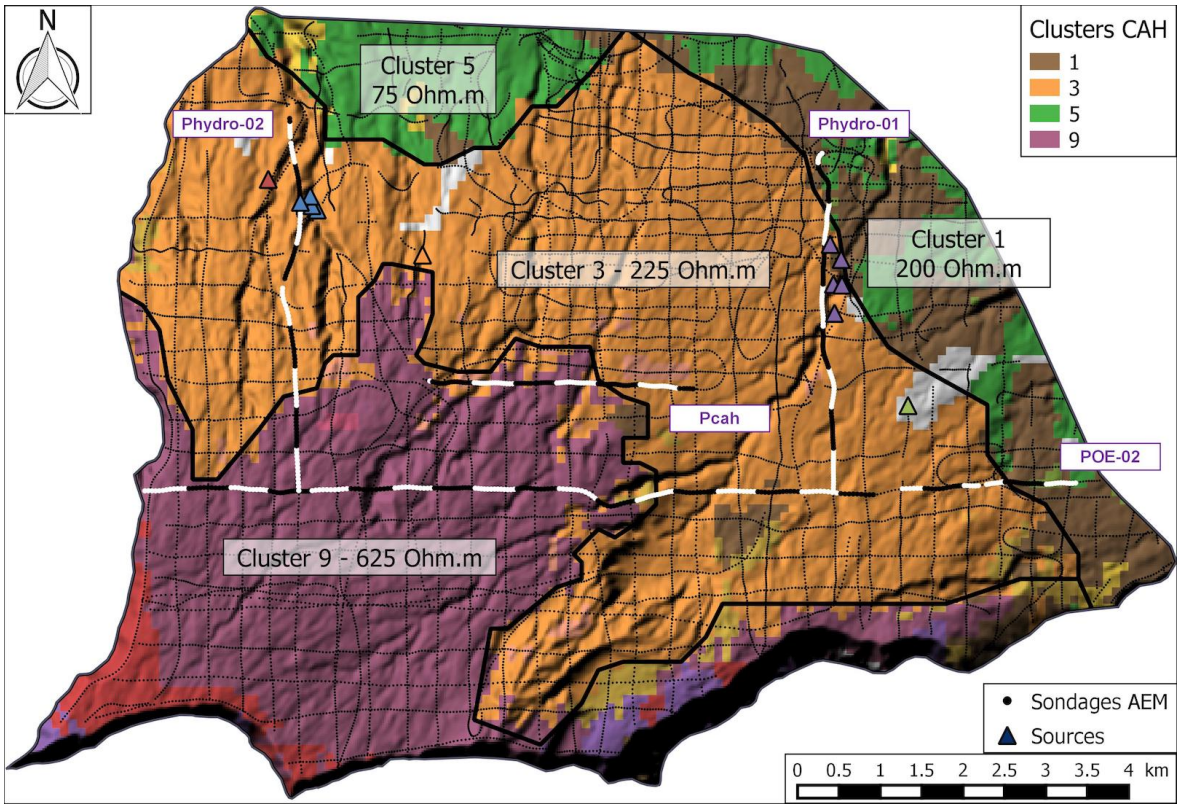


FIGURE 5.36 – Carte des clusters et des modèles *a priori* sur la Plaine des Fougères. Quatre secteurs de modèles *a priori* ont été délimités en fonction des clusters principaux : cluster 9, 3, 1 et 5. Les quatre profils sont représentés sur la carte en blanc et noir en fonction de la distance. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m.

Les résistivités imagées sur la Plaine des Fougères évoluent avec la pente. En amont, les secteurs sont très résistants (*i.e.* cluster 9- Figure 5.36) alors qu'en aval, les formations anciennes et l'accentuation thermique de l'altération diminuent la résistivité du sous-sol (*i.e.* cluster 1 et 5 - Figure 5.36). Ainsi, les 4 premiers modèles permettent de tester l'influence de modèles *a priori* plus ou moins résistants dans des secteurs aux structurations géo-électriques différentes. Le dernier modèle propose une évolution plus fine du modèle *a priori* à partir des résultats de la CAH. En comparaison, le modèle de résistivité régional inversé par HGG utilise un modèle *a priori* de 500 Ω·m sur la quasi-totalité du versant. Une partie du secteur aval sud-est est paramétrisé avec un modèle 100 Ω·m (*i.e.* les 2/3 du secteur cluster 1 et le sud-est du cluster 3 - Figure 5.36).

L'analyse des résultats des inversions est illustré avec le profil POE-02 présenté dans la section 5.1.2 (Figure 5.8). Ce profil traverse le versant d'ouest en est et traverse trois clusters différents (Figure 5.36). Ses caractéristiques géo-électriques et sa morphologie accidentée permettent d'analyser les résultats d'inversions dans différents contextes géo-électriques. L'ensemble des points importants de l'analyse sont visibles sur la Figure 5.37. Pour compléter l'analyse, trois profils sont présentés dans l'Annexe C, page 267. Comme

sur la Figure 5.37, les contrastes ne sont pas soulignés pour ne pas cacher de la donnée ce qui limiterait la visualisation des contrastes de résistivité.

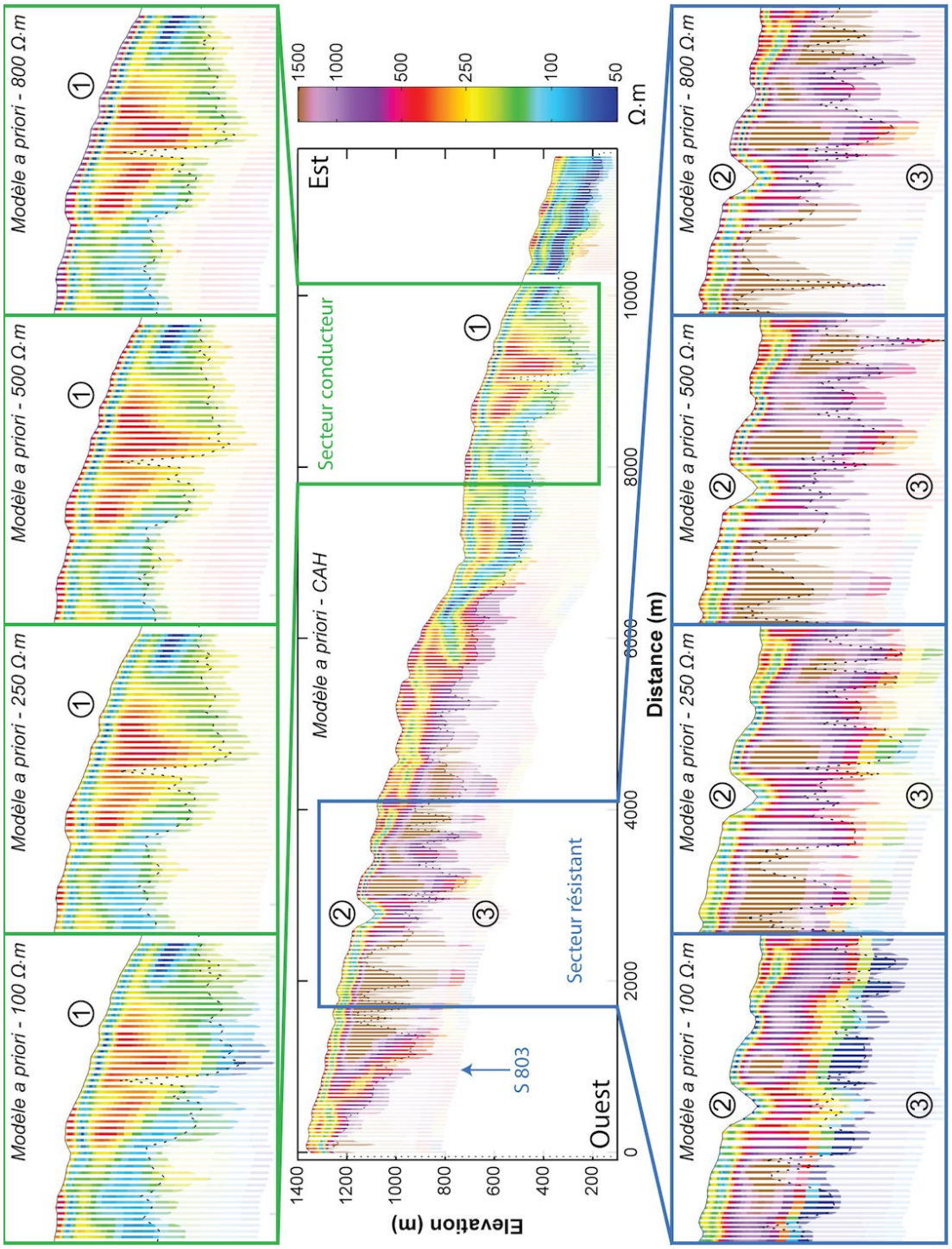


FIGURE 5.37 – Comparaison des profils de résistivité POE-06 en fonction des modèles *a priori*. Au centre le profil POE-06 de l'inversion CAH est représenté en entier. Les autres inversions sont présentées pour deux secteurs, l'un résistant (bleu), l'autre plus conducteur (vert). L'objectif est de présenter les résultats des différentes inversions sur une même figure tout en ayant une échelle satisfaisante pour visualiser les contrastes les plus fins. Le modèle *a priori* de l'inversion CAH est de 625 Ω·m dans le secteur résistant et de 225 Ω·m dans le secteur conducteur. Sur chacune des inversions, trois organisations géo-électriques particulières sont pointées par des chiffres pour faciliter l'interprétation des modèles de résistivité.

La Figure 5.37 pointe trois organisations géo-électriques particulières :

1. Dans le secteur conducteur, les inversions R100, R250 et CAH imagent un résistant d'environ 10 à 20 m d'épaisseur dont les résistivités varient de 200 à 500 Ω·m. Lorsque le modèle *a priori* augmente (*i.e.* R500 et R800), l'horizon superficiel atteint 800 à 1000 Ω·m sur 10 à 20 m d'épaisseur. Plus l'horizon superficiel est résistant, plus l'horizon sus-jacent est conducteur. En revanche, la géométrie en dessous est sensiblement la même, comme les résistivités. En profondeur, sous la DOI, les résistivités tendent vers le modèle *a priori*.

2. Dans le secteur résistant, l'inversion R100 image un horizon superficiel d'environ 250 Ω·m qui est discontinu d'une rive à l'autre de la ravine. En augmentant la résistivité de départ, l'inversion image un horizon de plus en plus résistant et continu (R800 image un résistant supérieur à 800 Ω·m). L'horizon sous-jacent est, dans ce cas aussi, d'autant plus conducteur que les résistivités sont fortes à la surface. En revanche, la variation des résistivités de départ n'influe pas sur sa géométrie, parallèle à la topographie malgré la présence d'une ravine d'environ 100 m de profondeur.

3. En profondeur, sous le résistant, alors que R100 image un important conducteur (< 10 Ω·m), les inversions CAH, R500 et R800 prolonge le résistant jusqu'à 500 m de profondeur, dans les trois cas, la géométrie et les résistivités en profondeur sont sensiblement les mêmes.

Il ressort de ces tests que, comme sur le littoral, le modèle *a priori* doit évoluer en fonction de la configuration géo-électrique du sous-sol. Dans le cas contraire, l'inversion crée des artéfacts qui ne sont pas réalistes.

Le premier artéfact imagé en altitude correspond à la continuité des horizons superficiels résistants, et ce, peu importe la topographie. Cet artéfact semble pouvoir être limité par des modèles *a priori* adaptés. Lorsque celui-ci est trop résistant, l'horizon s'épaissit et devient continu sur la quasi-totalité du profil (*e.g.* R800), et ce, même lorsque la topographie est escarpée. En revanche, des résistivités de départ plus modérés permettent de limiter ce phénomène (*e.g.* R100, R250, CAH et R500 dans le secteur résistant - Figure 5.37).

Le second artéfact mentionné au début du chapitre correspond aux contrastes de résistivité parallèles à la topographie. Les tests utilisent l'inversion en fonction de l'altitude pour limiter ces géométries. Toutefois, au niveau de la ravine (pointeur 2) ainsi qu'à 4 200 m de distance, les contrastes superficiels suivent la topographie, et cela, peu importe les résistivités de départ (Figure 5.37). Pour rappel, il semble peu probable que lorsqu'une ravine découpe l'empilement tabulaire des coulées de lave, la géométrie des contrastes de résistivité suive quand même la topographie. Soit les contrastes de résistivité sous les ravines sont liés à des processus pas compris. Soit l'empreinte du dispositif de mesure est trop large pour mesurer uniquement la réponse géo-électrique au droite de la ravine.

Le troisième artéfact est présent en profondeur lorsque, sous un important résistant, la géophysique image un conducteur (*e.g.* R100 (Figure 5.37). Lorsque l'inversion

utilise des modèles *a priori* suffisamment résistants, le conducteur profond disparaît. Ce conducteur est considéré comme un artéfact à partir de l'analyse des décroissances électromagnétiques mesurées et inversées (Figure 5.38). Pour la même mesure, l'inversion R100 s'éloigne de la donnée mesurée aux temps longs du moment fort (*e.g.* hors des fenêtres mesurées). Au contraire, l'inversion R500 semble de bonne qualité sur l'ensemble des décroissances des deux moments électromagnétiques. De plus, les importantes ravines présente sur l'île de La Réunion sont caractérisées par des morphologies escarpées pouvant dépasser les 1 000 m de profondeur. Il est donc plus cohérent que la profondeur d'une paléo-vallée aussi large dépasse les 500 m imagés par l'AEM.

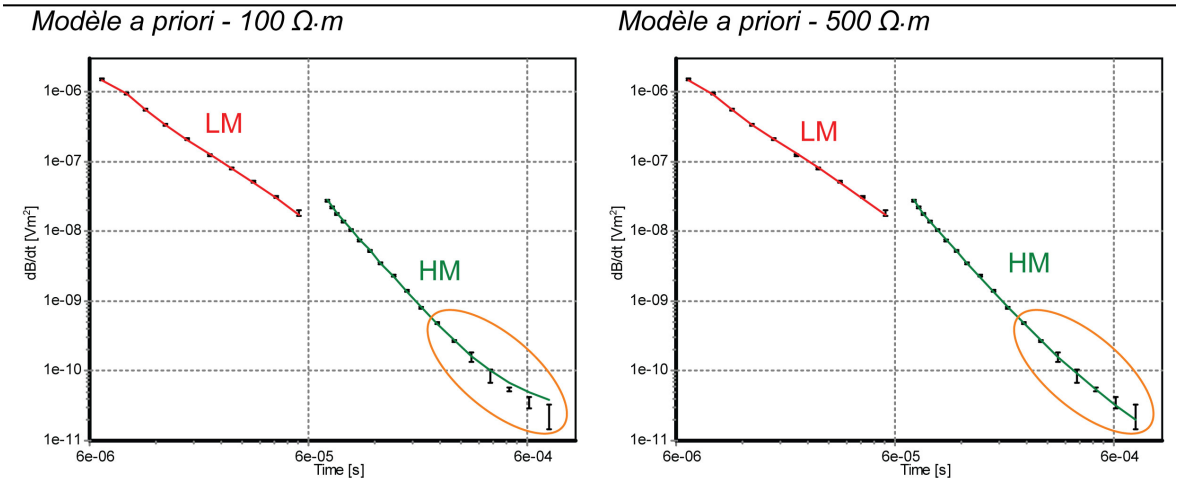


FIGURE 5.38 – Décroissances électromagnétiques mesurées (fenêtre en noir) et inversées (courbes en rouge/vert) du moment fort et faible de la mesure 803. À gauche le modèle inversé avec des résistivités de départ de 100 Ω·m, à droite de 500 Ω·m. L'écart entre les deux bornes des fenêtres correspond à l'incertitude de chacune d'entre elles. Pour que l'inversion soit de qualité, le modèle doit passer entre les bornes, sinon l'inversion s'écarte des données mesurées. La mesure 803 correspond au sondage S 803 localisé sur le profil POE-02, Figure 5.37.

Ces résultats soulignent un problème : le modèle *a priori* doit être plutôt conducteur pour éviter la création d'un artéfact résistant superficiel tout en étant assez résistant pour éviter la création de conducteur profond. D'abord, l'inversion CAH, de part la variation du modèle *a priori* semble limiter la création des deux artéfacts. Toutefois, l'artéfact résistant superficiel semble toujours présent au niveau de certaines variations topographiques (visible sur les profils en annexe C). Pour limiter encore plus la création de ces deux artéfacts, deux nouvelles inversions ont été effectuées CAH v2 et CAH v3. Elles utilisent un modèle *a priori* simplifié : pour les zones cluster 1, 3 et 5 les résistivités de départ sont de 300 Ω·m pour l'ensemble des couches. Les contraintes de résistivité sont plus lâches : (i) verticale : 3 et (ii) latérale 6/3/2.5/2/1.5/1.3 [9]. Enfin, le modèle "smooth" de 30 couches s'étend toujours jusqu'à 500 m de profondeur. Toutefois, la première couche de l'inversion CAH v2 est de 4 m alors que celle de CAH v3 est de 2 m. En augmentant l'épaisseur de la première couche, la géométrie du modèle "smooth" évolue sur l'ensemble des sondages. L'objectif est de réduire la résolution superficielle du modèle inversé pour éviter de créer des artéfacts à cause d'un manque de résolution

9. La répartition des contraintes latérales est la suivante : couches 1-2 : 6 / couches 3-6 : 3 / couches 7-11 : 2.5 / couches 12-17 : 2 / couches 18-23 : 1.5 / couches 24-30 : 1.3.

superficielle de la méthode.

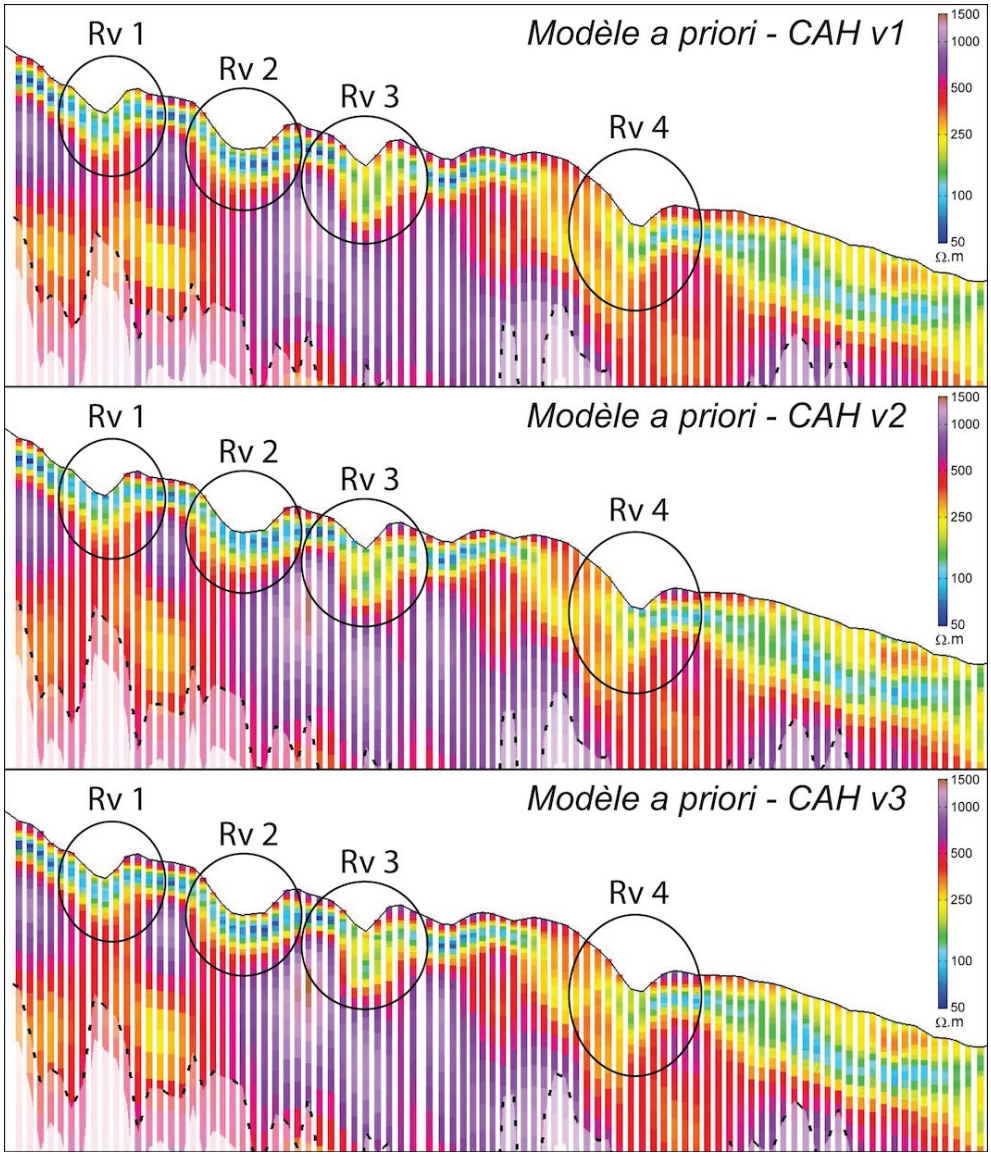


FIGURE 5.39 – Zoom sur un secteur d'intérêt du profil POE-3 sur la Plaine des Fougères. Le profil POE-03 est visible dans l'Annexe C, page 267. L'inversion CAH v1 provient des premiers tests d'inversion. Les inversions CAH v2 et v3 ont des modèles et contraintes verticales sensiblement les mêmes, en revanche les contraintes latérales de résistivité ont été libérées, principalement pour les 5 premières couches. La première couche du modèle "smooth" de l'inversion CAH v2 est de 4 m d'épaisseur alors que le modèle de la CAH v3 est de 2 m comme les autres inversions.

Les résultats des trois inversions CAH (v1, v2 et v3) sont comparés sur le profil Pcah, Figure 5.39. Ce profil est situé à mi-versant entre le cluster 9 et 3 (Figure 5.36). Pour mieux visualiser l'impact des nouveaux paramètres d'inversions, ce profil est un zoom du profil POE-03 disponible dans l'Annexe C, page 267. Cette partie du profil recoupe 4 ravines (Rv 1, 2, 3 et 4) ainsi qu'un secteur où le résistant superficiel est moins fort (Figure 5.39). Les ravines 1, 2 et 4 sont caractérisées par des morphologies escarpées. La dernière possède un fond plat de 92 m de large. Pour les quatre ravines, les inversions CAH v1 et v3 imagent des résistivités superficielles d'environ 250 Ω·m. La libération des contraintes latérales ne semble donc pas influencer l'imagerie des résistivités autour des ravines. Sur les profils en Annexe C, de légères différences sont visibles entre les

inversions CAH v1 et v3 sans vraiment être représentatives. En revanche, le fond des ravines est conducteur sur le profil de l'inversion CAH v2. Ensuite, dans le secteur en dehors des ravines, l'imagerie géophysique est sensiblement la même pour les trois inversions. Il semble donc préférable de limiter la résolution superficielle de l'inversion (première couche de 4 m d'épaisseur plutôt que 2).

En conclusion, il semble que les paramètres d'inversion CAH v2 soient les plus adaptés à l'imagerie des résistivités de la Plaine des Fougères :

1. l'utilisation des modèles *a priori* "homogènes" adaptés aux différents secteurs empêche la création d'artéfact profond ;
2. relâcher les contraintes de résistivité latérales ne semble pas fortement impacter les résultats de l'inversion. Dans le détails, cela favorise les variations latérales de la résistivité, ce qui semble important sur la Plaine des Fougères. Les contraintes des inversions CAH v2 et v3 sont donc préférées ;
3. l'AEM ne semble pas avoir la résolution suffisante pour imager des contrastes de 2 m d'épaisseur, il est donc préférable d'augmenter l'épaisseur de la première couche du modèle "smooth".

En l'état, **l'inversion CAH v2 apporte la meilleure imagerie de la Plaine des Fougères**.

5.2.3 Comparaison des protocoles de traitement

Pour finir, la nouvelle inversion des données AEM est comparée au modèle de résistivité régional inversé par HGG. Outre l'augmentation de la densité des sondages inversés sur le secteur [10], le retraitement des données AEM a permis d'augmenter la DOI des sondages inversés. La carte de la Figure 5.40 présente la variation de la DOI entre les deux inversions ($DOI_{BRGM} - DOI_{HGG}$). Les données étant re-échantillonnées durant le protocole de traitement standard, il n'est pas possible de directement comparé la DOI des sondages. Pour cela, la carte propose une comparaison de la DOI moyenne pour chaque cellule d'une grille de 200 m de côté. Il ressort que sur la majorité du territoire, les sondages BRGM possèdent une meilleure profondeur d'investigation. Cet effet s'accentue au centre du versant, au niveau de la structure résistante, où l'augmentation de la DOI est plus forte (Figure 5.40).

En plus d'augmenter la profondeur d'investigation de plus de 50 à plus de 150 m, le retraitement et re-inversion des données a permis d'améliorer l'imagerie géophysique. Ces améliorations sont visibles sur le profil POE-02 (Figure 5.41) :

1. le nouveau modèle de résistivité permet d'imager plus profondément la géométrie de la paléo-vallée tout en limitant la création d'artéfact en profondeur ;
2. au dessus des secteurs résistants, les contrastes superficiels sont accentués tout en évitant la continuité du résistant superficiel malgré la topographie. Grâce à l'inversion en fonction de l'altitude, les contrastes de résistivité sont moins parallèles à la topographie.
3. la résolution des contrastes entre 200 et 500 Ω·m est de meilleure qualité et la résolution superficielle est plus fine. Ces améliorations permettent d'affiner la définition des structures géo-électriques qui n'étaient pas assez contrastées sur l'inversion régionale.

10. BRGM : 13 872 sondages, densité de 150 sondages par km²
HGG : 10 718 sondages, densité de 120 sondages par km².

4. dans les secteurs conducteurs, le contraste entre le conducteur et le résistant superficiel est accentué tout en limitant sa continuité au niveau des ravines.
5. l'augmentation de la profondeur d'investigation permet d'imager la totalité du remplissage de paléo-vallée présente à l'est du versant.

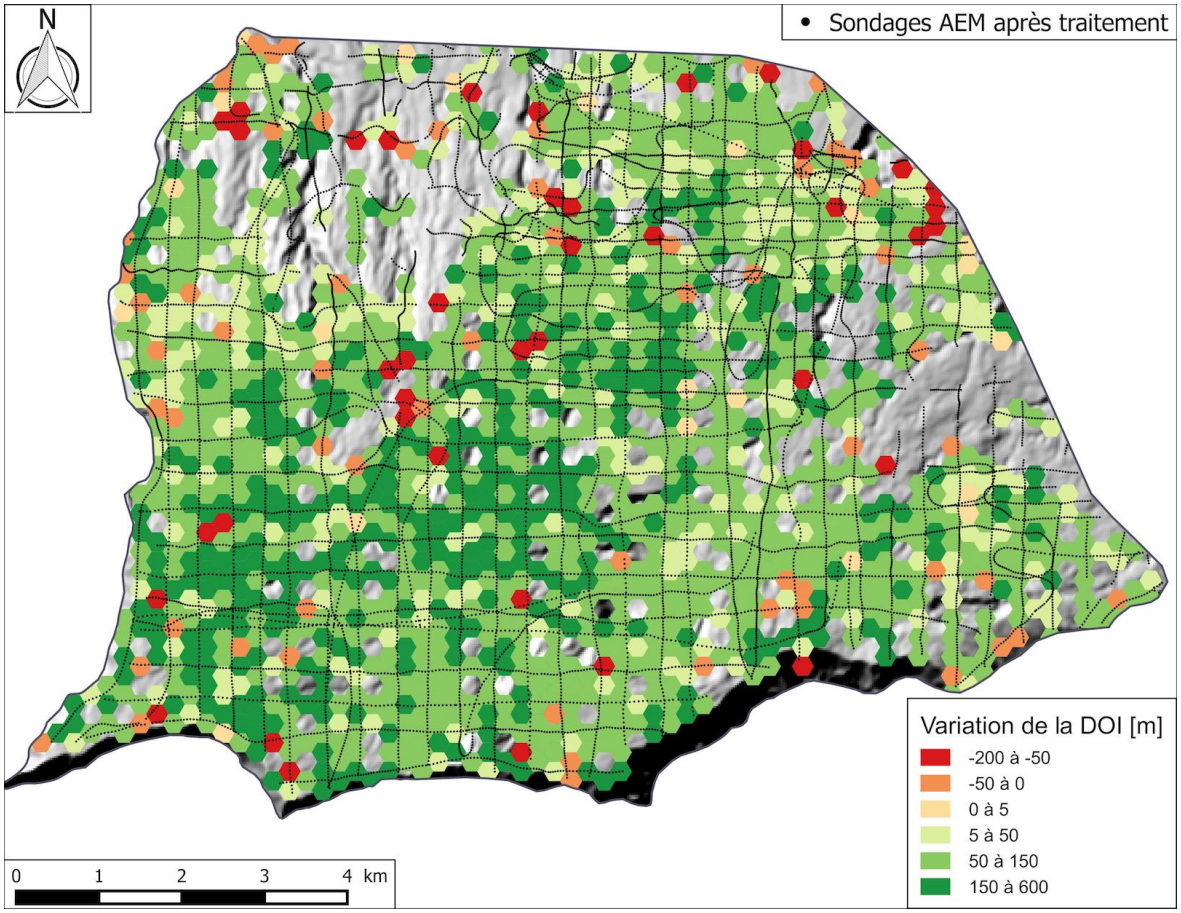


FIGURE 5.40 – Carte de variation de la DOI moyenne entre les modèles de résistivité BRGM et HGG. Elle représente la $DOI_{BRGM} - DOI_{HGG}$ calculée pour chaque polygone de 200 m de côté.

5.2.4 Apport à la compréhension du secteur

Ce nouveau modèle de résistivité permet d'apporter de nouveaux éléments pour la compréhension géologique et hydrogéologique de la Plaine des Fougères. D'abord en augmentant la profondeur d'investigation de l'AEM, le re-traitement permet d'appréhender la structuration du versant sur de plus grandes profondeurs. Sur le profil POE-02, Figure 5.41, alors que le modèle régional image la géométrie de paléo-vallée sur 200 m de profondeur environ, le nouveau modèle de résistivité délimite cette structure jusqu'à 400 m de profondeur (Figure 5.42). En aval, le nouveau modèle de résistivité permet d'imager entièrement les deux paléo-vallées (Figure 5.41). Ensuite, il possède une meilleure résolution superficielle et des paramètres d'inversion qui améliorent l'imagerie des contrastes superficiels. Autant sur les profils POE-01 que POE-02, l'imagerie géophysique permet de mieux délimiter l'extension du résistant superficiel, celui-ci étant bien entre-coupé par les ravines (Figures 5.41 et 5.42).

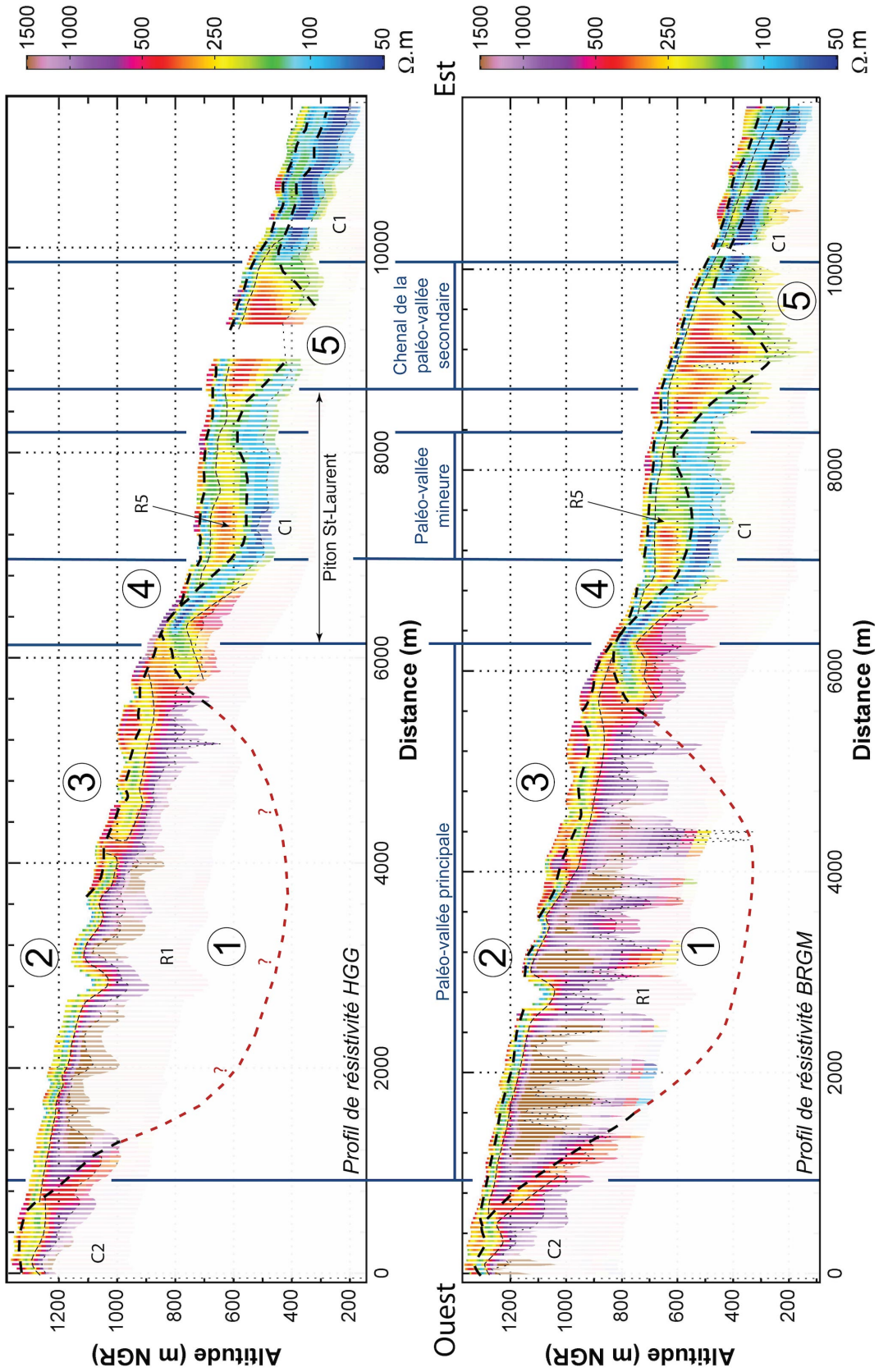


FIGURE 5.41 – Comparaison des profils de résistivité POE-02 du modèle HGG (en haut) et BRGM (en bas). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. Les traits bleus représentent les limites structurales provenant de l'analyse de l'anomalie magnétique (Figure 5.8). Sur les deux profils, cinq zones sont pointées pour faciliter la comparaison des contrastes de résistivité.

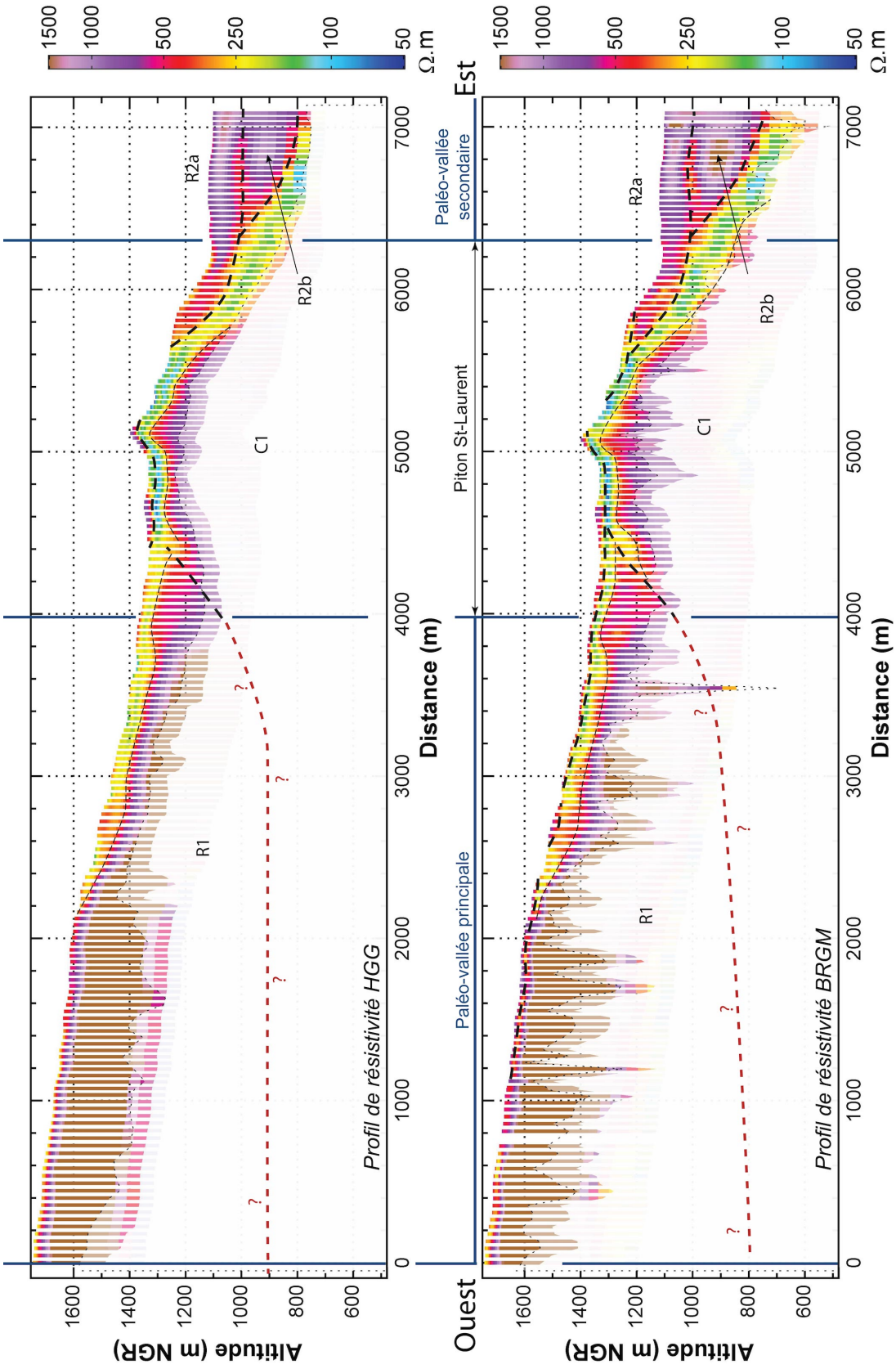


FIGURE 5.42 – Comparaison des profils de résistivité POE-01 du modèle HGG (en haut) et BRGM (en bas). Les tirets épais soulignent des contrastes résistant sur conducteur pouvant être interprétés comme des limites de phases éruptives. Les pointillés fins accentuent les contrastes conducteur sur résistant qui sont assimilés à l'altération. Les traits bleus représentent les limites structurales provenant de l'analyse de l'anomalie magnétique (Figure 5.7).

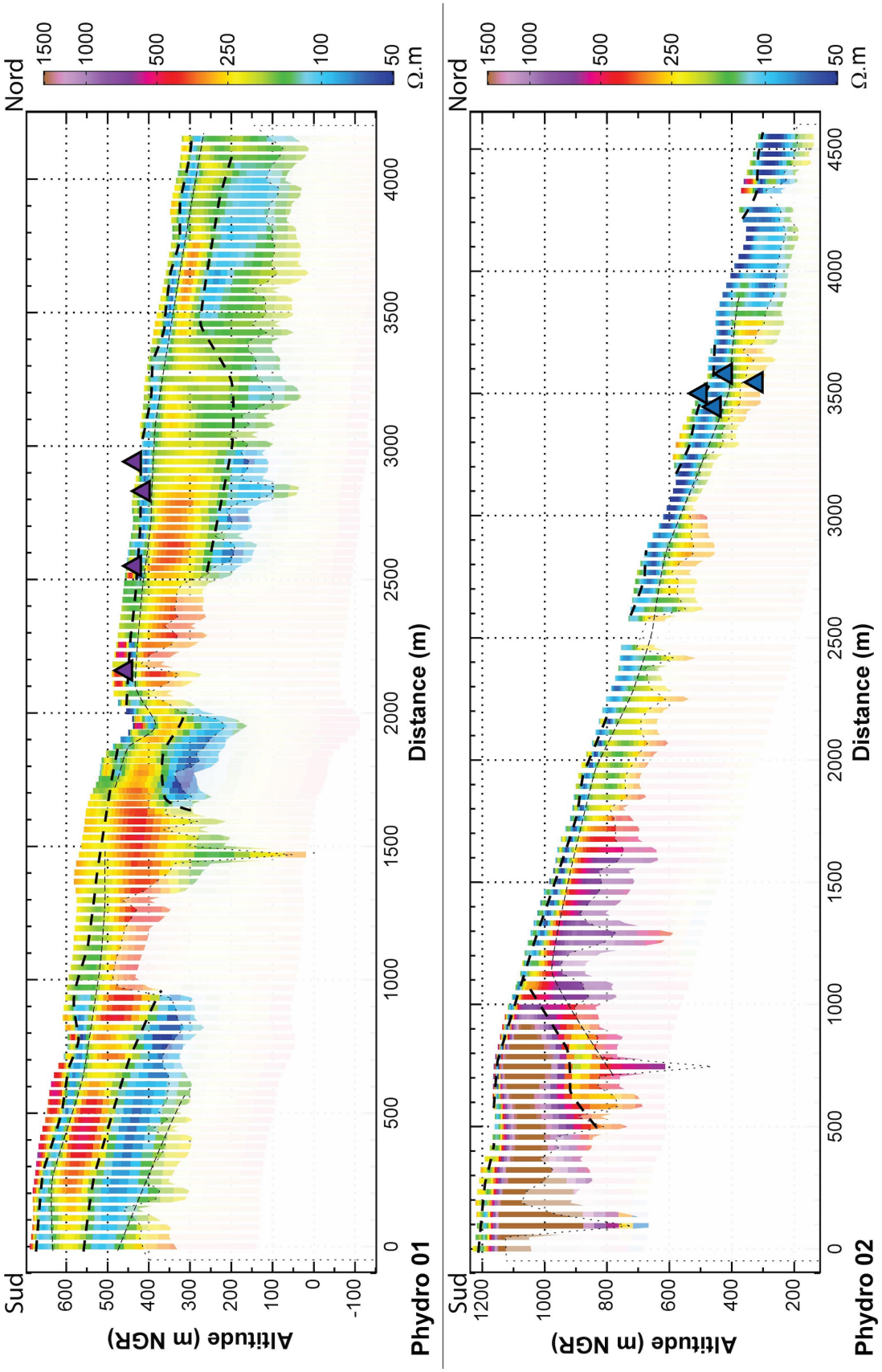


FIGURE 5.43 – Profils de résistivité Phydro1 et Phydro2 sur la Plaine des Fougères, orienté ouest-est. Les contrastes de résistivité sont soulignés par (i) des tirets épais lorsqu'ils correspondent à des limites de phases éruptives et (ii) des tirets fins pour les contrastes liés à l'altération. Le profil est localisé sur la Figure 5.36. Les sources de Bras Piton, projetées sur le profil, sont représentées par des triangles de couleur, violet pour les sources de l'est, bleu pour celles de l'ouest.

Les améliorations apportées au modèle de résistivité de la Plaine des Fougères permettent de mieux délimiter les différentes structures tout en pointant de nouveaux contrastes non imagés par le modèle de résistivité régional. De plus, l'intégration de nouveaux sondages hors lignes de production ainsi que la diminution du nombre de sondage supprimé à cause du ratio S/N permet de couvrir de nouveaux secteurs. Deux nouveaux profils, Phydro1 et Phydro2 ont pu ainsi être tracés à proximité des sources en bas de versant (Figure 5.36). Ils permettent de localiser les sources sur la structure géo-électrique imagée (Figure 5.43). À l'Est, les sources sont localisées sur le contraste entre le résistant superficiel et le premier conducteur (Figure 5.43). Il semble donc que ces sources soient soutenues par des écoulements d'eau souterraine entre les formations de la phase IV et celle de la phase III. À l'Ouest, la localisation des sources est plus compliquée. La plus haute est aussi située sur le premier contact, les deux sources d'altitude intermédiaire sont dans le conducteur, alors que la source la plus basse est dans un horizon plus résistant (> 250 Ω·m). D'abord, il est important de prendre en compte la morphologie du secteur. Les trois sources les plus basses projetées sur le profil sont à quelques dizaines de mètres de celui-ci. L'organisation géologique est surement impactée par le ravinement. Il n'est pas impossible que si les lignes de vol étaient passées à la verticale de ces sources, celles-ci seraient localisées au niveau du premier contraste géo-électrique. Ensuite, ces sources sont décrites comme étant au contact entre les formations différenciées de la phase IV et les coulées d'océanite ancienne de la phase I. Ces informations géologiques permettent d'appuyer l'hypothèse d'une variation latérale de la structure géo-électrique non imagée par l'AEM. Il ressort donc que les sources sur le versant sont principalement soutenues par des circulations d'eau au niveau des contrastes de perméabilité soit entre les phases IV et III, soit entre les phases IV et I. Ainsi, le nouveau modèle de résistivité permet d'appuyer l'une des principales interprétations hydrogéologiques dans le secteur.

5.3 Conclusion

Ce chapitre se décompose en deux sections permettant d'interpréter et d'étudier l'imagerie géophysique de la zone non-saturée en contexte volcanique basaltique. La première étape utilise l'interprétation conjointe du modèle de résistivité régional et de l'anomalie magnétique pour définir la structure géo-électrique du sous-sol et définir ses implications géologiques et hydrogéologiques. La seconde étape tend à analyser l'inversion géophysique pour améliorer la qualité de l'imagerie AEM et limiter la création d'artéfacts. Les principaux résultats de ce chapitre sont :

1. Imagerie géophysique et caractérisation des structures hydrogéologiques de trois secteurs à fort enjeux sociétaux.
2. Mise en évidence de l'impact des profils et paléo-profils d'altération météorique sur les circulations d'eau souterraine.
3. Développement d'une interprétation conjointe des données de géophysique héliportée électromagnétique et magnétique.
4. Augmentation de la densité des données AEM, de la profondeur d'investigation et de la résolution superficielle du modèle de résistivité de la Plaine des Fougères.
5. Analyse de la paramétrisation de l'inversion AEM dans les secteurs d'altitude.

Approche qualitative

L'approche qualitative du modèle de résistivité régional s'appuie sur une interprétation couplée des résistivités et de l'anomalie magnétique. Les premières permettent de définir les géométries et leurs évolutions dans les trois dimensions alors que la seconde permet d'apporter une information sur l'âge des formations et une cartographie 2D plus robuste dans certains cas. Lorsque les formations superficielles (0 - 350 m de profondeur) proviennent des phases éruptives récentes, les données magnétiques apportent des informations sur la structuration non-imagée par l'électromagnétisme. Une fois les structures définies, les résultats géophysiques sont confrontés aux données géologiques et hydrogéologiques afin d'améliorer la connaissance géologique et la compréhension de la répartition des flux d'eau souterraine.

Cette approche multi-méthodes géophysiques a été utilisée dans trois secteurs morphologiquement différents. **La Plaine des Fougères** est un versant du PdN caractérisé par d'importantes paléo-vallées érodées entre les phases basiques anciennes et récentes (*i.e.* phase I et II). Ces structures érosives ont été remplies par des formations plus récentes qui drainent les flux d'eau souterraine vers la zone côtière. Au dessus, dans les formations de l'activité tardive du volcan, des aquifères perchés de faible extension latérale soutiennent des sources dans la zone aval du versant. **La Plaine des Palmistes** est caractérisée par une dépression remplie durant différentes phases de l'activité volcanique du PdF. Ces formations, plus importantes dans la partie sud de la plaine, forment d'importants drains pour les circulations d'eau souterraine de la Plaine des Cafres jusqu'à l'aval de la Plaine des Palmistes. **Les plateaux de Bébour/Bélouve** correspondent à des paléo-cirques remplis par les formations les plus jeunes du PdN. Des formations de deux phases éruptives de la phase IV ont été identifiées avec des axes de mise en place cohérents avec la morphologie actuelle. Plus en profondeur, les formations de la phase III semblent s'être mises en place selon des axes différents, créant des bassins versants hydrogéologiques complexes dans ce secteur. Ces résultats illustrent la complexité du contexte volcanique et la possible incohérence entre la topographie actuelle et les principaux axes de drainage.

Analyse de l'inversion AEM

Durant l'approche qualitative, trois types artéfacts géophysiques ont été identifiées. Le premier correspond à la continuité d'un résistant superficiel, et ce, peu importe la topographie (*e.g.* ravine). Le deuxième est caractérisé par des contrastes géo-électriques parallèles à la topographie. Enfin, le troisième se matérialise par la présence d'un conducteur en profondeur sous des structures résistantes. Pour limiter la création de ces artéfacts, les données AEM ont d'abord été re-traitées avec le protocole BRGM. Celui-ci permet d'améliorer la résolution et la profondeur de l'imagerie géophysique. Ensuite, des tests d'inversion ont été effectués pour limiter la création d'artéfacts géophysiques.

Le protocole de traitement des données AEM développé par le BRGM a permis : (i) de densifier la couverture géophysique du versant, (ii) d'améliorer le rapport S/N d'une partie des mesures, (iii) d'augmenter la profondeur d'investigation, DOI, et (iv) d'affiner la résolution de l'imagerie géophysique.

À partir de ce jeu de données retraitées, les tests d'inversion ont permis d'analyser l'influence du modèle *a priori*, des contraintes latérales et de l'épaisseur de la première couche du modèle "smooth" sur l'imagerie géophysique en altitude. D'abord, les modèles

a priori trop conducteurs ont tendance à créer des artéfacts conducteurs en profondeur, alors que les modèles trop résistants créent des horizons superficiels très résistants. Ensuite, avec des contraintes latérales lâches, particulièrement pour les premières couches, l'inversion semble accentuer les contrastes superficiels réalistes. Le parallélisme entre la topographie et la structuration géo-électrique semble pouvoir être limitée grâce à l'inversion en fonction de l'altitude ainsi que des contraintes latérales assez lâches. Enfin, avec un modèle *a priori* adapté et une première couche moins fine, les horizons résistants superficiels sont découpés par les ravines et autres variations topographiques. Ainsi, les tests d'inversion ont permis de fournir un nouveau modèle de résistivité peu impacté par les artéfacts géophysiques, avec une meilleure densité et résolution. Ce modèle permet de mieux définir les géométries de certaines structures (principalement les superficielles) et de pouvoir confronter la géophysique héliportée avec une partie des sources du versant.

Chapitre 6

Conclusion générale

« *Answer to the Ultimate Question of Life, the Universe, and Everything :* ***42****.* »

H2G2 : The Hitchhiker's Guide to the Galaxy
DOUGLAS ADAMS

Sommaire

6.1 Synthèse des résultats 226
6.1.1 Mise en place de l'approche multi-échelle 226
6.1.2 L'hydrogéophysique et l'électromagnétisme héliportée 226
6.1.3 Interprétations hydrogéologiques multi-échelles 229
6.2 Réponses aux objectifs du travail de recherche 232
6.3 Perspectives 233
6.3.1 Perspectives multi-échelles 233
6.3.2 Perspectives hydrogéophysiques 234
6.3.3 Perspectives hydrogéologiques 235

6.1 Synthèse des résultats

Les travaux de cette thèse ont permis d'élaborer une méthodologie multi-échelle à partir des données électromagnétiques héliportées dans le but d'étudier des problématiques géologiques et hydrogéologiques. Cette méthodologie a été appliquée à la campagne Airborne Electromagnetic (AEM) de La Réunion, Reun_EM [MARTELET et al., 2014]. Les travaux de la présente thèse se sont focalisés sur trois échelles d'étude : régionale (Chapitre 3), intermédiaire (Chapitre 4) et du bassin versant (Chapitre 5). Les résultats présentés sont respectivement synthétisés page 88, page 146, page 222. Pour clôturer cette méthodologie multi-échelle, une synthèse valorise l'ensemble des résultats, en compilant les interprétations des différentes échelles en fonction des verrous scientifiques de la thèse.

6.1.1 Mise en place de l'approche multi-échelle

Pour mettre en place une approche multi-échelle, les résultats de la campagne Reun_EM sont analysés afin de simplifier l'interprétation du modèle de résistivité 3D régional. Le développement de l'approche statistique Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) permet de **synthétiser en 2D les informations d'un modèle 3D de résistivité régional**. Les sondages Time Domaine Electromagnetic (TDEM) sont classés dans des clusters, soulignant les contrastes dominants du jeu de données. Ces signatures sont alors cartographiées afin de confronter la géophysique aux données spatialisées en 2D. L'interprétation des signatures géo-électriques permet de lisser les résistivités pour se focaliser sur les variations de résistivité prédominantes à l'échelle régionale. Cette approche vise à synthétiser, et à grande échelle, un modèle de résistivité géophysique 3D.

Les résultats de la CAH ont été confrontés aux données géologiques et hydrogéologiques régionales afin de proposer une interprétation des signatures géo-électriques adaptée aux connaissances du contexte volcanique insulaire. Ces différentes interprétations ont ainsi permis de délimiter des secteurs en fonction de leurs caractéristiques géo-électriques, géologiques et hydrogéologiques. **Ces résultats constituent le socle de l'approche multi-échelle** autant pour l'interprétation des structures hydrogéologiques que pour l'amélioration de l'inversion et l'interprétation des données de géophysique héliportée.

6.1.2 L'hydrogéophysique et l'électromagnétisme héliportée

L'importance de l'inversion en hydrogéophysique

Les travaux de thèse montrent l'importance des processus d'altération et d'intrusion saline en contexte volcanique insulaire. Ces phénomènes, étroitement liés aux circulations de l'eau souterraine, ne sont pas répartis de manière binaire dans l'espace. L'altération, essentiellement météorique, est un processus qui se développe progressivement dans le sous-sol. L'intrusion saline correspond à une transition plus ou moins progressive de l'eau douce à l'eau de mer. Dans les deux cas, grâce au schéma d'inversion "smooth", l'AEM image ces transitions progressives. Lorsque la donnée est de bonne qualité, **l'imagerie "smooth" permet de caractériser les variations d'épaisseur de ces zones de transitions, pourvu qu'elles soient d'une épaisseur supérieure à la résolution de la méthode**. Ce résultat a été exploité dans la thèse pour comparer la dynamique de ces processus dans différents secteurs. De surcroît, il a encouragé les tests de sensibilité

de l'inversion l'AEM autant en contexte littoral qu'en altitude. L'amélioration de l'inversion "smooth" de l'AEM permet d'augmenter la qualité et la quantité d'interprétations hydrogéophysiques possibles.

Dans cette optique, **la sensibilité de l'inversion des données géophysiques est analysée selon deux approches différentes**. Les tests du benchmark, section 4.2, présentent une analyse systématique de la sensibilité de l'inversion, alors que dans la section 5.2 les tests tendent à définir les meilleurs paramètres pour un secteur donné. L'analyse des résultats géophysiques de ces tests s'appuie sur la confrontation avec les connaissances géologiques et hydrogéologiques des sites de tests. Ces deux approches permettent de mieux comprendre la sensibilité de l'inversion mais conduisent à des résultats différents. La première, qui demande un nombre d'inversion considérable, permet d'analyser l'influence des paramètres d'inversion sur l'imagerie géophysique d'une configuration géo-électrique donnée. Les résultats peuvent donc facilement être extrapolés sur d'autres secteurs et même différentes configurations géo-électriques. La seconde approche, plus pragmatique, vise à converger rapidement vers un modèle de résistivité de bonne qualité, pour un secteur donné. L'extrapolation de ces résultats à d'autres secteurs demande normalement des ajustements. Dans la mesure où la seconde analyse s'appuie sur les résultats de la CAH pour définir les modèles *a priori*, elle est plus aisément transposable à d'autres secteurs de l'île. Par conséquent, la CAH effectuée sur un jeu de données régionales permet de guider les inversions à des échelles locales pour obtenir, plus rapidement, des modèles de résistivité précis.

Les tests d'inversion se sont focalisés sur deux paramètres principaux du processus d'inversions : (i) le modèle *a priori* et (ii) les contraintes de résistivité qui contrôlent les régularisations verticale et latérale de l'inversion. Les tests mettent clairement en évidence le contrôle prédominant du modèle *a priori* sur les résultats de l'inversion. Dans l'inversion "smooth", le nombre important de couches (20 à 30) limite l'influence de la discrétisation sur le résultat de l'inversion. L'impact des modèles *a priori* sur l'inversion est principalement lié aux résistivités de départ. Pourtant, la variation de ces modèles de départ impactent autant la valeur des résistivités inversées que la géométrie verticale des sondages de résistivité inversées. D'une part, un modèle homogène résistant sur l'ensemble du sondage accentue l'épaisseur des structures résistantes, et inversement un modèle conducteur réduit l'épaisseur des horizons résistants. D'autre part, la variation verticale des résistivités de départ pour un même sondage permet d'accentuer les contrastes imagés mais accentue le risque de création d'artéfacts. En parallèle du modèle *a priori*, les contraintes de résistivité permettent d'affiner la qualité de l'inversion en contrôlant les régularisations verticale et latérale. Elles influencent principalement les variations et transitions latérales permettant d'obtenir un modèle cohérent dans les trois dimensions de l'espace. **Les tests de sensibilité de l'inversion ont ainsi montré le potentiel sous-estimé du schéma "smooth" pour obtenir une imagerie efficace de processus progressif**.

Une fois que l'inversion est jugée satisfaisante (*i.e.* pertinente vis-à-vis des connaissances géologiques et hydrogéologiques), le modèle de résistivité doit être interprété. Dans la présente thèse, deux approches ont été développées, soit pour obtenir une interprétation hydrogéophysique quantitative, soit pour améliorer la robustesse de l'interprétation.

De l'imagerie à la modélisation analytique

Sur le littoral, la ressource en eau potable est menacée par l'intrusion saline. Ce phénomène correspond à la contamination des aquifères côtiers par l'eau salée de l'océan. La frontière entre ces deux masses d'eau est caractérisée par une zone de mélange (*i.e.* mélange de l'eau douce et salée) qui possède une géométrie variable en fonction des conditions géologiques et hydrogéologiques. Toutefois, la salinisation des eaux souterraines impacte directement les résistivités. La confrontation de l'imagerie AEM avec les log de conductivité électrique de l'eau souterraine (log CE) a montré que les conducteurs (< 10 Ω·m) imagés sur le littoral correspondent à des aquifères saturés en eau salée. Ainsi, la géophysique héliportée permet d'imager la géométrie de l'intrusion, et cela, dans différents contextes géologiques. **Sur les côtes volcaniques**, le modèle de résistivité image **la géométrie unique et continue de l'intrusion saline**. **Sur les côtes détritiques** (*i.e.* alluvions, sables coralliens), la géophysique image **des intrusion salines stratifiées dans des aquifères plus ou moins déconnectés verticalement**. Pour ces différents types d'intrusion saline, l'AEM permet d'appréhender la variation d'épaisseur de la zone de mélange apportant ainsi des informations sur le fonctionnement de l'aquifère. Subséquemment, l'imagerie géophysique a permis de délimiter les géométries et l'extension spatiale des **différents aquifères côtiers en fonction de leur équilibre avec la limite océanique**. L'intrusion saline a ainsi pu être cartographiée à l'échelle de l'île afin d'aider à l'implantation des forages d'exploitation des aquifères côtiers.

La qualité et la robustesse de l'imagerie AEM a été éprouvées par les tests du benchmark et les confrontations avec les log CE. Il ressort que la géophysique est assez précise pour être utilisée comme une **donnée de calibration d'un modèle analytique**, et ce, même dans des secteurs **sans données hydrogéologiques disponibles**. Ainsi, le modèle analytique Glover, calibré sur la géophysique, permet d'estimer **la géométrie et les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère**. Ainsi, dans 5 secteurs basaltiques différents, 12 modélisations ont permis de comparer les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères en fonction de l'âge des formations volcaniques et du climat.

Approche géophysique multi-méthodes

En altitude, la géophysique héliportée image des structures géo-électriques complexes. Pour interpréter de manière robuste ces résultats, il est nécessaire de se focaliser sur la délimitation des contrastes de résistivité. Les structures obtenues ne sont pas caractérisées par des résistivités homogènes mais par un horizon superficiel conducteur au dessus d'un résistant. Ensuite, cette imagerie du sous-sol peut être couplée avec l'interprétation de l'anomalie magnétique qui permet (i) de renforcer la délimitation des structures géologiques principales, (ii) d'apporter des informations qualitatives sur la structuration profonde dans certains secteurs (*i.e.* sous la profondeur d'investigation de la géophysique électromagnétique).

Une fois cette structuration géo-électrique et magnétique définie, elle peut alors être interprétée. Dans un premier temps, la confrontation de ces interprétations géophysiques avec les données géologiques permet de **déterminer la structuration géologique**. L'approche couplée permet d'utiliser les inversions de polarité du magnétisme pour renforcer ces interprétations géologiques. Dans un second temps, la localisation des sources et forages permet de caractériser l'impact de cette structuration sur les circulations d'eau souterraine et de **localiser les axes de circulations préférentiels ou aquifères perchés**.

Sur les trois secteurs étudiés, il ressort que les contrastes de résistivité "résistant sur conducteur" peuvent être assimilés à des contrastes de perméabilité. Il semble donc clair qu'en altitude aussi, la géophysique fournie une information qualitative sur les propriétés hydrodynamiques des formations volcaniques. **Les conducteurs semblent former des aquicludes alors que les résistants seraient plus perméables**.

Pour finir, les travaux de la présente thèse ont démontré qu'avec des traitements du signal spécifiques, il est possible **d'augmenter la résolution et la profondeur d'investigation de l'imagerie géophysique**. En inversant ces données re-traitées des paramètres adaptés au secteur d'étude, il est possible de préciser les géométries des différentes structures tout en limitant la création d'artéfact qui pourrait biaiser l'interprétation.

6.1.3 Interprétations hydrogéologiques multi-échelles

Les résultats de l'approche CAH à La Réunion révèlent un important contraste géo-électrique entre le littoral et les hauts de l'île. Ce contraste est interprété comme la limite entre le complexe aquifère régional et le domaine d'altitude. L'altitude de cette limite est contrôlée par des processus hydrogéologiques et la profondeur d'investigation de la méthode géophysique. L'approche hydrogéophysique multi-échelle a permis de définir différents fonctionnements hydrogéologiques qui expliquent ces signatures géo-électriques. Ces interprétations reposent sur l'hypothèse de départ que les formations volcaniques lors de leurs mises en place sont résistantes ; la résistivité du sous-sol diminue principalement en fonction de deux processus : (i) l'altération (*i.e.* augmentation des teneurs en argile) et (ii) la salinisation des aquifères.

Analyse des structurations géologiques et de l'altération météorique

Le domaine d'altitude, caractérisé par une augmentation de la résistivité *per descendum*, correspond à des formations volcaniques majoritairement non saturées. Les résistivités importantes, ainsi que la structuration géo-électrique, ne semblent pas être cohérentes avec la présence d'aquifères perchés ou côtiers. Toutefois, la géophysique héliportée image de nombreux contrastes de résistivité aux géométries variables. Dans un premier temps, l'approche régionale a mis en avant la présence d'horizons superficiels plus conducteurs, sur l'ensemble du domaine d'altitude. Cet horizon semble correspondre aux profils d'altération des formations basaltiques. La mise en place de ces profils d'altération suivrait une dynamique particulière :

1. La première phase, dite de **mise en place**, est contrôlée par le temps d'exposition des formations à l'atmosphère ;
2. La seconde phase, dite de **développement du profil d'altération**, est contrôlée par le climat (température et pluviométrie) :
3. La dernière phase, dite d'**approfondissement du profil**, est contrôlée par le temps d'exposition des formations à l'atmosphère.

À l'échelle du bassin versant, l'imagerie géophysique a permis de mettre en évidence des horizons conducteurs aux géométries cohérentes avec celle des profils d'altération (croissance *per descendum* des résistivités). Sur les secteurs étudiés, les structures conductrices les plus importantes affleurent au niveau de formations anciennes très altérées en surface. Ces horizons sont donc interprétés comme des profils d'altération. Ce résultat permet de souligne la présence de paléo-profils d'altération dans la continuité des massifs anciens. Durant la construction polyphasée des volcans boucliers, les

arrêts du volcanisme entre deux phases éruptives sont assez longs pour que des profils d'altération se mettent en place. **Les horizons conducteurs sont donc reliés à des profils ou paléo-profils d'altération. Le résistant qu'ils recouvrent correspond aux formations de la même phase volcanique mais moins altérées**.

Dans les trois secteurs étudiés, les sources projetées sur les profils de résistivité sont localisées au niveau du contact entre des paléo-profils d'altération et les formations volcaniques plus récentes au dessus. **Ces paléo-profils d'altération peuvent alors être considérés comme des aquicludes qui favorisent les écoulements latéralement**. Les axes de drainage de l'eau souterraine sont ainsi contrôlés par la structure géologique, celle-ci dépendant des processus d'érosion. Ces résultats mettent en avant qu'outre l'altération progressive des formations basaltiques par la saturation, **les processus d'érosion et d'altération météorique ont un impact sur la répartition et l'organisation des flux d'eau souterraine**. En fonction de la géométrie et de la morphologie et des paléo-morphologies, d'importants aquifères perchés ou axes de drainage se mettent en place. Pour finir, cette structuration des phases volcaniques avec un profil d'altération reposant sur des formations moins altérées a été observée sur toutes les phases éruptives du Piton des Neiges. Il semble donc que si des formations n'affleurent pas et si elles sont au dessus du niveau piézométrie du complexe aquifère régional, elles seront beaucoup moins impactées par les processus d'altération. Ainsi, même des coulées de lave de plus d'un millions d'années (*i.e.* formation du Morne de St-François) semblent pouvoir être peu ou pas altérées en profondeur.

Compréhension des paramètres de contrôles de l'intrusion saline

Le complexe aquifère régional regroupe les différentes masses d'eau côtières aux caractéristiques hydrogéologiques différentes. D'un point de vue géophysique, celui-ci est marqué par des signatures de résistivité aux environs des 100 Ω·m. Cette différence de signature géo-électrique avec le domaine d'altitude ne peut pas être uniquement expliquée par la présence d'aquifères côtiers et/ou par l'intensification de l'altération météorique à cause de la température. En altitude, le massif volcanique polyphasé peut dépasser plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. En se rapprochant de la côte, l'épaisseur des formations des différentes phases éruptives diminue. L'imagerie géophysique de la zone non-saturée a permis de démontrer que les contacts entre les phases volcaniques créent des axes de drainage préférentiels. La diminution de l'épaisseur des formations des phases volcaniques concentre verticalement les flux d'eau souterraine. Au niveau du complexe aquifère régional, la majeur partie du sous-sol imagé est saturée. Cette saturation génère de l'altération et donc des réponses géo-électriques plus conductrices. Le complexe aquifère régional semble donc être un secteur où le sous-sol imagé par la géophysique est majoritairement composé de profils et paléo-profils d'altération ainsi que de formations altérées par les circulations stratifiées identifiées en altitude. Cette explication, cohérente avec les résultats du domaine d'altitude, permet d'expliquer les signatures géo-électriques du complexe aquifère régional. De plus, la stratification des écoulements et la présence d'aquifères superposés sur le littoral on été observées dans certains forages. D'abord, certains forages rencontrent des venues d'eau au dessus du niveau piézométrique des aquifères côtiers. Ensuite, des analyses chimiques différencient des signatures hydrochimiques plus ou moins évoluées dans des ouvrages proches en fonction de la profondeur qu'ils atteignent.

En aval, les aquifères côtiers sont en équilibre hydrodynamique avec l'océan. Leur vulnérabilité vis-à-vis de l'intrusion saline est un paramètre important dans leur exploitation qu'il est nécessaire d'appréhender. Pour cela, l'imagerie géophysique a été confrontée au log CE sur le pourtour de l'île permettant ainsi de cartographier les aquifères côtiers en fonction de la géométrie de l'intrusion saline. Il ressort que le littoral de l'île est caractérisé par d'importants contrastes. Premièrement, les côtes basaltiques sont caractérisées par une intrusion unique et continue qui pénètre profondément dans les terres (jusqu'à 2/3 km). En revanche, dans les secteurs détritiques, plusieurs intrusions salines se développent dans des aquifères stratifiés. Deuxièmement, la côte ouest du Piton des Neiges (PdN) et le littoral du bouclier récent du Piton de la Fournaise (PdF) sont fortement impactés alors que le bouclier ancien du PdF, le nord et l'est de l'île sont moins impactés par le phénomène d'intrusion saline. Après avoir analysé la précision de l'imagerie géophysique, des modèles analytiques Glover ont été utilisés pour estimer la perméabilité et la recharge des différents aquifères côtiers basaltiques. Il ressort que la géométrie de l'intrusion saline est majoritairement contrôlée par le rapport de la recharge sur la perméabilité (q/K). Plus ce rapport est fort, plus l'intrusion saline est profonde, et inversement. Les secteurs profitant d'une recharge importante et qui sont très perméable sont tout de même fortement impactés (*e.g.* la côte du volcan - K $\approx$ 0.8 - 2 $\times$ 10^{-2} et q $\approx$ 2 - 6 m/an) alors que les aquifères moins perméables profitant d'une plus faible recharge ne sont pas contaminés par l'eau salée (*e.g.* côte basaltique nord - K $\approx$ 4 - 7 $\times$ 10^{-4} et q $\approx$ 0.8 - 1.2 m/an). L'analyse de ce rapport souligne le **contrôle interdépendant de la recharge et des perméabilités de l'aquifère sur l'intrusion saline**.

Caractériser les axes de circulation de l'eau à l'échelle d'un massif volcanique

Les travaux de la thèse ont exploité les résultats de la campagne de géophysique héliportée Reun_EM pour étudier le cycle de l'eau souterraine en contexte volcanique. **La méthodologie développée apporte des précisions sur les circulations d'eau souterraine depuis l'infiltration de l'eau de pluie jusqu'à l'exutoire au niveau de l'océan, et cela, à l'échelle de l'île.**

Premièrement, la répartition des aquifères et leurs fonctionnements sont donc fortement impactés par le climat qui contrôle les **phénomènes d'altération et d'érosion des basaltes**. La mise en place de structures hydrogéologiques et des paléo-profils d'altération est favorisée sur la côte au vent, plus arrosée. Les processus d'érosion plus importants créent des paléo-morphologies plus horizontales qui favorisent la mise en place d'aquifères perchés. Sous le vent, les paléo-profils d'altération sont moins importants limitant ainsi la stratification des écoulements souterrains.

Deuxièmement, le temps est un facteur important à intégrer dans l'analyse de la structuration géologique et de son impact sur les circulations d'eau souterraine. D'abord, car plus la période de pause volcanique est longue, plus le profil d'altération se développera, plus le contraste de perméabilité qu'il crée sera important. De même pour les processus d'érosion. Enfin, l'âge des formations côtières joue un rôle important sur le phénomène d'intrusion saline. Les coulées récentes sont trop perméables et donc favorisent l'intrusion saline (*e.g.* Piton de la Fournaise, Santa Cruz). En revanche, les formations trop anciennes sont trop altérées et deviennent des aquicludes (*e.g.* Mayotte). Les cibles hydrogéologiques se situent donc au milieu de ces deux extrêmes.

Pour finir, au début de la thèse, l'approche régionale exploite une hypothèse d'interprétation forte. Il est important de noter qu'au cours des différents travaux de la présente thèse, les horizons conducteurs ont principalement été reliés à des phénomènes d'altération ou d'intrusion saline. Toutefois, il ne faut pas négliger les autres facteurs pouvant influencer les résistivités qui, à des échelles plus fines ou dans des secteurs particuliers, jouent un rôle dans la décroissance des résistivités des formations volcaniques. En effet, la saturation des formations, le type d'argile produit par l'altération (*i.e.* illite, smectite et kaolinite), le taux de formations pyroclastiques dans le massif, ainsi que les variations géochimiques des coulées de lave (*e.g.* océanites à mugéarites/trachytes) peuvent avoir une influence sur les résistivités imagées.

6.2 Réponses aux objectifs du travail de recherche

Mettre en place une approche multi-échelle permettant d'interpréter efficacement une campagne régionale de géophysique héliportée

L'approche statistique, utilisant la classification ascendante hierarchique d'un jeu de données AEM, permet de synthétiser un modèle de résistivité régional 3D dans une cartographie 2D de signatures géo-électriques homogènes. Ce type d'approche permet de créer une cartographie régionale des signatures géo-électriques sur la base de centaines de milliers de sondages. La carte des clusters et leurs signatures géo-électriques permettent d'interpréter les contrastes de résistivité à l'échelle régionale. Les travaux de thèse utilisent ces résultats pour délimiter le complexe aquifère régional, caractérisé par des coulées de lave majoritairement saturées, et le domaine d'altitude où la zone non-saturée dépasse plusieurs centaines de mètres. Ensuite, le fonctionnement et/ou la répartition de ces entités hydrogéologiques sont étudiés à différentes échelles en intégrant, entre autre, la cartographie des signatures géo-électriques. Ces résultats démontrent le potentiel de la géophysique héliportée pour étudier les structures hydrogéologiques à différentes échelles.

Améliorer l'inversion et les interprétations de la géophysique héliportée pour limiter les problèmes d'équivalence

Cette thèse a permis d'améliorer l'utilisation des données électromagnétiques héliportées grâce à :

- la validation de l'inversion "smooth", sur le littoral et en altitude, pour l'imagerie des processus hydrogéologiques (*i.e.* intrusion saline et altération météorique). Grâce à la densité et la continuité de l'imagerie AEM, les modèles de résistivité permettent de valider les géométries liées à ces processus et de confronter les contrastes de résistivité aux données géologiques et hydrogéologiques.
- l'analyse de la sensibilité de l'inversion, sur le littoral et en altitude. Ces tests ont permis de valider la précision de l'imagerie géophysique, de réduire la création des artéfacts géophysiques et de valider le nombre d'horizons géo-électriques du sous-sol.
- l'interprétation conjointe du modèle de résistivité et de l'anomalie magnétique qui améliore l'imagerie et la cartographie des structures volcaniques. L'anomalie magnétique permet d'apporter une information sur la mise en place des structures

géologiques. Dans certaines configurations, le magnétisme semble apporter des informations sur la structuration profonde. Pour finir, en couplant les méthodes géophysiques, l'interprétation réduit le problème d'équivalence géo-électrique.

Analyser les paramètres de contrôle de l'intrusion saline et la structuration des aquifères perchés

Les îles basaltiques sont des milieux complexes où la mise en place et le fonctionnement des aquifères sont contrôlés par de nombreux paramètres. Les travaux de thèse permettent de préciser :

- le contrôle interdépendant de la perméabilité et de la recharge des aquifères sur leur vulnérabilité vis-à-vis de l'intrusion saline. Ces résultats ont été obtenus en analysant les propriétés hydrodynamiques des aquifères côtiers qualitativement (cartographie de l'intrusion saline et définition des géométries de l'intrusion saline par secteur) et quantitativement (estimation du rapport q/K et de la perméabilité des aquifères).
- l'influence de l'altération météorique et de l'érosion sur la stratification des circulations d'eau souterraine et la mise en place d'aquifères perchés.

6.3 Perspectives

Les approches développées dans le cadre de la thèse améliorent l'utilisation de la géophysique héliportée dans la prospection d'eau souterraine en contexte volcanique, apportant des précisions sur le fonctionnement et la répartition des aquifères volcaniques. Ce potentiel ouvre de nouvelles perspectives d'application et de recherche.

6.3.1 Perspectives multi-échelles

Les travaux de cette thèse ont mis en avant le potentiel de la géophysique héliportée autant à l'échelle régionale que localement. La capacité de la méthode géophysique à couvrir de larges étendues dans des temps réduits permet d'apporter une imagerie régionale cohérente. La classification statistique des sondages de résistivité permet d'interpréter d'importants jeux de données. Cette approche statistique pourrait ainsi être généralisée aux campagnes pour faciliter l'intégration de processus régionaux et comparer les signatures géo-électriques à l'échelle régionale. De plus, cette approche permet de regrouper les résultats d'études hydrogéophysiques à des échelles plus fines pour apporter un support de synthèse efficace.

En effet, la méthodologie multi-échelle développée interprète les données AEM depuis l'échelle régionale (île volcanique de 2500 km²) jusqu'à l'échelle de l'aquifère (échelle métrique à hectométrique). La cartographie des signatures géo-électriques de la CAH permet d'intégrer la structuration géologique, la morphologie et le fonctionnement hydrogéologique à la cartographie des masses d'eau. Ce type d'approches développées pour l'intrusion saline dans la thèse pourrait être généralisé à l'ensemble de l'île ou sur les autres îles volcaniques couvertes par la géophysique héliportée. En appliquant ce type d'approche à l'échelle de l'île, la géophysique permettrait d'améliorer la compréhension de la répartition de la ressource en eau potable en complétant les supports actuels (*i.e.* BDlisa - [PETIT et al., 2013a]).

Le développement de telles approches multi-échelles tend à justifier la mise en place de campagnes AEM à de larges échelles. Toutefois, l'acquisition de telles campagnes AEM est généralement limitée par l'important investissement de départ nécessaire à la mise en place, au traitement et à l'interprétation de telles campagnes. De plus, la donnée, généralement public pour de tels projets, est difficilement exploitable par des bureaux d'étude de géotechnique ou d'hydrogéologie. Outre la technicité de la méthode, les logiciels d'utilisation ne sont pas répandus limitant l'utilisation des données AEM. Pour favoriser la mise en place de campagne d'envergure, il est alors nécessaire :

- d'analyser les retombées financières et scientifiques liées aux campagnes de géophysique héliportée ;
- de développer des outils accessibles pour la diffusion et l'interprétation des données AEM.

6.3.2 Perspectives hydrogéophysiques

Les travaux de cette thèse permettent de proposer de nouvelles stratégies de prospection de l'eau souterraine à l'aide des méthodes géophysiques électriques et électromagnétiques. Sur le littoral, l'imagerie de l'intrusion est une information utile pour définir une profondeur à ne pas dépasser (*i.e.* à partir de laquelle l'aquifère est saturé en eau de mer). La géométrie imagée par la géophysique peut être utilisée pour modéliser l'intrusion saline (modèles analytiques), pour estimer la perméabilité, la recharge et l'épaisseur de la lentille d'eau. Ces informations sont essentielles pour implanter et dimensionner correctement un ouvrage d'exploitation. En altitude, les contacts "résistant sur conducteur" correspondent à des contrastes de perméabilité pouvant supporter des aquifères. Pour correctement implanter un forage, il semble donc nécessaire de délimiter la paléo-morphologie qui a été altérée afin de localiser les axes de drainage les plus favorables à l'exploitation de l'eau souterraine. Ces interprétations peuvent être facilitées en couplant les profils de résistivité avec l'anomalie magnétique, lorsqu'elle est disponible.

Les analyses de sensibilité de la géophysique ont montré que les modèles régionaux sont suffisants pour des approches préliminaires ou des analyses régionales. Toutefois, pour des analyses plus fines, la ré-inversion des données AEM permet d'améliorer la précision du modèle de résistivité. Les tests d'inversion ont permis d'améliorer la qualité de l'inversion géophysique en intégrant les connaissances hydrogéologiques des secteurs étudiés. Ainsi, il convient alors de réfléchir aux pistes d'amélioration de l'imagerie géophysique intégrant au mieux les processus hydrogéologiques étudiés. Par exemple, pour l'étude de l'intrusion saline, COMTE et al. [2007] et HERCKENRATH et al. [2013] ont développé des inversions couplées des modèles hydrodynamiques/géophysiques qui permettent d'adapter les géométries des deux modèles (géophysiques et hydrogéologiques) et les résultats des inversions des données. Son application aux données AEM, sur le littoral, permettrait que la géométrie du modèle "smooth" ne soit plus déterminée par la topographie et la croissance logarithmique de l'épaisseur des couches mais par la géométrie de l'intrusion saline. La précision de l'inversion serait alors améliorée, tout en conservant une imagerie diffuse de l'intrusion saline qui peut, dans certains secteurs, démontrer la présence de processus plus complexes. L'objet de la thèse n'était pas de développer des approches d'inversion couplée, mais celles-ci pourraient améliorer grandement la qualité et l'interprétation de la géophysique héliportée. Ce type d'approche peut s'adapter

aussi aux secteurs d'altitudes en couplant l'inversion AEM avec un modèle géologique, et même, une inversion des données magnétiques [FINN et al., 2001].

6.3.3 Perspectives hydrogéologiques

Les travaux de la thèse permettent d'améliorer la prospection hydrogéophysique en contexte basaltique, et cela, grâce à l'apport de nouveaux concepts hydrogéologiques. Ces précisions sur la stratification et le fonctionnement des aquifères ouvrent de nouvelles perspectives de recherche.

Sur le littoral, les premiers résultats de la modélisation de l'intrusion saline à partir de l'AEM sont probants. Cette approche pourrait être approfondie en améliorant la qualité de la donnée géophysique et en ajoutant de nouveaux secteurs modélisés, particulièrement dans l'est et le nord de l'île. Cela permettrait (i) d'améliorer la confiance dans l'estimation du rapport q/K et donc la compréhension du processus d'intrusion saline et (ii) d'étudier la variabilité de l'intrusion saline à une échelle plus fine qu'actuellement.

En altitude, les paléo-profils d'altération, imagés par des conducteurs, semblent créer des axes de circulations préférentiels. Cette relation entre les résistivités et les perméabilités des formations basaltiques n'est pourtant pas directe. Les formations volcaniques sont majoritairement constituées de coulées de lave (80-90% du volume total), séparées par des interlits scoriacés (20-10% du volume total). Le signal résistant est majoritairement contrôlé par les coulées massives alors que la perméabilité des scories est nettement plus forte. Enfin, l'altération impacte d'abord les scories puis déstructure les coulées massives. Ainsi, l'altération affecte la perméabilité du milieu avant de diminuer les résistivités imagées. Il est alors nécessaire de comprendre la relation des deux paramètres dans chacun des types de formations pour comprendre leurs évolutions à l'échelle d'un empilement de coulées de plusieurs centaines de mètres. Dans un premier temps, des analyses sur des carottes permettraient d'étudier la relation entre la résistivité et l'altération des formations volcaniques. Dans un deuxième temps, sur des secteurs favorables, l'imagerie géophysique héliportée pourrait être comparée à des données de géophysique au sol et des données de terrains (*i.e.* structuration géologique, perméabilité *in situ* et teneur en argile des différentes formations volcaniques présentes sur les sites).

À l'échelle de l'île, la méthodologie appliquée à La Réunion (*i.e.* cartographie CAH avec interprétation à différentes échelles) pourrait être appliquée sur différentes îles basaltiques couvertes par la géophysique héliportée (*i.e.* San Cristóbal, Santa Cruz et Mayotte [D'OZOUVILLE et al., 2008; PRYET et al., 2012; VITTECOQ et al., 2014]). Il serait alors possible d'éprouver les interprétations hydrogéophysiques à des contextes volcaniques (*i.e.* âges) et climatiques différents. De même, l'application de la méthodologie en Martinique et en Guadeloupe [VITTECOQ et al., 2015], aussi couvertes par des campagnes de géophysique héliportée, permettrait de comparer le fonctionnement hydrogéologique des îles basaltiques à celui des îles andésitiques.

Références bibliographiques

ABARCA, E. (**2007**). "Seawater intrusion in complex geological environments". Thèse de doct. Universidad Politécnica de Cataluña.

ADELINET, M., FORTIN, J., D'OZOUVILLE, N. & VIOLETTE, S. (**2008**). "The relationship between hydrodynamic properties and weathering of soils derived from volcanic rocks, Galapagos Islands (Ecuador)". *Environ Geol.* Vol. 56. no. 1, p. 45-58.

ANTEA (**2001**). "Modélisation des aquifères compris entre la Rivière des Roches et la Rivière de l'Est : Bilan hydrologique et mesures complémentaires." Rapp. tech. no. Rapport ANTEA A 22084, p. 82.

ANTEA (**2004**). "Prospection hydrogéologique et géophysique du plateau de Bélouve." Rapp. tech. no. Rapport ANTEA A 33569-B, p. 68.

ANTEA (**2008**). "Prospection hydrogéologique et géophysique au droit du plateau de Bébour." Rapp. tech. no. Rapport ANTEA A 47664-B, p. 77.

ANTEA (**2009**). "Programme départemental de recherche en eau (PDRE) 2004-2005. Réalisation de forages de reconnaissance. Réalisation du forage de Bélouve Sud". Rapp. tech. no. Rapport ANTEA A 54351-A, p. 82.

ARCHIE, G.E. (**1942**). "The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics". *Trans. AIME.* Vol. 146, p. 54-62.

ARTÉLIA, Réunion (**2012**). "Irrigation du Littoral ouest - Exploitation des venues d'eau rencontrées dans les galeries de Salazie". Rapp. tech. no. 4701282. Artélia - Agence de la Réunion, p. 180.

AUKEN, E. & CHRISTIANSEN, A.V. (**2004**). "Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data". *Geophysics.* Vol. 69. no. 3, p. 752-761.

AUKEN, E., CHRISTIANSEN, A.V., JACOBSEN, B.H., FOGED, N. & SØRENSEN, K.I. (**2005**). "Piecewise 1D laterally constrained inversion of resistivity data". *Geophysical Prospecting.* Vol. 53. no. 4, p. 497-506.

AUKEN, E., CHRISTIANSEN, A.V., WESTERGAARD, J.H., KIRKEGAARD, C., FOGED, N. & VIEZZOLI, A. (**2009a**). "An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system". *Explor. Geophys..* Vol. 40. no. 2, p. 184-192.

AUKEN, E., VIOLETTE, S., D'OZOUVILLE, N., DEFFONTAINES, B., SØRENSEN, K.I., VIEZZOLI, A. & MARSILY, G. de (**2009b**). "An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic : Application in the Galápagos Archipelago". *Comptes Rendus Geoscience.* Vol. 341. no. 10, p. 899-907.

AUNAY, B., BRUGERON, A., VAUDOUR, K. & A., Wuilleumier (**2011**). "Détermination de la vulnérabilité, des pressions et des risques de pollution sur cinq Bassins d'Alimentation de Captages prioritaires à l'Île de La Réunion". Report no. RP-59057-FR. BRGM, p. 302.

AUNAY, B., DEWANDEL, B., LADOUCHE, B., OLIVIA, Z. & SAUSSOL, P. (**2012a**). "Identification des modalités d'exploitation des ressources en eaux souterraines du domaine d'altitude de l'Est de La Réunion - Phase 3 (secteur des Plaines)". Report no. RP-59245-FR. BRGM, p. 166.

AUNAY, B., DEWANDEL, B., LE MOIGNE, B., RENINGER, P.A. & DUMONT, M. (**2017**). "Évaluation et actualisation des potentialités hydrogéologiques sur le territoire de la commune de Saint-Benoit". Report no. RP-66680-FR. BRGM, p. 132.

AUNAY, B., GENEVIER, G., LADOUCHE, B. & MARECHAL, J.C. (**2010**). "Analyse fonctionnelle par traitement du signal et approche hydrochimique des aquifères du nord de la Réunion". Report no. RP-57955-FR. BRGM, p. 197.

AUNAY, B., LACHASSAGNE, P. & STOLLSTEINER, P. (**2009**). "Identification des modélités d'exploitation des ressources en eaux souterraines du domaine d'altitude de l'Est de La Réunion - Phase 2". Report no. RP-57185-FR. BRGM, p. 128.

AUNAY, B., LADOUCHE, B. & MARÉCHAL, J.C. (**2012b**). "Étude des venues d'eau dans la Galerie Salazie Amont". Report no. RP-60780-FR. BRGM, p. 90.

AUNAY, B., RENINGER, P.A. & DUMONT, M. (**2016**). "Interprétation hydrogéologique des données de géophysique aéroportée sur le secteur de Pierrefonds". Report no. RP-65621-FR, p. 54.

BACHELERY, P. & MAIRINE, P. (**1990**). "Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0, 53 Ma." Le volcanisme de la Réunion, monographie. Cent. Rech. Volcanol, Clermont-Ferrand, France, p. 213-242.

BACHELERY, P., ROBINEAU, B., COURTEAUD, M. & SAVIN, C. (**2003**). "Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion)". *Bull. Soc. géol. Fr. t. 174*. P. 125-140.

BALTASSAT, J. M., RENINGER, P.A. & DUMONT, M. (**2016**). "Supervision et interprétation des tomographies électriques réalisées sur le site de Pierrefonds par la société Stratagem974". Report no. RP-65573-FR, p. 178.

BAPTISTE, J. (**2016**). "Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chanîne varisque de l'Europe de l'Ouest". Thèse de doct. D'orléans.

BARCELO, A. (**1996**). "Analyse des mécanismes hydrologiques en domaine volcanique insulaire tropical à relief jeune. Apports à la connaissance du bilan hydrique. Massif du Piton de la Fournaise (île de la Réunion)." Thèse. Université de Montpellier II.

BEAL, L.K., H., David P., GODSEY, S.E., NAWOTNIAK, S.K. & LOHSE, K.A. (**2016**). "Controls on ecohydrologic properties in desert ecosystems : Differences in soil age and volcanic morphology". *Geoderma*. Vol. 271, p. 32-41.

BEAR, J., CHENG, A.H.D., SOREK, S., OUAZAR, D. & HERRERA, I. (**1999**). "Seawater intrusion in coastal aquifers : concepts, methods and practices". Vol. 14. Springer Science & Business Media. 632 p.

BELLE, P. (**2014**). "Contribution des processus hydrologiques et hydrogéologiques aux glissements de terrain de grande ampleur : application au contexte tropical de la Réunion". Thèse de doct. Université de la Réunion.

BELLE, P., AUNAY, B., BERNARDIE, S., GRANDJEAN, G., LADOUCHE, B., MAZUÉ, R. & JOIN, J.L. (**2014**). "The application of an innovative inverse model for understanding and predicting landslide movements (Salazie cirque landslides, Reunion Island)". *Landslides*. Vol. 11. no. 3, p. 343-355.

BESSIÈRE, H. (**2011**). "Méthode de quantification spatiale des ressources en eau souterraine de l'île de La Réunion". Report no. RP-59682-FR. BRGM, p. 175.

BILLARD, G. & VINCENT, P.M. (**1974**). "Cartes géologiques de la France, La Reunion 1/50000 (4 feuilles) et notice". *BRGM, Orléans, France*.

BINLEY, A., HUBBARD, S.S., HUISMAN, J.A., REVIL, A.é, ROBINSON, D.A., SINGHA, K. & SLATER, L.D. (**2015**). "The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of

subsurface processes over multiple scales". *Water Resour. Res.*. Vol. 51. no. 6, p. 3837-3866.

BOUDOIRE, G., LIUZZO, M., DI MURO, A., FERRAZZINI, V., MICHON, L., GRASSA, F., DERRIEN, A., VILLENEUVE, N., BOURDEU, A., BRUNET, C., GIUDICE, G. & GURRIERI, S. (**2017**). "Investigating the deepest part of a volcano plumbing system : Evidence for an active magma path below the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 341 (Supplement C), p. 193-207.

BOURHANE, A. (**2014**). "Méthodes d'investigation de l'intrusion marine dans les aquifères volcaniques (La Réunion et La Grande Comore)". Thèse de doct. Saint-Denis : Université de la Réunion. 286 p.

BOURHANE, A., BONNIER, J. & PAYET, V. (**2017**). "Mise en place d'un réseau de suivi des intrusions salines dans les aquifères côtiers de La Réunion". French. Office de l'Eau de La Réunion. Office de l'Eau, p. 76.

BOURHANE, A., DUMONT, M. & BONNIER, J. (**2016**). "Mise en place d'un réseau de suivi des intrusions salines dans les aquifères côtiers de La Réunion". French. Office de l'Eau de La Réunion. Office de l'Eau, p. 182.

BRET, L., JOIN, J.L., LEGAL, X., COUDRAY, J. & FRITZ, B. (**2003**). "Argiles et zéolites dans l'altération d'un volcan bouclier en milieu tropical (Le Piton des Neiges, La Réunion)". *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 335. no. 14, p. 1031-1038.

BRGM & LGSR (**2006**). "Carte géologique de La Réunion au 1/100 000. (Région Réunion / Feder)". *Bureau de Recherche Géologiques et Minières & Laboratoire Géosciences Réunion*. Sous la dir. de P. BACHÈLERY, P. MAIRINE, O. ODON, N. ARNAUD, T. BOYER, J.L. HOAREAU, J.L. JOIN, H. NASSOR, B. ROBINEAU, S. TECHER, N. VILLENEUVE, B. WELSH, G. BILLARD, P. NEHLIG, L. BRET, Y. FÈVRE, J.P. QUINQUIS & M. BUCELLE.

CARY, L., PETIT, V., LUCAS, C. & LIONS, J. (**2012**). "Détermination des valeurs seuils de quatre polluants spécifiques pour la définition de l'état des eaux souterraines de La Réunion". Report no. RP-61486-FR. BRGM, p. 59.

CHACHADI, A.G. & LOBO-FERREIRA, J.P. (**2005**). "Assessing aquifer vulnerability to seawater intrusion using GALDIT method : Part 2–GALDIT Indicator Descriptions." Proceedings of the 4th The Fourth Inter Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, held at Universidade do Minho, Guimarães, Portugal. IAHS & LNEC.

CHADWICK, O.A., GAVENDA, R.T., KELLY, E.F., ZIEGLER, K., OLSON, C.G., ELLIOTT, W.C. & HENDRICKS, D.M. (**2003**). "The impact of climate on the biogeochemical functioning of volcanic soils". *Chemical Geology*. Controls on Chemical Weathering Vol. 202. no. 3, p. 195-223.

CHAPUT, M. (**2013**). "Deformation and intrusive activity of basaltic shield volcanoes - From field work to numerical modeling (Piton des Neiges, La Réunion)". Theses. Université de la Réunion.

CHARLIER, J.B. & AUNAY, B. (**2017**). "Proposition de délimitation de secteurs sensibles en vue de déterminer les Zones de Répartition des Eaux à La Réunion". Report no. RP-65956-FR, p. 76.

CHEVALIER, L. (**1979**). "Structures et évolution du volcan Piton des Neiges. Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes. Océan indien occidental". Thèse. Université scientifique et médicale de Grenoble.

COMTE, J.C. & BANTON, O. (**2007**). "Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers". *Geophysical Research Letters*. Vol. 34. no. 10, p. L10402.

COOPER, H.H. (**1959**). "A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer". *Journal of Geophysical Research.* Vol. 64. no. 4, p. 461-467.

CORDIER, E., LÉZÉ, J. & JOIN, J.L. (**2013**). "Natural tidal processes modified by the existence of fringing reef on La Reunion Island (Western Indian Ocean) : Impact on the relative sea level variations". *Continental Shelf Research.* Vol. 55, p. 119-128.

CPFG & BRGM (**1992**). "Programme départemental de recherche eau 1989. Étude du potentiel aquifère de la Plaine des Palmistes." Rapport CPGF 3887. 25p.

CRUZ, J.V. & SILVA, M.O. (**2009**). "Groundwater salinization in Pico Island (Azores, Portugal) : origin and mechanisms". *Environmental Geology.* Vol. 39. no. 10, p. 1181-1189.

CUSTODIO, E. (**1978**). "Geohidrologıa de terrenos e islas volcánicas." Thèse de doct. Centro de estudios hidrograficos, Universidad politécnica de Barcelona.

CUSTODIO, E. (**2004**). "Hydrogeology of volcanic rocks". Groundwater studies : an international guide for hydrogeological investigations. Vol. 3. Paris : UNESCO, p. 395-425.

CUSTODIO, E. & BRUGGEMAN, G.A. (**1987**). "Groundwater problems in coastal areas". *Studies and Reports in Hydrology (UNESCO).*

CUSTODIO, E., GARCIA, L. Lopez & AMIGO, E. (**1988**). "Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne)". *Hydrogéologie.* Vol. 2. no. 1988, p. 153-167.

D'OZOUVILLE, N., AUKEN, E., SORENSEN, K., VIOLETTE, S., MARSILY, G. de, DEFFONTAINES, B. & MERLEN, G. (**2008**). "Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano". *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. 269. no. 3, p. 518-522.

DEPARIS, J., RENINGER, P.A., PERRIN, J., MARTELET, G. & AUDRU, J.C. (**2014a**). "Acquisition géophysique héliportée électromagnétique de la Martinique". Report no. RP-62428-FR. BRGM, p. 90.

DEPARIS, J., RENINGER, P.A., PERRIN, J., MARTELET, G., MONPELAT, J.M. & LEGENDRE, Y. (**2014b**). "Acquisition géophysique héliportée de la Guadeloupe". Report no. RP-62704-FR. BRGM, p. 94.

DESCLOITRES, M. (**1998**). "Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion)". Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

DESCLOITRES, M., RITZ, M., ROBINEAU, B. & COURTEAUD, M. (**1997**). "Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island : Implications for the quest for groundwater". *Water Resources Research.* Vol. 33. no. 1, p. 13-19.

DEZAYES, C., BALTASSAT, J.M., FAMIN, V., GENTIER, S., BES DE BERC, S. & THIRARD, G. (**2015**). "Identification des secteurs d'intérêt potentiel pour le développement de la géothermie sur l'île de La Réunion, hors cœur de Parc National". Report no. RP-64738-FR. BRGM, p. 126.

DÖRFLIGER, N., DUMON, A., AUNAY, B. & PICOT, G. (**2011**). "Influence de la montée du niveau de la mer sur le biseau salin des aquifères côtiers des DROM/COM". Report no. RP-60828-FR. BRGM, p. 292.

DREVER, J.I. (**1994**). "The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals". *Geochimica et Cosmochimica Acta.* Vol. 58. no. 10, p. 2325-2332.

DREVER, J.I. & STILLINGS, L.L. (**1997**). "The role of organic acids in mineral weathering". *Colloids and Surfaces A : Physicochemical and Engineering Aspects.* Aquatic Colloid and Surface Chemistry Vol. 120. no. 1, p. 167-181.

DRUHAN, J., LAWRENCE, C., OSTER, J., REMPE, D. & DIETRICH, W. (**2017**). "From the surface to the deep critical zone : Linking soil carbon, fluid saturation and weathering rate". EGU General Assembly Conference Abstracts. Vol. 19, p. 13803.

DUMONT, M. (**2017**). "Architecture et géométrie des formations volcaniques de la Plaine des Fougères et de la Plaine des Palmistes à partir des données de géophysique héliportée". Note technique. BRGM, p. 42.

DUMONT, M. & AUNAY, B. (**2017**). "Atlas des résistivités issues du levé électromagnétique héliportée de La Réunion : Apport à la connaissance de l'intrusion saline côtière". Report no. RP-66629-FR. BRGM, p. 35.

EGGLETON, R.A., FOUDOULIS, C. & VARKEVISSER, D. (**1987**). "Weathering of basalt ; changes in rock chemistry and mineralogy". *Clays and Clay Minerals*. Vol. 35. no. 3, p. 161-169.

FAMIN, V., BERTHOD, C., MICHON, L., EYCHENNE, J., BROTHELANDE, E., MAHABOT, M.M. & CHAPUT, M. (**2016**). "Localization of magma injections, hydrothermal alteration, and deformation in a volcanic detachment (Piton des Neiges, La Réunion)". *Journal of Geodynamics*. Vol. 101, p. 155-169.

FEVRE, Y. (**2005**). "Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé. La Réunion (Océan indien)". Thèse. Université de la Réunion.

FINIZOLA, A., DELCHER, E., BONNIER, J. & GAILLER, L. (**2015**). "Étude structurale de la Plaine des Fougères par approche géophysique - Commune de Sainte-Marie - La Réunion". Rapport Géoscience Réunion. Réunion : Université de la Réunion, p. 61.

FINN, C.A., SISSON, T.W. & DESZCZ-PAN, M. (**2001**). "Aerogeophysical measurements of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainier volcano". *Nature*. Vol. 409. no. 6820, p. 600-603.

FOLIO, J.L. (**2001**). "Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier". Thèse de doct. Université de La Réunion.

FRISSANT, N. & RENÉ-CORAIL, C. (**2005**). "Le phénomène d'intrusion saline à La Réunion : état des connaissances et synthèse des données disponibles". Report no. RP-54330-FR. BRGM, p. 66.

GAILLER, L.S. (**2010**). "Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien) - Approches géophysiques". Theses. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.

GHYBEN, W.B. (**1888**). "Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam [Notes on the probable results of a well drilling near Amsterdam]". The Hague : Tidjdschrift van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs. 8-22.

GILLOT, P.Y. & NATIVEL, P. (**1982**). "K-Ar chronology of the ultimate activity of piton des neiges volcano, reunion island, Indian ocean". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 13. no. 1–2, p. 131-146.

GINGERICH, S.B. (**1999**). "Estimating transmissivity and storage properties from aquifer tests in the southern Lihue basin, Kauai, Hawaii". Water-Resources Investigations Report. US Geological Survey, p. 99-4066.

GINGERICH, S.B. & OKI, D.S. (**2000**). "Ground Water in Hawaii". *U.S. Geological Survey*. Vol. 126-00. no. 0, p. 6.

GINGERICH, S.B. & VOSS, C.I. (**2005**). "Three-dimensional variable-density flow simulation of a coastal aquifer in southern Oahu, Hawaii, USA". *Hydrogeology Journal*. Vol. 13. no. 2, p. 436-450.

GISLASON, S.R., VEBLEN, D.R. & LIVI, K.J.T. (**1993**). "Experimental meteoric water-basalt interactions : Characterization and interpretation of alteration products". *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 57. no. 7, p. 1459-1471.

GLOVER, R.E. (**1959**). "The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer". *J; Geophys. Research*. Vol. 64 (No. 4), p. 457-459.

HAREN, J.V., DONTSOVA, K., BARRON-GAFFORD, G.A., TROCH, P.A., CHOROVER, J., DELONG, S.B., BRESHEARS, D.D., HUXMAN, T.E., PELLETIER, J.D., SALESKA, S.R., ZENG, X. & RUIZ, J. (**2017**). "CO2 diffusion into pore spaces limits weathering rate of an experimental basalt landscape". *Geology*. Vol. 45. no. 3, p. 203-206. (Visité le 13/10/2017).

HAURIE, J.L. (**1987**). "Geodynamique des cirques de la Réunion : implications geotechniques et stabilité des versants". Thèse de doct. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

HEILWEIL, V.M., SOLOMON, D.K., GINGERICH, S.B. & VERSTRAETEN, I.M. (**2009**). "Oxygen, hydrogen, and helium isotopes for investigating groundwater systems of the Cape Verde Islands, West Africa". *Hydrogeol J*. Vol. 17. no. 5, p. 1157-1174.

HELD, R., ATTINGER, S. & KINZELBACH, W. (**2005**). "Homogenization and effective parameters for the Henry problem in heterogeneous formations". *Water Resources Research*. Vol. 41. no. 11, W11420.

HENRY, H.R. (**1964**). "Effects of dispersion on salt encroachment in coastal aquifers". Vol. 70. US Geological Survey.

HERCKENRATH, D., ODLUM, N., NENNA, V., KNIGHT, R., AUKEN, E. & BAUER-GOTTWEIN, P. (**2013**). "Calibrating a Salt Water Intrusion Model with Time-Domain Electromagnetic Data". *Groundwater*. Vol. 51. no. 3, p. 385-397. (Visité le 18/07/2016).

HERRERA, C. & CUSTODIO, E. (**2008**). "Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys". *Hydrogeol J*. Vol. 16. no. 7, p. 1329-1348.

HERRERA, C. & CUSTODIO, E. (**2014**). "Groundwater flow in a relatively old oceanic volcanic island : The Betancuria area, Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain". *Science of The Total Environment*. Vol. 496, p. 531-550.

HERZBERG, D. (**1901**). "Die wasserversorgung einiger nordseebäder - The water supply of selected North Sea towns". Munich : Z. F. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung. 44 :815-819, 842-844.

HGG (**2011**). "Guide for processing and inversion of SkyTEM data in the Aarhus Workbench". Rapp. tech. Aarhus University : HydroGeophysics Group, p. 66.

HUNT, C.D. (**1996**). "Geohydrology of the island of Oahu, Hawaii". Tech. report no. 1412.

INSEE (**2016**). "Population de 1968 à 2016". Rapp. tech. no. TCRD 004. Institut national de la statistique et des études économiques.

IZQUIERDO, T. (**2014**). "Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera; Canary Islands)". *CATENA*. Vol. 114, p. 119-128.

JOIN, J.L. (**1991**). "Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, Le piton des neiges". Thèse de doct. Montpellier II. 187 p.

JOIN, J.L. & COUDRAY, J. (**1992**). "Exemple d'un écoulement souterrain chenalisé dans des brèches volcaniques peu perméables : la ravine Saint-Gilles, île de la Réunion". *Hydrogéologie*. Vol. 3, p. 163-172.

JOIN, J.L., FOLIO, J.L., BOURHANE, A. & COMTE, J.C. (**2016**). "Groundwater Resources on Active Basaltic Volcanoes : Conceptual Models from La Réunion Island and Grande Comore". Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean. Sous la dir. de P. BACHE-

LERY, J.F. LENAT, A. DI MURO & L. MICHON. Active Volcanoes of the World. Springer Berlin Heidelberg, p. 61-70.

JOIN, J.L., FOLIO, J.L. & ROBINEAU, B. (**2005**). "Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 147. no. 1–2, p. 187-201.

KIM, K.Y., HAN, W.S. & PARK, E. (**2013**). "The impact of highly permeable layer on hydraulic system in a coastal aquifer". *Hydrological Processes*. Vol. 27. no. 22, p. 3128-3138.

KIM, K.Y., SEONG, H., KIM, T., PARK, K.H., WOO, N.C., PARK, Y.S., KOH, G.W. & PARK, W.B. (**2006**). "Tidal effects on variations of fresh–saltwater interface and groundwater flow in a multilayered coastal aquifer on a volcanic island (Jeju Island, Korea)". *Journal of Hydrology*. Vol. 330. no. 3, p. 525-542.

KIRKEGAARD, C., SONNENBORG, T.O., AUKEN, E. & JØRGENSEN, F. (**2011**). "Salinity distribution in heterogeneous coastal aquifers mapped by airborne electromagnetics". *Vadose Zone Journal*. Vol. 10. no. 1, p. 125-135.

KLUSKA, J.M. (**1997**). "Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500000 ans". Thèse de doct. Université de Paris 11, Orsay.

LACHASSAGNE, P., AUNAY, B., FRISSANT, N., GUILBERT, M. & MALARD, A. (**2014**). "High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands : a Mayotte, Comoros, case study". *Terra Nova*. Vol. 26. no. 4, p. 307-321.

LACHASSAGNE, P. & MARÉCHAL, J.C. (**2004**). "Synthèse des concepts et méthodes de l'hydrogéologie des milieux volcaniques appliqués à la prospection géothermique." Report no. RP-53135-FR. BRGM, p. 79.

LACQUEMENT, F. & NEHLIG, P. (**2008**). "Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (ile de la Réunion, France)". Report no. RP-56730-FR. BRGM, p. 94.

LÉNAT, J.F., BACHÈLERY, P. & MERLE, O. (**2012**). "Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean)". *Bull Volcanol*. Vol. 74. no. 9, p. 1945-1961.

LÉNAT, J.F., FITTERMAN, D., JACKSON, D.B. & LABAZUY, P. (**2014**). "Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion)". *Bulletin of Volcanology*. Vol. 62. no. 2, p. 75-89.

LÉNAT, J.F., GIBERT-MALENGREAU, B. & GALDÉANO, A. (**2001**). "A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean)". *J. Geophys. Res.*. Vol. 106. no. B5, p. 8645-8663.

LEY-COOPER, A., MACNAE, J. & TWEED, S. (**2008**). "Estimating subsurface porosity and salt loads using airborne geophysical data". *Near Surface Geophysics*. Vol. 6. no. 1, p. 31-37.

LEZE, J. (**2012**). "Modélisation de l'impact des forçages océaniques sur les nappes côtières - Etude de l'Ermitage (île de La Réunion)". Thèse de doct. Saint-Denis : Université de la Réunion.

LU, C., CHEN, Y., ZHANG, C. & LUO, J. (**2013**). "Steady-state freshwater–seawater mixing zone in stratified coastal aquifers". *Journal of Hydrology*. Vol. 505, p. 24-34.

MAHONEY, J.J., DUNCAN, R.A., KHAN, W., GNOS, E. & MCCORMICK, G.R. (**2002**). "Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan : implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps". *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 203. no. 1, p. 295-310.

MAIRINE, P. & BACHÈLERY, P. (**1997**). "Un grand épisode érosionnel dans l'histoire ancienne du Piton de la Fournaise (île de la Réunion)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. Vol. 325. no. 4, p. 243-249.

MARÉCHAL, J.C., LANINI, S., AUNAY, B. & PERROCHET, P. (**2014**). "Analytical Solution for Modeling Discharge into a Tunnel Drilled in a Heterogeneous Unconfined Aquifer". *Groundwater*. Vol. 52. no. 4, p. 597-605. (Visité le 11/12/2014).

MARSILY, G. de, DELHOMME, J.P., DELAY, F. & BUORO, A. (**1999**). "Regards sur 40 ans de problèmes inverses en hydrogéologie". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. Vol. 329. no. 2, p. 73-87.

MARTELET, G., RENINGER, P.A., PERRIN, J. & DEPARIS, J. (**2014**). "Acquisition géophysique héliportée de l'île de La Réunion". Report no. RP-63818-FR. BRGM.

MCDOUGALL, I. (**1971**). "The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean". *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 35. no. 3, p. 261-288.

MCNEILL, J.D. (**1994**). "Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding". Geonics.

MERLE, O. & LÉNAT, J.F. (**2003**). "Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean". *J. Geophys. Res.*. Vol. 108. no. B3, p. 2166.

MERLE, O., MAIRINE, P., MICHON, L., BACHÈLERY, P. & SMIETANA, M. (**2010**). "Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 189. no. 1–2, p. 131-142.

MEZON, C, MOURZENKO, VV, THOVERT, J-F, ANTOINE, R, FONTAINE, F, FINIZOLA, A & ADLER, PM (**2018**). "Thermal convection in three-dimensional fractured porous media". *Physical Review E*. Vol. 97. no. 1.

MOULIN, M., LEBON, D. & FRISSANT, N. (**2002**). "Synthèse hydrogéologique du cirque de Salazie (Ile de La Réunion)". Report no. RP-51450-FR. BRGM, p. 160.

MULLEN, I. & KELLETT, J. (**2007**). "Groundwater salinity mapping using airborne electromagnetics and borehole data within the lower Balonne catchment, Queensland, Australia". *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. Advances in airborne electromagnetics and remote sensing of agro-ecosystems Vol. 9. no. 2, p. 116-123.

MULLEN, I.C., WILKINSON, K.E., CRESSWELL, R.G. & KELLETT, J. (**2007**). "Three-dimensional mapping of salt stores in the Murray-Darling Basin, Australia : 2. Calculating landscape salt loads from airborne electromagnetic and laboratory data". *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. Advances in airborne electromagnetics and remote sensing of agro-ecosystems Vol. 9. no. 2, p. 103-115.

MUNDAY, T., FITZPATRICK, A., REID, J., BERENS, V. & SATTEL, D. (**2007**). "Frequency and/or Time Domain HEM Systems for Defining Floodplain Processes Linked to the Salinisation along the Murray River?" : *ASEG Extended Abstracts*. Vol. 2007, p. 1-5.

NABIGHIAN, M.N. (**1972**). "The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section ; its properties and use for automated anomaly interpretation | Geophysics". *GEOPHYSICS*. Vol. 37. no. 3, p. 507-517.

NABIGHIAN, M.N. (**1979**). "Quasi-static transient response of a conducting half-space—An approximate representation". *GEOPHYSICS*. Vol. 44. no. 10, p. 1700-1705.

NABIGHIAN, M.N. & MACNAE, J.C. (**1991**). "Time domain electromagnetic prospecting methods". Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Vol. vol. 2. SEG Books, 427-509. Chap 6.

NAVARRE-SITCHLER, Alexis & BRANTLEY, Susan (**2007**). "Basalt weathering across scales". *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 261. no. 1, p. 321-334.

NEHLIG, P., BUCELLE, M., MAIRINE, P. & BACHÈLERY, P. (**2005**). "Connaissance géologique de La Réunion. Kit Pédagogique Sciences de la Terre". BRGM.

NEYENS, D. & BAÏSSET, M. (**2016**). "Réseau de surveillance de l'intrusion saline. Sites de la commune de Saint-Philippe / Le Baril - La Réunion. Observatoires JOS1 et JOS2". Rapport d'installation, p. 19.

OEHLER, J.F., LÉNAT, J.F. & LABAZUY, P. (**2008**). "Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes". *Bulletin of Volcanology*. Vol. 70. no. 6, p. 717-742.

OKI, D.S., SOUZA, W.R., BOLKE, E.L. & BAUER, G.R. (**1998**). "Numerical analysis of the hydrogeologic controls in a layered coastal aquifer system, Oahu, Hawaii, USA". *Hydrogeology Journal*. Vol. 6. no. 2, p. 243-263.

PETERSON, F.L. (**1972**). "Water development on tropical volcanic islands, type example : Hawaii." *Ground Water*. Vol. 10. no. 5, p. 18-23.

PETIT, V., AUNAY, B., CHARLIER, J.B., DEFRENOY, R. & SURDYK, N. (**2013a**). "Référentiel Hydrogéologique Français BDLISA. Délimitation des entités hydrogéologiques de La Réunion". Report no. RP-63052-FR. BRGM, p. 95.

PETIT, V., DEWANDEL, B., CHARLIER, J.B., OLLIVIER, P., LUCAS, C. & OLIVIA, Z. (**2013b**). "Amélioration de la connaissance hydrogéologique de l'aquifère côtier du Gol." Report no. RP-61834-FR. BRGM, p. 196.

POST, V.E.A. (**2005**). "Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers : Is our technology ready for the problems ahead?" : *Hydrogeology Journal*. Vol. 13. no. 1, p. 120-123.

PRYET, A. (**2011**). "Hydrogéologie des milieux volcaniques insulaires : apports d'une étude intégrée aux îles Galapagos". Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

PRYET, A., D'OZOUVILLE, N., VIOLETTE, S., DEFFONTAINES, B. & AUKEN, E. (**2012**). "Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristobal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 16. no. 12, p. 4571-4579.

PRYET, A., RAMM, J., CHILÈS, J.P., AUKEN, E., DEFFONTAINES, B. & VIOLETTE, S. (**2011**). "3D resistivity gridding of large AEM datasets : A step toward enhanced geological interpretation". *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 75, p. 277-283.

QUIDELLEUR, X., HOLT, J.W., SALVANY, T. & BOUQUEREL, H. (**2010**). "New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0 Ma". *Geophys. J. Int.*. Vol. 182. no. 2, p. 699-710.

RAD, S., RIVÉ, K. & ALLÈGRE, C. (**2011**). "Weathering regime associated with subsurface circulation on volcanic islands". *Aquat Geochem*. Vol. 17. no. 3, p. 221-241.

RENINGER, P.A. (**2012**). "Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique". Thèse de doct. Université d'Orléans.

RENINGER, P.A., MARTELET, G., DEPARIS, J., PERRIN, J. & CHEN, Y. (**2011**). "Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data". *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 75. no. 2, p. 264-276.

RENINGER, P.A., MARTELET, G. & PERRIN, J. (**2015**). "Frame effective tilt correction for HEM data acquired over rugged terrain". First European Airborne Electromagnetics Conference.

ROBINEAU, B., RITZ, M., COURTEAUD, M. & DESCLOITRES, M. (**1997**). "Electromagnetic Investigations of Aquifers in the Grand Brulé Coastal Area of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island". *Ground Water*. Vol. 35. no. 4, p. 585-592.

ROCHER, P. (**1988**). "Nouveau schéma d'évolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges (île de la Réunion". *Géologie de la France*. Vol. 2. no. 3, p. 157-162.

ROCHER, P. & WESTERCAMP, D. (**1989**). "The Salazie Cirque ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Réunion Island) : Chronostratigraphy, description and significance of lithic

fragments and eruptive mechanisms". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 36. no. 1, p. 177-191.

ROTZOLL, K., EL-KADI, A.I. & GINGERICH, S.B. (**2007**). "Estimating Hydraulic Properties of Volcanic Aquifers Using Constant-Rate and Variable-Rate Aquifer Tests". *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 43. no. 2, p. 334-345.

SALVANY, T. (**2009**). "Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques : Exemple des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien)". Thèse de doct. Université d'Orsay - Paris XI.

SALVANY, T., LAHITTE, P., NATIVEL, P. & GILLOT, P.Y. (**2012**). "Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean) : Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma". *Geomorphology*. Vol. 136. no. 1, p. 132-147.

SANQUER, P., NICOLINI, E. & UWE, M. (**2007**). "Étude technique : Datation d'échantillons d'eaux par des méthodes de géochimie isotopique sur l'île de La Réunion". Rapport Office de l'Eau Réunion no. Marché OLE n°2007-04, p. 91.

SATTEL, D. (**2009**). "An overview of Helicopter Time-Domain EM systems". *ASEG Extended Abstracts*. Vol. 2009, p. 1-6.

SCHAMPER, C., AUKEN, E. & SØRENSEN, K. (**2013a**). "Coil response inversion for very early time modelling of helicopter-borne time-domain electromagnetic data and mapping of near-surface geological layers". *Geophysical Prospecting*. Vol. 62. no. 3, p. 658-674.

SCHAMPER, C., JØRGENSEN, F., AUKEN, E. & EFFERSØ, F. (**2014**). "Assessment of near-surface mapping capabilities by airborne transient electromagnetic data — An extensive comparison to conventional borehole data". *Geophysics*. Vol. 79. no. 4, B187-B199.

SCHAMPER, C., PEDERSEN, J.B., AUKEN, E., CHRISTIANSEN, A. V., VITTECOQ, B., DEPARIS, J., JAOUEN, T., LACQUEMENT, F., NEHLIG, P., PERRIN, J. & RENINGER, P.-A. (**2013b**). "Airborne Transient EM Methods and Their Applications for Coastal Groundwater Investigations". Groundwater in the Coastal Zones of Asia-Pacific. Sous la dir. de Christoph WETZELHUETTER. Springer Netherlands, p. 121-153.

SIEMON, B., CHRISTIANSEN, A.V. & AUKEN, E. (**2009**). "A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration". *Near Surface Geophysics*. Vol. 7. no. 1303.

SINGHA, K. (**2017**). "Geophysics Is Not a Silver Bullet, but Worth a Shot". *Ground water*. Vol. 55. no. 2, p. 149-149.

SMIETANA, M., BACHELERY, P. & HÉMOND, C. (**2010**). "Heterogeneity in the mantle source of La Réunion Island". *Geochimica et Cosmochimica acta*. Vol. 74. no. 12.

SØRENSEN, K.I. & AUKEN, E. (**2004**). "SkyTEM? a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system". *Exploration Geophysics*. Vol. 35. no. 3, p. 194-202.

SØRENSEN, K.I., THOMSEN, P., AUKEN, E. & PELLERIN, L. (**2001**). "The effect of Coupling in Electromagnetic Data." *Proceedings of the 7th Engineering and Environmental Geophysical Society - European Section Annual Meeting*. P. 108-109.

SOUZA, W.R. & VOSS, C.I. (**1987**). "Analysis of an anisotropic coastal aquifer system using variable-density flow and solute transport simulation". *Journal of Hydrology*. Vol. 92. no. 1, p. 17-41.

SPIES, R.B. & FRISCHKNECHT, F.C. (**1991**). "Electromagnetic Sounding." Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Vol. vol 2. SEG Books, 285-422. Chap 5.

STRACK, O. D. L. (**1976**). "A single-potential solution for regional interface problems in coastal aquifers". *Water Resources Research*. Vol. 12. no. 6, p. 1165-1174.

TABOADA, T., RODRÍGUEZ-LADO, L., FERRO-VÁZQUEZ, C., STOOPS, G. & MARTÍNEZ CORTIZAS, A. (**2016**). "Chemical weathering in the volcanic soils of Isla Santa Cruz (Galápagos Islands, Ecuador)". *Geoderma*. Vol. 261, p. 160-168.

TARANTOLA, A. (**2005**). "Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation". SIAM.

TELFORD, W.M., TELFORD, W.M. & SHERIFF, R.E. (**1990**). "Applied Geophysics". Cambridge University Press.

THORNTHWAITE, C.W. (**1948**). "An approach toward a rational classification of climate". *Geographical review*. Vol. 38. no. 1, p. 55-94.

TÓTH, J. (**1999**). "Groundwater as a geologic agent : An overview of the causes, processes, and manifestations". *Hydrogeology Journal*. Vol. 7. no. 1, p. 1-14.

UPTON, B.G.J. & WADSWORTH, W.J. (**1965**). "Geology of Réunion Island, Indian Ocean". *Nature*. Vol. 207, p. 151-154.

VIEZZOLI, A., CHRISTIANSEN, A.V., AUKEN, E. & SØRENSEN, K. (**2008**). "Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion". *Geophysics*. Vol. 73. no. 3, F105-F113.

VIEZZOLI, A., MUNDAY, T. & COOPER, Y.L. (**2012**). "Airborne electromagnetics for groundwater salinity mapping : case studies of coastal and inland salinisation from around the world". *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicat.* Vol. 53. no. 4, p. 581-599.

VIEZZOLI, A., TOSI, L., TEATINI, P. & SILVESTRI, S. (**2010**). "Surface water–groundwater exchange in transitional coastal environments by airborne electromagnetics : The Venice Lagoon example". *Geophys. Res. Lett.*. Vol. 37. no. 1, p. L01402.

VIOLETTE, S., D'OZOUVILLE, N., PRYET, A., DEZFFONTAINES, B., FORTIN, J. & ADELINET, M. (**2014**). "Hydrogeology of the Galápagos Archipelago : An integrated and comparative approach between islands". HARPP, K.S., MITTELSTAED, E., D'OZOUVILLE, N. & GRAHAM, D.W. The Galapagos : A Natural Laboratory for the Earth Sciences. American Geophysical Union. Vol. 204. John Wiley & Sons, p. 167-183.

VIOLETTE, S., LEDOUX, E., GOBLET, P. & CARBONNEL, J.P. (**1997**). "Hydrologic and thermal modeling of an active volcano : the Piton de la Fournaise, Reunion". *Journal of Hydrology*. Vol. 191. no. 1, p. 37-63.

VITTECOQ, B., DEPARIS, J., VIOLETTE, S., JAOUËN, T. & LACQUEMENT, F. (**2014**). "Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data". *Journal of Hydrology*. Vol. 509, p. 519-538.

VITTECOQ, B., RENINGER, P.A., VIOLETTE, S., MARTELET, G., DEWANDEL, B. & AUDRU, J. C. (**2015**). "Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique island (Lesser Antilles – FWI)". *Journal of Hydrology*. Vol. 529, Part 3, p. 1041-1059.

WERNER, A., BAKKER, M., POST, V.E.A., VANDENBOHEDE, A., LU, C., ATAIE-ASHTIANI, B., SIMMONS, C.T. & BARRY, D.A. (**2013**). "Seawater intrusion processes, investigation and management : Recent advances and future challenges". *Advances in Water Resources*. Vol. 51, p. 3-26.

WERNER, A., WARD, J. D., MORGAN, L. K., SIMMONS, C. T., ROBINSON, N. I. & TEUBNER, M. D. (**2012**). "Vulnerability indicators of sea water intrusion". *Groundwater*. Vol. 50. no. 1, p. 48-58.

WHITE, F.A. & BUSS, H.L. (**2013**). "Natural Weathering Rates of Silicate Minerals". Treatise on Geochemistry : Second Edition. Vol. 7, p. 115-155.

WON, J.H., KIM, J.W., KOH, G.W. & LEE, J.Y. (**2005**). "Evaluation of hydrogeological characteristics in Jeju Island, Korea". *Geosci J.* Vol. 9. no. 1, p. 33-46.

WON, J.H., LEE, J.Y., KIM, J.W. & KOH, G.W. (**2006**). "Groundwater occurrence on Jeju Island, Korea". *Hydrogeol J.* Vol. 14. no. 4, p. 532-547.

WYNS, R., BALTASSAT, J.M., LACHASSAGNE, P., LEGCHENKO, A., VAIRON, J. & MATHIEU, F. (**2004**). "Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France)". *Bull. Soc. géol.*. Vol. 175. no. 1, p. 21-34.

ANNEXE A

Résumés de congrès internationaux

La présente annexe regroupe les quatre résumés soumis à des congrès internationaux :

1. **DUMONT, M.**, RENINGER, P.A., PRYET, A., MARTELET, G., AUNAY, B., JOIN, J.L., 2015. A Statistical Approach to Interpret Regional Airborne Electromagnetic Surveys for Hydrogeological Characterization. *Near Surface Geophysics*.
   Résumé accepté et présenté à Turin entre le 6 et le 10 septembre 2015.
2. **DUMONT, M.**, AUNAY, B., RENINGER, P.A., PRYET, A., JOIN, J.L., 2016. Airborne electromagnetic method for studying, at different scales, salt water intrusion in heterogeneous complex aquifers. *Salt Water Intrusion Meeting*.
   Résumé accepté mais retiré.
3. **DUMONT, M.**, AUNAY, B., RENINGER, P.A., PRYET, A., BOURHANE, A., BONNIER, J., JOIN, J.L., 2016. Multi-scale characterization of saltwater intrusion in heterogeneous volcanic aquifers with airborne electromagnetics. *International Association of Hydrogeologists*.
   Résumé accepté et présenté à Montpellier du entre le 25 et le 29 septembre 2016.
4. **DUMONT, M.**, JOIN, J.L., WENDLING, V., AUNAY, B., 2017. 3D characterization of the critical zone within a basaltic catchment using an aiborne electromagnetic survey. *European Geosciences Union, General Assembly*.
   Résumé accepté et présenté à Vienne entre le 23 et le 28 avril 2017.

NEAR SURFACE GEOSCIENCE 2015

Tu AEM 04

A Statistical Approach to Interpret Regional Airborne Electromagnetic Surveys for Hydrogeological Characterization

M. Dumont* (UMR CNRS 7154), P.A. Reninger (BRGM), A. Pryet (ENSEGID), G. Martelet (BRGM), B. Aunay (BRGM) & J.L. Join (UMR CNRS 7154)

SUMMARY

Airborne electromagnetic (AEM) methods proved their accuracy in environmental studies during last decades. Volcanic islands are characterized by heterogeneous geology controlled by various complex factors. La Réunion Island, localized in the south-west part of the Indian Ocean, is composed by two shield volcanoes. Their structures are controlled by large erosive processes driven by steep topography, and weathering in inter-tropical climate and the cyclonic regime. In these conditions, in order to help interpreting a large regional AEM dataset resulting in millions of 3D resistivity values, we propose a strategy to delimit areas where the resistivity structure of the first 100 m of the underground have comparable behaviors – and accordingly comparable geological and/or hydrogeological characteristics.

Agglomerative Hierarchical Clustering (AHC) analyzes variation between the vertical resistivity distributions of all inverted soundings. AHC results are hierarchized in clusters, each one being associated to an average depth-resistivity signature. The AHC method was applied on the AEM dataset acquired on La Réunion Island. Clusters are consistent with the geological background and inform on different geological and hydrogeological phenomena such as weathering. These subdomains will be used with the aim of evaluating various conceptual hydrogeological models throughout the island.

Introduction

The geological complexity of shield volcano islands comes from the succession of constructive phases (accumulation of lava flows and pyroclastic products) and destructive phases (erosive processes, landslides), resulting in high heterogeneity and complex geometries. During decades, hydrogeological settings have been studied with several tools: geological and hydrogeological mapping, numerical modelling, hydrochemistry and ground geophysics. All these results allowed proposing two main conceptual hydrogeological models at island scale: the Hawaiian and the Canary Islands models (Join *et al*., 2005). These models are progressively being refined considering subdivisions of the islands. The subareas are delimited using geological and hydrogeological considerations (Izquierdo, 2013). These approaches improve the knowledge of hydrogeological systems, described as progressive, varied and age dependent (Pryet *et al*., 2012).

Traditional ground geophysics has proved its efficiency and reliability in environmental studies in volcanic settings. However, due to steep slopes of volcanic islands, terrestrial soundings are difficult to undertake for geophysical mapping at a regional scale. The development of Airborne ElectroMagnetic (AEM) methods allows making regional resistivity mapping with almost no topographic and vegetation limitations. SkyTEM® (Sørensen and Auken, 2004) is a Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) airborne method successfully used on several volcanic islands (Pryet *et al*., 2012) to characterize hydrogeological issues.

The regional SkyTEM® survey conducted on La Réunion Island (2500 km²) produced a huge amount of data. The resistivity is a complex parameter depending on different factors such as rock properties, porosity, water saturation and fluid electrical conductivity. Thus different major hydrogeological settings (e.g. salt water intrusion (SWI), basalt alteration) can result in well contrasted sounding's shapes. Then it can be interesting to map their variations at the regional scale. The aim of this study was to develop a new methodology in order to highlight rapidly and objectively major observed contrasts between the vertical resistivity distributions of all the inverted soundings to define new geological and hydrogeological subdomains.

AEM on La Réunion Island

In 2014, the BRGM (French geological survey) conducted a SkyTEM® survey over La Réunion Island, located in the southern part of the Mascarene Archipelago (Indian Ocean) and composed by two basaltic shield volcanoes. The Piton des Neiges (PN) in the North-west part whose last activity is dated to tens of thousands of years. Whereas the Piton de la Fournaise (PdF) is one the world's most active basaltic shield volcanoes. The geological setting is complex because of the proximity of PN's old alkaline or differentiated volcanic rocks [older than 0.05 Ma] and recent PdF's basalts [younger than 0.45 Ma]. In addition the inter-tropical climate and cyclonic regime led to important erosion and weathering. Rainfall is highly contrasted between windward flank (2-10 m/year in relation to altitude) and leeward flank (< 2 m/year) influencing basalt weathering and/or erosion processes.

During 3 months about 350 000 TDEM soundings were acquired along 10 400 km of flight-lines, all over the island. Flight-lines were mainly oriented North-South with a 400 meters spacing, and additional lines with a different spacing and/or orientation were flown over areas of particular geological or hydrogeological interests. After standard SkyTEM® data processing, a smooth inversion was performed using a quasi-3-D Spatially Constrained Inversion - SCI (Viezzoli *et al*., 2008). This smooth inversion is based on 1D earth model divided into 25 layers of fixed thickness. During the inversion, the depth of investigation - DOI (Christiansen and Auken, 2012) is estimating the limit of the sensibility to each sounding.

After removal of noisy data, we obtained more than 240 000 inverted TDEM soundings, imaging the resistivity of the top 300 m of the volcanic island. So the dataset contains more than 6 million

resistivity values distributed between 0 and 3000 m asl (above sea level). The large size of the dataset as well as the geological complexity motivated the regional statistical approach initially.

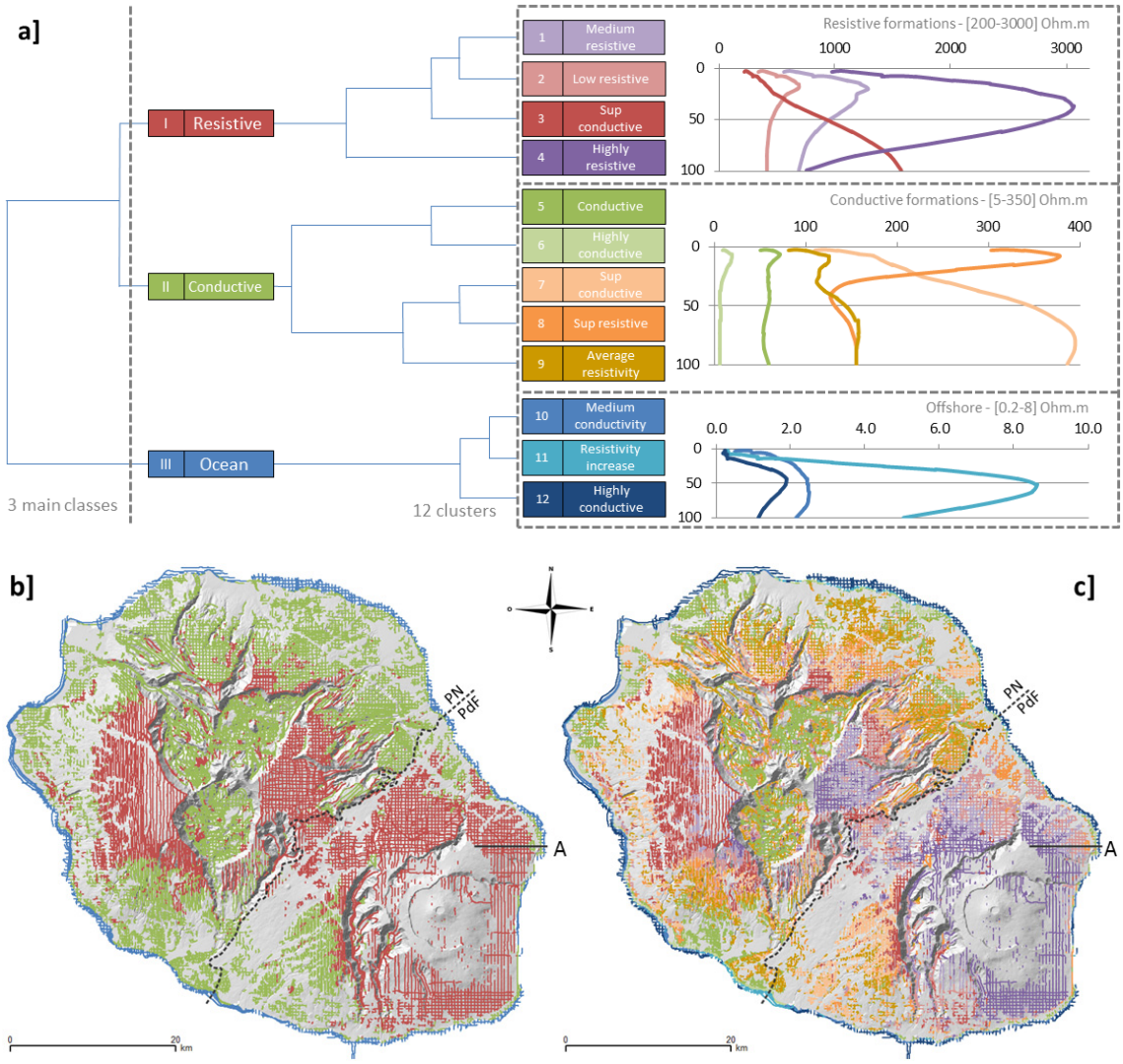


Figure 1 *The AHC dendrogram (a) with the 3 main classes and the 12 final clusters which are illustrated by average soundings (resistivity [Ohm.m] in function of the depth [m], axe titles are not precise in graphs to increase the visibility). Map of the main classes (b) and clusters (c) of resistivity depth profiles highlighted by the AHC. Black line (A) locates the resistivity profile illustrated in Figure 2.*

Statistical method

The regional statistical approach was achieved using the Agglomerative Hierarchical Clustering (AHC) method (Rolet and Seguin, 1986). Clustering is an unsupervised process grouping in a set of unlabeled data. Then a hierarchical clustering produces clusters contained by larger clusters. Soundings resistivity may have genetic relation each other, which shall be characterized in a hierarchical manner. Taking into account multiple variables, the AHC method allows grouping individual samples (each resistivity distribution at each sounding) based on their resemblance. In the AHC algorithm that we use, the aggregation criterion is based on variance, which insures that at each step of the clustering, the overall heterogeneity is minimized and that the separation between clusters is maximized. In addition, previous to the classification, the data are normalized with a logarithmic function in order that the weight of the different variables is comparable independently from their initial range of variation.

In the AHC approach, the classification starts with as many classes as soundings, and the most similar soundings are progressively gathering into clusters forming a hierarchical tree, until all individuals are gathered into one single cluster. The hierarchical tree, called dendrogram (Figure 1a), illustrates clustering results associated to the vertical resistivity distribution (i.e. resistivity sounding shape). Then user can choose at which level cut his dendrogram depending on the number of clusters desired for the study. The shape of the dendrogram itself can be used to interpret the cluster scattering and the confusion between them.

Before running statistics a proper depth interval had to be defined. Indeed, the depth of investigation (DOI) varies from one sounding to another and may bias the AHC results. Thus we decided to keep the first 16 layers (i.e. the first 108 m depth), since 80 % of the soundings have a deeper DOI.

In this study two different clustering levels have been looked (Figure 1a). First 3 mains classes highlight the main resistivity soundings behavior (Figure 1b). While 12 cluster (Figure 1c) is mapping more subtle variations between soundings shapes. They have to be confronted to geophysical data (e.g. profiles, average resistivity maps), geological maps, borehole descriptions and measurements to apprehend their meaning and relate them to specific geological or hydrogeological phenomena.

Interpretations and discussions

AHC results were confronted to the resistivity profiles. Figure 2 illustrates the relation between the mapped clusters and resistivity soundings along a profile. Cluster limits are consistent with the vertical resistivity patterns along the profile. This profile also illustrates one limit of our approach. Indeed, AHC clustering only concerns the first 100 m depth which does not allow taking into account deeper contrasts. DOI variations have to be better integrated in order to weight the clustering.

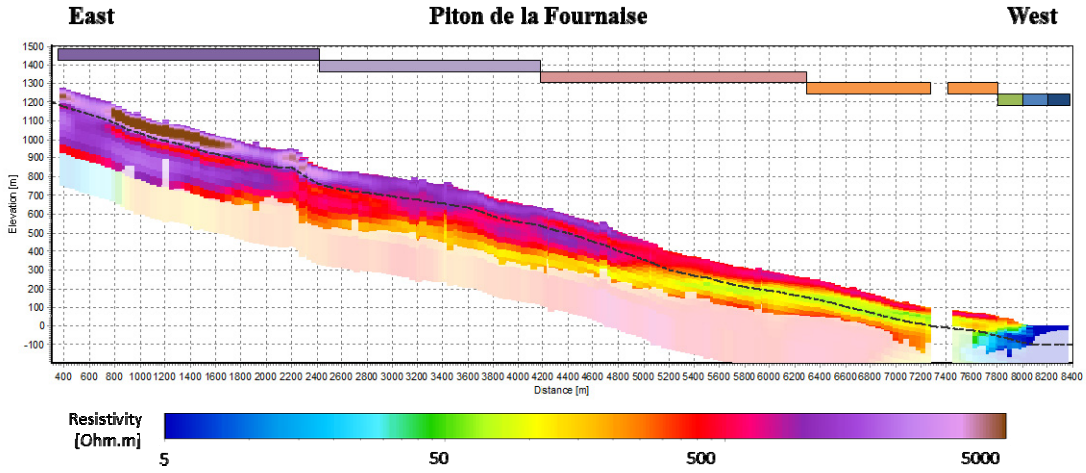


Figure 2 *Inverted AEM soundings projected on a profile located on the PdF north flank (Figure 1). The horizontal colored bars show the cartographic extent of intersected AHC cluster along the profile, with the same colors than in Figure 1a. Resistivity below the upper DOI has attenuated colors. The black dashed line represents the first 100 m depth (i.e. AHC limit).*

The main interest of AHC approach is to map the 3D AEM information under a 2D form. The AHC derived information is fully 3D, compared to depth resistivity maps (e.g. 0-5m or 140-160m) which illustrate 2D information at specific depths. AHC maps inform on the vertical shape of resistivity soundings: they are obviously related to geological and hydrogeological information. In Figure 1b, the 3 mains classes clearly separate recent un-weathered basalt from slightly weathered and volcano-clastic formations in each volcanic massif. However, this poor number of clusters allows distinguishing only mainly resistive, conductive and offshore areas, whereas more contrasted geological domains are highlighted with the 12 cluster (Figure 1c).

In this paper, only few correlations between geology/hydrogeology and the different clusters are detailed. For example, on the inland area (> 400 m asl) of the PN the 12 clusters highlight four main geological domains:

1. The most recent PN formations are hierarchized in clusters I. 1 and 4, characterized by the highest resistivities of the island, together with PdF summit.
2. The leeward flank is characterized by a relatively conductive surficial layer (cluster I.3) covering a very resistive layer at depth. I.3 cluster might represent slightly weathered formations.
3. The more weathered windward flank is mainly constituted by 3 clusters (II.7, 8 and 9). The same results are obtained in the leeward flank of the PdF, constituted by its oldest formations, which are more weathered.
4. The 3 cirques (Mafate, Salazie and Cilaos) are defined by a complex geology with superficial formations deriving from erosive processes or landslides, covering old highly weathered basalts. They are highlighted by cluster II.5 and 9. It might indicate debris avalanche formations or highly weathered volcanic formations.

Conclusions

This paper proposes a new methodology to interpret at the regional scale AEM soundings shapes through hierarchical clustering. In order to avoid bias, an analysis of the upper 100 m only was achieved, resulting in a loss of information in areas with deeper DOI. However, the AHC results clearly highlight areas where depth-resistivity signatures are comparable, allowing to delimitate in an objective manner particular geological or hydrogeological domains. Now, these results have to be confronted to local geological and hydrogeological data to be interpreted in detail. At the end, this approach will be used to delimitate groundwater subdomains with the aim of evaluating various conceptual hydrogeological models throughout La Réunion Island.

Acknowledgements

This work and the Reunion SkyTEM® survey was funded by the Réunion Region, the European Union (FEDER funding), Réunion water agency (Office de l'eau) and BRGM. The authors would like to thank Bruno Tourliere for his helpful advices on the AHC method.

References

Christiansen, A.V. and Auken, E. [2012] A global measure for depth of investigation. *Geophysics*, **77**, WB171-WB177.

Izquierdo, T. [2013] Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera; Canary Islands). *CATENA*, **114**, 119-128.

Join, J.L., Folio, J.L. and Robineau, B. [2005] Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **147**, 187-201.

Pryet, A., d' Ozouville, N., Violette, S., Deffontaines, B. and Auken, E. [2012] Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristobal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci*. **16**, 4571-4579.

Rolet, P. and Seguin, J.J. [1986] Traitement de données multivariables (application aux sciences de la Terre). *BRGM Report*, **86DT005ISA**.

Sørensen, K.I. and Auken, E. [2004] SkyTEM ? a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Explor. Geophys*, **35**, 194-202.

Viezzoli, A., Christiansen, A.V., Auken, E. and Sørensen, K. [2008] Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics*, **73**, F105-F113.

AIRBORNE ELECTROMAGNETIC METHOD FOR STUDYING, AT DIFFERENT SCALES, SALT WATER INTRUSION IN HETEROGENEOUS COMPLEX AQUIFERS

M. Dumont[1,2], B. Aunay[2], P.A. Reninger[3], A. Pryet[4] and J.L. Join[1]

[1]Laboratory Geoscience Reunion, University of Reunion Island, Saint-Denis, France
[2]BRGM, Reunion Island Regional Office, Saint-Denis, La Reunion, France
[3]BRGM, Georesources Division, Orleans, France
[4]EA 4592 Georesources & Environment, Bordeaux INP and University of Bordeaux, Pessac, France

ABSTRACT

Saltwater intrusion (SWI) is a complex phenomenon, especially in heterogeneous coastal aquifers. Its study needs both local accurate data and a good coverage of the study area. We evaluated the capacity of an airborne electromagnetic dataset to image the interfaces and the exchanges between fresh water and salt water confronting with electrical conductivity measured in boreholes; these data are generally too scarce but proved to be efficient for the SWI characterization. A sensitivity analysis is achieved in order to study the correlations between water salinity and a smooth resistivity model. After validating the good correlation between AEM results and electrical conductivity, degrees of salinization have been linked with geological, hydrogeological or climate assessments at regional scale. And locally different saltwater intrusion geometries have been detected.

INTRODUCTION

The equilibrium between freshwater and saltwater in coastal area is a complex phenomenon, especially in heterogeneous coastal aquifers. Its spatial extension, geometry and mixing zone characteristics are controlled by interconnected factors as geological structures, hydrogeological behaviors, climate variations and tide effects. Head and electrical conductivity (EC) data, measured in boreholes, proved to be efficient to provide local accurate information on the SWI. However, these data are generally too scarce to map SWI over the entire study area(Werner et al., 2013). Thanks to the significant electrical resistivity contrast between saltwater and freshwater, geophysical methods based on resistivity/EC are efficient for imaging SWI. Airborne ElectroMagnetics method (AEM) are especially accurate in conductive context, as coastal aquifer, and provide a good coverage of the study area (Pryet et al., 2012).

PROBLEMATIC AND METHOD

AEM method is a powerful tool for imaging SWI on large areas. The imaged resistivity is function of several parameters, such as the lithology, the water content and the groundwater mineralization. The relationship between bulk resistivity and groundwater has been studied from decades (Werner et al., 2013). For instance, Archie's law links the bulk resistivity to the salt water conductivity, ground porosity and two formations factors (Archie, 1942). However this law isn't valuable in complex environment controlled by fracturing (i.e. hard rocks, volcanic context) and weathered formations with high clay contents. For such environment we evaluated both (i) the accuracy of AEM results to characterize SWI and (ii) their sensitivity with respect to the salinity variations. This study was achieved on a large AEM survey conducted at La Reunion Island, characterized by complex heterogeneous volcanic and alluvial behaviors.

First, the AEM soundings all around the island are analyzed, each resistivity values of each sounding have been shared in 6 large areas in function of geological and climatic factors. Coupled with regional geological knowledge, we define a resistivity limit for saltwater intrusion at La Reunion Island. Secondly, at local scale, AEM soundings are confronted with vertical EC profiles. Seven boreholes, close to AEM soundings, have been selected. These vertical EC logs documents saltwater intrusion or at least brackish water. All vertical EC logs have been acquired during the same austral winter than the AEM campaign. The distance between selected boreholes and the closest AEM sounding is less than 200 meters. EC and resistivity values will be compared in order to evaluate the accuracy of the AEM method and delineating specific SWI geometry occurring at La Reunion Island.

STUDY AREA AND AEM SURVEY

La Reunion Island

La Reunion Island (2 500 km^2) is located in the southern part of the Mascarene Archipelago (Indian Ocean) and composed by two basaltic shield volcanoes. The Piton des Neiges (PN) in the North-west part whose last activity is dated to tens of thousands of years. Whereas the Piton de la Fournaise (PdF) is one the world's most active basaltic shield volcanoes. The geological setting is complex because of the proximity of PN's old alkaline or differentiated volcanic rocks [between 2 Myr and 30 kyr] and recent PdF's basalts [younger than 450 kyr]. In addition the inter-tropical climate and cyclonic regime led to important weathering. Rainfall is highly contrasted between windward flank (2-10 m/year in relation to altitude) and leeward flank (< 2 m/year). Thus, lava flows permeability vary from very high (10^{-2} m/s) for unweathered basalts to really low (10^{-10} m/s) for highly weathered or hydrothermalized lava flows. Permeability heterogeneity, geological structures (i.e. relief inversion, paleo-valley…) and regional recharge variation induce involved groundwater behaviors especially in coastal area.

AEM data

In 2014, the BRGM (French geological survey) conducted a SkyTEM® survey (Sørensen and Auken, 2004) over the entire island and an offshore ring. During 3 months about 350 000 TDEM soundings were acquired along 10 400 km of flight-lines. After standard SkyTEM® data processing, a smooth inversion was performed using a quasi-3-D Spatially Constrained Inversion (SCI; Viezzoli et al., 2008). This smooth inversion is based on 1D earth model divided into 25 layers of fixed thickness. After removal of noisy data, we obtained more than 240 000 inverted TDEM soundings, imaging the resistivity up to 300 m. This inversion force smooth variations along each AEM sounding. It gives a first insight, at regional scale, of the SWI phenomenon. Although others processing are necessary to be able to image accurately sharp contrast. Moreover, smooth inversion is the more efficient to perform at the regional scale providing a homogeneous resistivity models to compare SWI imaging at different scales.

AEM RESULTS ANALYSIS

Regional analysis of AEM results

Resistivity cannot be associated with a single geological and/or hydrogeological behavior. For instance, in volcanic island, only highly weathered and hydrothermally altered lava flows can also be highly conductive (< 10 Ω.m; Descloitres et al., 1997). At La Reunion island, older geological studies proved that hydrothermal circulation and most weathered lava flows are concentrated in the three cirques (Famin and Michon, 2010). In the rest of the island, they are

too deep to be imaged by AEM method. Figure 1 shows the distribution of all the AEM resistivities in function of their associated altitude. None AEM data upper than sea level are more conductive than 7 Ω.m. Thus we can affirm than below this limit (7 Ω.m), resistivities would correspond to SWI all over La Reunion Island. This isn't an absolute law but allow (i) characterizing some low resistivies without hydrogeological or geological information and (ii) regional hydrogeological interpretation.

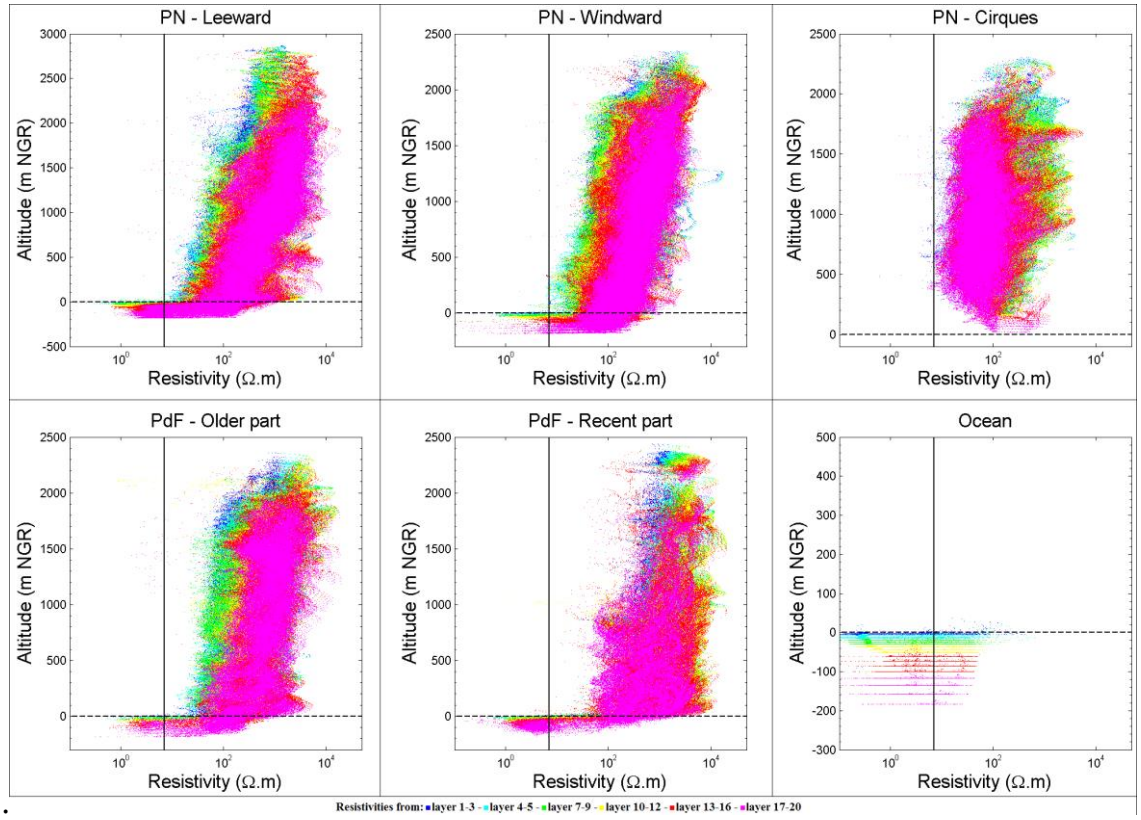


Figure 1 : AEM resistivity in function of altitude. Color dot in function of layers. Dashed lines show 0 m NGR altitude and black line show the 7 Ω.m limit.

Local analysis of AEM results

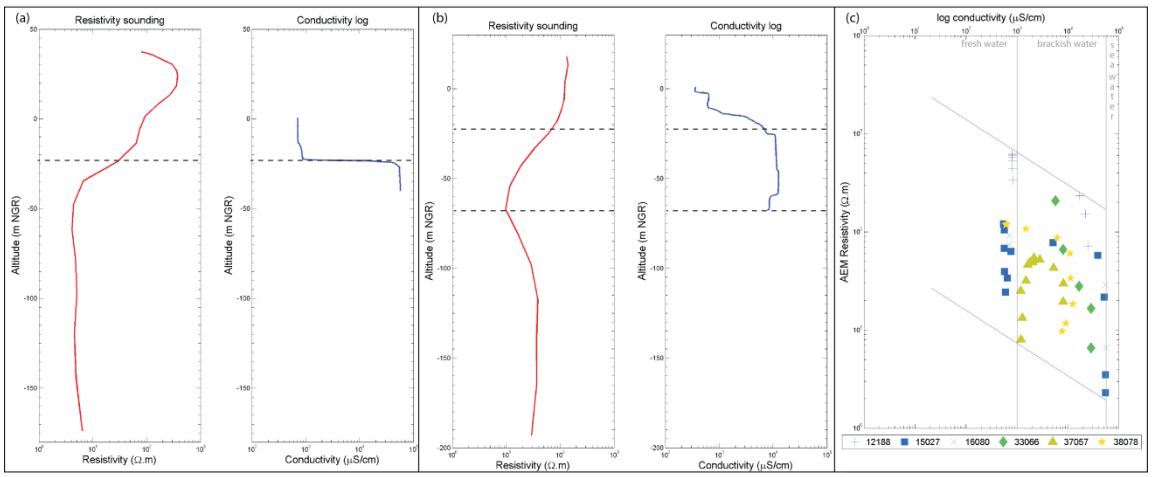


Figure 2 : Vertical electric conductivity (blue line) and the closest AEM sounding (red line) for borehole n°16180 (a) and n°38078 (b). Black dashed lines highlight average SWI interface. (c) Correlation between groundwater EC and AEM resistivity for seven soundings.

At local scale, AEM soundings have often a good correlation with the vertical salinity variations and the documented SWI interface. Figure 2 illustrates the comparison between two AEM soundings and two EC profiles. Figure 1a shows a good correlation between EC and AEM variations though an important sharp salinity increase. And for complex SWI geometry with a high geological control as Figure 2b, AEM soundings provide a good imaging of vertical salinization variation. Figure 2c shows correlations between AEM resistivity and conductivity values (blue dotted lines). Though we used smooth AEM results, this figure (1c) highlights than freshwater is associated with resistivities higher than 30 Ω.m and corroborates the 7 Ω.m SWI limit.

HYDROGEOLOGICAL DISCUSSION AND CONCLUSION

AEM standard results, confronted with EC log, regional geology and climate statements can be used to study SWI at different scale.

At regional scale, this study results in two major observations. First, whereas the PN leeward side is characterized by numerous resistivities lower than 7 Ω.m, at the windward coast, such resistivities are scarce. This clearly illustrates a higher degree of saltwater contamination at leeward side, though pumping groundwater is significantly higher on the windward coast. Secondly, at PdF recent part, resistivities values under sea level are mainly under the 7 Ω.m limit. This observation would improve the thesis that recent permeable basalts are more vulnerable to SWI (Pryet et al., 2012). Thus, rainfalls and permeability of rocks (weathering) control the SWI.

Locally, the AEM smoothed results allow SWI spatializing of different behaviors. For example usual SWI in young volcanic island have been detected with a fine mixing zone and a low slope linked to the high permeability and low tidal range. But AEM is able to detect more complex geometry as stratified aquifers with two SWI or such impermeable tuff layer saturated by brackish water localized under the ocean level. Although EC data can miss these geometries; if the borehole hasn't the proper location or if well casing and screen are not at the proper depth. The second step for more salinization characterization will need new inversions (i.e. sharp or few layers) to obtain more detailed information of SWI interface or vertical salinization variations.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work and the Reunion SkyTEM® survey was funded by the Réunion Region, the European Union (FEDER funding), Réunion water agency (Office de l'eau) and BRGM.

REFERENCES

Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans AIME 146, 54–62.

Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M., 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: Implications for the quest for groundwater. Water Resour. Res. 33, 13–19.

Famin, V., Michon, L., 2010. Volcano destabilization by magma injections in a detachment. Geology 38, 219–222.

Pryet, A., d'Ozouville, N., Violette, S., Deffontaines, B., Auken, E., 2012. Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristobal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations. Hydrol. Earth Syst. Sci. 16, 4571–4579.

Sørensen, K.I., Auken, E., 2004. SkyTEM ? a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. Explor. Geophys. 35, 194–202.

Viezzoli, A., Christiansen, A.V., Auken, E., Sørensen, K., 2008. Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. Geophysics 73, F105–F113. doi:10.1190/1.2895521

Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., Barry, D.A., 2013. Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. Adv. Water Resour. 51, 3–26.

Contact Information: Marc Dumont, University of La Reunion/IPGP, Laboratory Geoscience Reunion, 15, Avenue René Cassin, BP 7151, 97715 Saint Denis La Reunion. FRANCE. Phone: +262 693 939 151, Email: m.dumont@brgm.fr

43rd IAH CONGRESS
25-29th September, 2016
le Corum , Montpellier, France

MULTI-SCALE CHARACTERIZATION OF SALTWATER INTRUSION IN HETEROGENEOUS VOLCANIC AQUIFERS WITH AIRBORNE ELECTROMAGNETICS

M. Dumont[1,2], B. Aunay[2], P.A. Reninger[3], A. Pryet[4], A. Bourhane[5], J. Bonnier[5]. and J.L. Join[1]

[1]Laboratory Geoscience Reunion, University of Reunion Island, Saint-Denis, France
[2]BRGM, Reunion Island Regional Office, Saint-Denis, La Reunion, France
[3]BRGM, Georesources Division, Orleans, France
[4]EA 4592 Georesources & Environment, Bordeaux INP and University Bordeaux Montaigne, Pessac, France
[5]Office de l'eau Réunion, Saint-Denis, La Reunion, France

ABSTRACT

In heterogeneous coastal environments, extension and geometry of saltwater intrusion are controlled by numerous parameters at different scales. Their analysis requires both local accurate data and extensive coverage. Given the significant electrical conductivity of the saltwater, Airborne ElectroMagnetic (AEM) method is particularly adapted for imaging the contrast between freshwater covering saltwater.
A multi-scale hydrogeophysical approach has been achieved at La Reunion Island in order to study controlling factors of saltwater intrusion in heterogeneous context. Its aim is to provide a high resolution mapping of saltwater intrusion at regional scale based on AEM results. Composed by two basaltic shield volcanoes, Reunion Island is characterized by a complex geological setting. The French Geological Survey, BRGM, conducted an AEM survey over the entire island (2500 km^2) and an offshore ring. First, the regional extensions of saltwater intrusion have been defined through a statistical analysis of AEM soundings. Secondly, at local scale, AEM soundings was confronted with water electrical conductivity logs and interpreted considering the geological contexts and the regional recharge.

The AEM capacity to determinate water salinization has been estimated to validate geometries and lateral extensions in various configurations. These results have been used to produce a saltwater intrusion 3D map over the entire island. This approach allows comparing parameters that govern saltwater intrusion at different scales (geological settings, recharge rates, drainage networks and coastal geomorphologies…). Thus, the depth and the geometry of saltwater intrusion with a fine mixing zone and low slope have been related with different geology settings and recharge rates. On the opposite, different behaviors have been detected in the same geological settings. For example, this approach characterize in alluvial deposits from the same volcano, stratified saltwater intrusion, saltwater intrusion within a thick mixing zone or no intrusion.

This approach can be used to set up hydrogeological modelling parameters and boundaries or to elaborate sustainable coastal aquifer managements.

Contact Information: Marc Dumont, University of La Reunion/IPGP, Laboratory Geoscience Reunion, 15, Avenue René Cassin, BP 7151, 97715 Saint Denis La Reunion. FRANCE. Phone: +262 693 939 151, Email: m.dumont@brgm.fr

Geophysical Research Abstracts
Vol. 19, EGU2017-**PREVIEW**, 2017
EGU General Assembly 2017
© Author(s) 2017. CC Attribution 3.0 License.

3D characterization of the critical zone within a basaltic catchment using an airborne electromagnetic survey

Marc Dumont (1,2), Jean-Lambert Join (1), Valentin Wendling (1), and Bertrand Aunay (2)

(1) Laboratory Geoscience Reunion, University of Reunion Island/IPGP, Saint-Denis, La Reunion, France , (2) BRGM, French Geological Survey, Reunion Island Regional Office, Saint-Denis, La Reunion, France

Shield volcano islands come from the succession of constructive phases and destructive phases. In this complex geological setting, weathering and paleo-weathering profiles have a major impact on the critical zone hydrology. Nevertheless those underground structures are difficult to characterize, which leads to a leak of understanding of the water balance, infiltration, and ground water flows. Airborne transient electromagnetic method, as SkyTEM dispositive, allows to proceed regional 3D resistivity mapping with almost no topographic and vegetation limitations with an investigation depth higher than 300 m. Electromagnetics results are highly sensitive to conductive layers depending of clay content, water content and water mineralization. Skytem investigations are useful to characterize the thickness of the weathering profile and its lateral variations among large areas. In addition, it provides precise information about buried valleys and paleo-weathering of older lavas flows which control preferential groundwater flows.
The French Geological Survey (BRGM) conducted a SkyTEM survey over Reunion Island (2500 km2). This survey yields on a dense 3D resistivity mapping. This continuous information is used to characterize the critical zone of the experimental watershed of Rivière des Pluies. A wide range of weathering profiles has been identified. Their variations are highly dependent of lava flow ages. Furthermore, 3D resistivity model highlights buried valleys characterized by specific weathering due to groundwater flows. Hydrogeological implication is a partitioning of groundwater flows in three different reservoirs: (i) deep basal aquifer, (ii) perched aquifers and (iii) superficial flows. The two latter behaviors have been characterized and mapped above our experimental watershed. The 3D manner of airborne electromagnetics results allows describing the continuity of weathering and alteration structures. The identification of specific groundwater flow paths provides a better understanding of the relation between the surface hydrology, the unsaturated medium and the basal aquifer. This study underlines the key role of volcanic underground structures in the critical zone flows.

PDF Pre Evaluation

ANNEXE B

Apport des données géophysiques à l'optimisation du réseau RIS

Cette annexe présente la partie du rapport de BOURHANE et al. [2016], rédigé dans le cadre des travaux de thèses financés par l'Office de l'Eau. Ce travail est le fruit de la collaboration avec les ingénieurs Julien Bonnier et Anli Bourhanne de l'Office de l'eau de La Réunion ainsi que Bertrand Aunay du BRGM Réunion. Les fiches synthétiques de l'analyse de sensibilité du RIS (Réseau Intrusions Salines) de l'Office de l'eau de La Réunion sont présentés à la suite du rapport disponible sur le site de l'office de l'eau).

Éléments de contexte

Dans le cadre d'un travail de doctorat en cours, une analyse des données de géophysique aéroportée pour la représentativité du réseau RIS a été réalisée. Il s'agissait de :

- déterminer le potentiel de détection des intrusions salines par l'approche hydrogéophysique en couplant les données issues de la géophysique héliportée électromagnétique (AEM) et les logs de conductivité électrique (log CE) du réseau de suivi RIS de l'Office de l'eau de La Réunion ;
- cartographier à l'échelle régionale l'ensemble des zones critiques vis-à-vis de l'intrusion saline. Cette cartographie permettra aussi de définir la représentativité des points de suivi du RIS de l'Office de l'eau.

Le bilan d'acquisition du levé géophysique héliporté est présenté dans le rapport BRGM/RP-63818-FR [MARTELET et al., 2014].

L'approche proposée s'appuie sur l'analyse de la méthode et de ces caractéristiques afin de déterminer les forces et faiblesses de l'AEM. Par la suite, l'analyse des résultats géophysiques vis-à-vis des logs de conductivité électrique, mais aussi de la connaissance géologique, a permis de définir le potentiel de détection de l'intrusion saline.

Le travail ponctuel réalisé dans le présent rapport ne constitue qu'une partie du travail de doctorat qui est réalisé sur la thématique des intrusions salines. Ainsi, un atlas des cartes de résistivité sera diffusé dans un prochain rapport BRGM [DUMONT et al., 2017].

La présente approche permet néanmoins d'obtenir :

- un tableau d'analyse synthétique de la représentativité des piézomètres suivi dans le RIS de l'Office de l'eau,

– une carte de synthèse qui localise et caractérise les aquifères les plus vulnérables vis-à-vis de l'intrusion saline.

Contribution de l'imagerie géophysique à l'étude des intrusions salines

Grâce à la cartographie et l'analyse des nombreux points de suivi du RIS, il est possible de (i) dessiner une carte synthétique des différentes zones d'intrusions salines imagées par géophysique héliportée et (ii) analyser la représentativité du réseau de suivi des intrusions salines [RIS].

L'analyse des cartes de résistivité et des profils présentés a permis d'approcher les géométries des principales intrusions salines à La Réunion. Les géométries étant quelquefois complexes avec la présence d'intrusions salines superposées, de zones particulières affichant d'épaisses zones de diffusion, il paraît difficile de cartographier, uniquement à partir de la géophysique, la profondeur du toit de l'intrusion saline sans analyse hydrogéologique complémentaire.

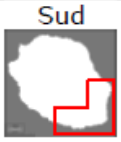
Le tableau ci-dessous référence les différents secteurs de l'île en fonction des propriétés de l'interface eau douce / eau salée. Les secteurs sont cartographiés selon trois catégories et sont présentés sous forme d'une carte de synthèse :

1. les secteurs faiblement ou non contaminés par l'eau salée ;
2. les secteurs concernés par des intrusions salines contrôlées par un fonctionnement hydrogéologique simple, pouvant être assimilées au principe de Ghyben-Herzberg ;
3. les secteurs concernés par des intrusions salines contrôlées par un fonctionnement hydrogéologique complexe dépendant des différentes entités géologiques, de la géométrie et de l'architecture des aquifères, des modalités de recharge, des conditions à la limite aval...

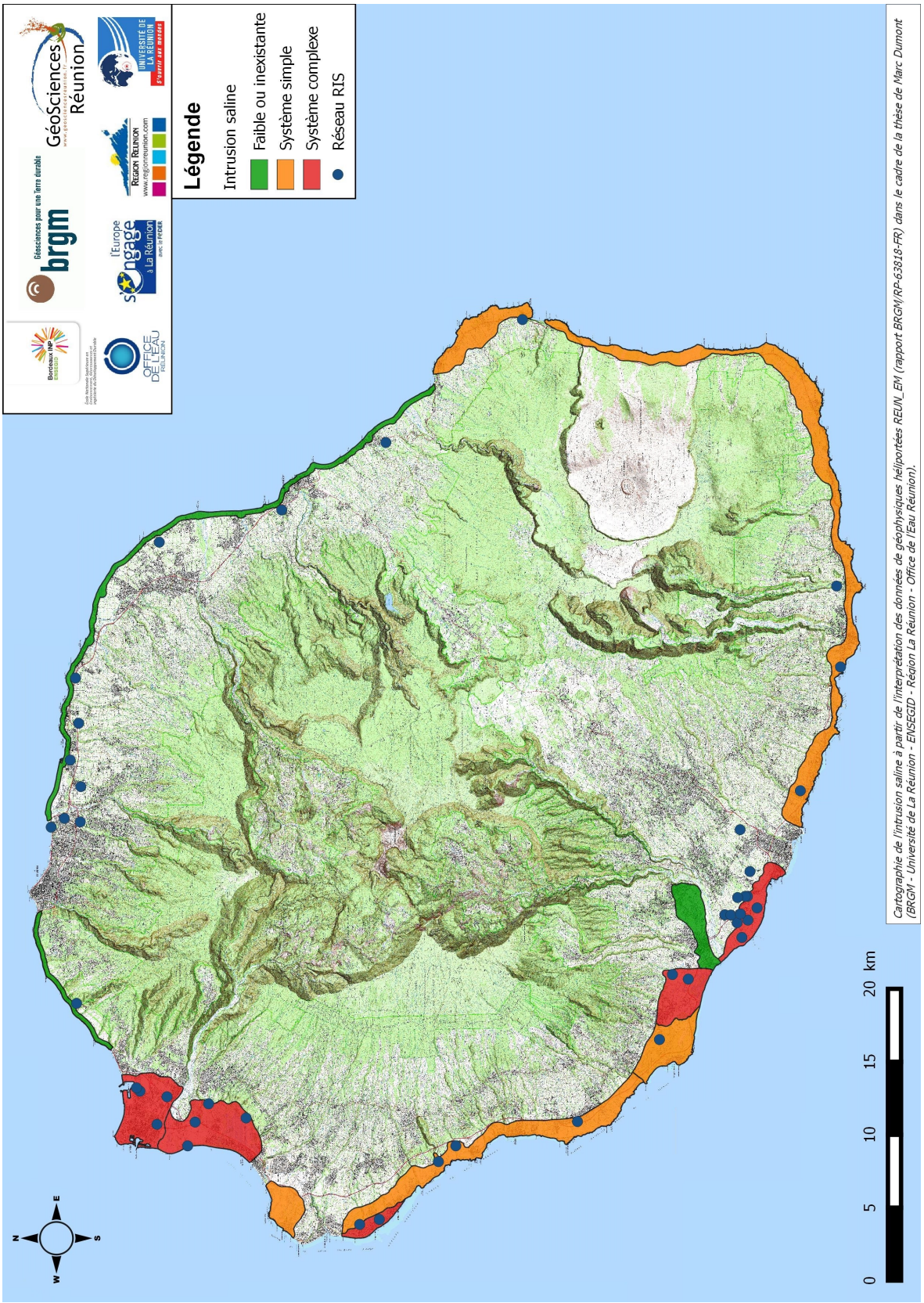
Cette cartographie permet de distinguer sur l'île deux parties principales :

1. la côte Ouest et Sud (de la Possession à Sainte-Rose) qui est largement impactée par les intrusions salines ;
2. la côte Nord et Est (de La Montagne à Sainte-Rose) qui ne présente quasiment aucun cas d'intrusion saline à part dans quelques zones où l'eau salée pénètre faiblement dans les terres (moins de 500 m).

Nota bene : par mesure de simplicité dans le texte du présent chapitre, la notion d'intrusion saline est justifiée (i) par la présence d'anomalie de résistivité électrique inférieures à 10 Ω·m et (ii) par la présence de géométries caractéristiques. Aucune analyse chimique des eaux ne vient étayer les hypothèses émises ci-après.

Secteur	Description de l'intrusion saline imagée par géophysique
Le Port	- Intrusion saline à géométrie complexe. - Nappe côtière alimentée par une recharge importante localisée dans le secteur de Dos d'âne et par les pertes de La Rivière des Galets. - L'intrusion saline semble s'étendre largement au-delà de -80/-100 m NGR. - En raison de l'emprise de l'urbanisation, quasiment aucune donnée géophysique n'est disponible sur le secteur.
Cambaie	- L'intrusion saline pénètre au niveau de l'étang Saint-Paul à partir de -60 m NGR pour se généraliser sur l'ensemble de la zone entre -110 et -200 m NGR. - La géophysique image une géométrie complexe avec une zone de diffusion importante (≈ 50-60 m d'épaisseur) qui semble être contrôlée par une recharge importante et régulière.
Ermitage	- Dans cette zone, les coulées de laves sont recouvertes par des sables coralliens au niveau du littoral. - Cette géologie particulière contrôle une double intrusion dans la nappe des sables (-5/-10m NGR) et dans les basaltes (–20 à –40 m NGR).
Ouest	- La côte ouest, allant de Saint-Gilles aux Avirons, est contaminée par une importante intrusion saline à partir de -40 m NGR, pouvant pénétrer jusqu'à 2 km à l'intérieur des terres. - L'intrusion est contrôlée localement par des structures géologiques (paléo-vallée comblée par des coulées plus récentes) et des régimes de recharge différente (alimentation préférentielle au droit des ravines).
Étang-Salé	- Sous le recouvrement détritique non saturé, une importante intrusion saline pénètre sur l'ensemble de la zone à partir de -40 m NGR.
Le Gol	- Cette zone est caractérisée par une intrusion saline complexe contrôlée par une recharge marquée provenant de la plaine des Makes. - La géophysique semble imager une importante zone de diffusion sur l'ensemble du secteur. - De plus, une intrusion semble se développer sous le recouvrement détritique avec la présence des différents étangs.
Les Cocos	- La zone urbanisée de Saint-Louis n'est pas couverte par la géophysique héliportée en raison de la forte densité de bâtiments. - La zone située en amont ne montre aucun signe de contamination par l'eau salée.
Pierrefonds	- La Rivière Saint-Étienne alimente l'aquifère et repousse l'intrusion saline (nappe d'accompagnement). - Au centre de la plaine côtière, les formations volcano-clastiques contrôlent les conditions aux limites de l'aquifère en mer, créant des écoulements complexes avec par endroit une double intrusion saline à partir de -40m NGR.
Sud 	- Sur l'ensemble de la côte Sud, de Saint-Pierre à Sainte-Rose, l'intrusion saline semble correspondre à un fonctionnement hydrogéologique simple, s'approchant du « principe de Ghyben-Herzberg » : une lentille d'eau douce reposant sur l'eau salée. - L'intrusion saline est caractérisée par une zone de diffusion peu épaisse (décamétrique à pluridécamétrique) et une pente faible. - L'intrusion est détectée à partir de -40m NGR et pénètre jusqu'à 1.5 km dans les terres.
Nord / Est	- Sur toute la côte Nord et Est, aucune intrusion saline significative n'a été détectée, la contamination restant concentrée au trait de côte (< 200 m). - Les cônes alluviaux de La Rivière du Mât et de La Rivière des Marsouins peuvent complexifier particulièrement les directions des écoulements d'eau souterraine et la géométrie de l'intrusion saline.

Descriptions des différentes intrusions salines imagées par géophysique électromagnétique héliportée à La Réunion

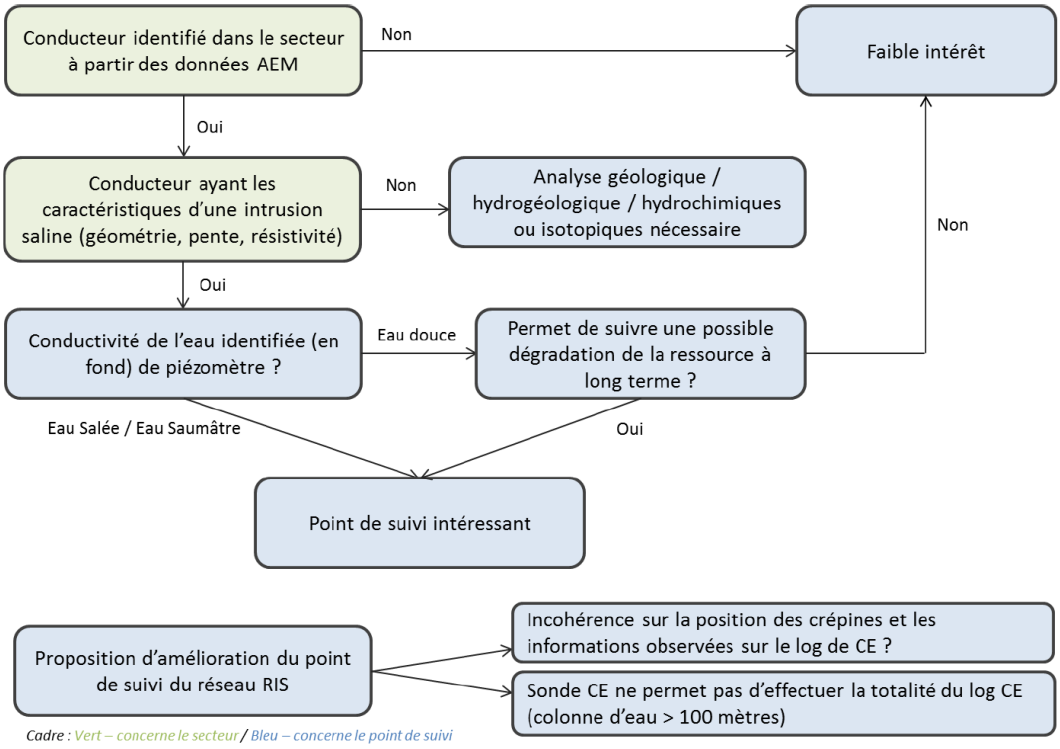


Carte des intrusions salines imagées par la géophysique héliportée [AEM]

Représentativité spatiale des points suivis

L'intérêt principal de l'exploitation de la géophysique a consisté à définir la représentativité du RIS de l'Office de l'eau dans le cadre du présent rapport. Chaque point de mesure a bénéficié d'une analyse locale. Avec l'analyse cartographique, il est possible de i) déterminer si chacun des points suivis permet d'étudier une intrusion saline, sa géométrie et son type de fonctionnement (*i.e.* simple ou complexe) et par la suite de ii) proposer des améliorations possibles pour optimiser l'acquisition des données.

Le diagramme ci-dessous présente sous forme d'un diagramme décisionnel les différents critères à analyser afin de vérifier l'intérêt de chacun des points suivis dans le RIS.



Synoptique de l'analyse de représentativité des points du RIS vis-à-vis des données AEM

La complexité des paramètres de contrôle de l'intrusion, la conductivité électrique de l'eau du piézomètre, la profondeur du forage sont autant de paramètres pour définir si le point de suivi est représentatif de la vulnérabilité de l'aquifère ou pas. Le tableau ci-après synthétise les résultats de l'analyse et résume l'apport de l'imagerie géophysique électromagnétique sur le critère de représentativité du réseau RIS.

Une grande partie des points de suivi de l'Office de l'eau permet de surveiller l'évolution de l'intrusion saline et mesure des données primordiales dans la compréhension du phénomène de salinisation à La Réunion. Par contre, certains points semblent mesurer uniquement la conductivité électrique d'une eau douce issue d'un aquifère non concerné par les phénomènes de salinisation.

D'une manière générale, les ouvrages interceptant une ressource d'eau douce :

– se situent dans une zone non contaminée par l'eau salée,

– ne sont pas assez profonds pour atteindre la zone de mélange et l'interface eau douce / eau salée.

Code OdE	Analyse du point de suivi				Intérêt du point RIS	Amélioration du suivi	
	Intrusion saline	Processus	Profondeur	Dégradation		Sonde CE	Crépine
12056 A-C	1	2	1	1	2	1	1
12064	1	2	2	1	2	2	2
12157	1	2	2	1	2	2	2
12162	1	1	3	1	3	2	2
12170	1	2	2	1	2	2	2
12174	1	2	2	1	2	2	2
12186-2	1	1	2	1	1	1	2
12188-2	1	2	2	1	2	1	2
13089	2	4	3	2	3	2	2
14018	2	4	3	2	3	2	2
15022	1	2	2	1	2	2	2
15027	1	2	1	1	2	2	2
16041	1	1	2	1	1	1	1
16080	1	1	1	1	1	2	2
21034	2	4	3	2	3	2	2
21038	2	4	3	2	3	2	2
21057	2	4	3	2	3	1	2
21059	2	4	3	2	3	2	2
21066	2	4	3	2	3	1	2
22095	2	4	3	2	3	2	2
23009-2	2	4	3	2	3	1	1
27072	2	4	3	2	3	1	2
28058	2	4	3	2	3	2	2
32045	1	1	2	1	1	2	2
33066	1	1	2	1	1	1	2
37056-3	1	2	2	1	2	2	2
37057 B-D	1	2	2	1	2	2	2
38063	1	4	3	2	3	2	2
38065	1	4	3	1	3	2	2
38067	1	4	3	1	3	2	2
38070	1	3	2	2	3	2	2
38071	1	4	3	1	2	2	1
38072	1	4	3	1	2	2	2
38077	1	2	2	1	2	2	2
38078	1	2	2	1	2	1	2
38087	1	2	3	2	3	1	2
38089	1	3	3	1	2	1	2
38216	2	3	3	2	3	2	2
38217	1	2	2	1	2	1	2
44030	1	1	2	1	1	2	2
45040	1	1	1	1	1	2	1
46066	1	1	1	1	1	2	2
46135	1	1	3	2	3	2	2

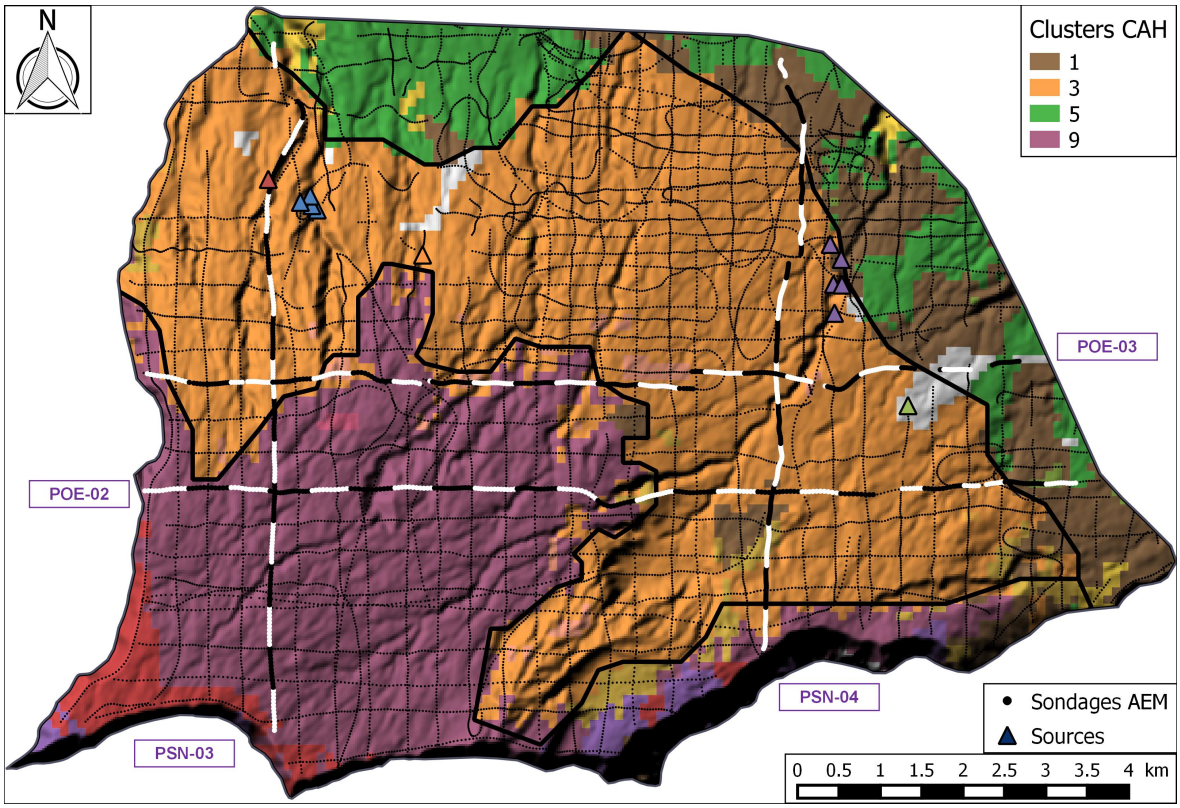
Descriptif des colonnes			
Dégradation de la ressource	Permet de suivre une dégradation temporelle	Intrusion saline	Détectée dans le secteur du point
	Ne permet pas de suivre la dégradation		Faible ou inexistante dans le secteur
Profondeur du forage	atteint l'eau salée	Processus	Intrusion saline simple
	atteint l'eau saumâtre		Intrusion saline complexe
	atteint uniquement l'eau douce		Doute sur le phénomène de minéralisation
			Minéralisation standard à La Réunion
Intérêt du point RIS	Point de suivi intéressant pour surveiller une intrusion saline simple		
	Point de suivi intéressant pour surveiller une intrusion saline complexe		
	Point de suivi faiblement intéressant - suivi à repenser		
Amélioration des points de suivis			
Sonde CE	La sonde utilisée ne permet pas d'effectuer l'ensemble du log CE dans le forage		
Crépine	La profondeur des logs CE et des crépines ne sont pas cohérentes.		

Tableau de synthèse de l'analyse de représentativité du RIS

Dans les deux cas, il est nécessaire de déterminer si celui-ci doit continuer à être suivi pour prévenir une éventuelle dégradation de la ressource. Il conviendrait alors de définir des intervalles de mesures plus longs afin de conserver un maximum de points de suivi tout en maintenant des coûts d'intervention et de gestion acceptables (exemple : logs de conductivité électrique à pas de temps trimestriel).

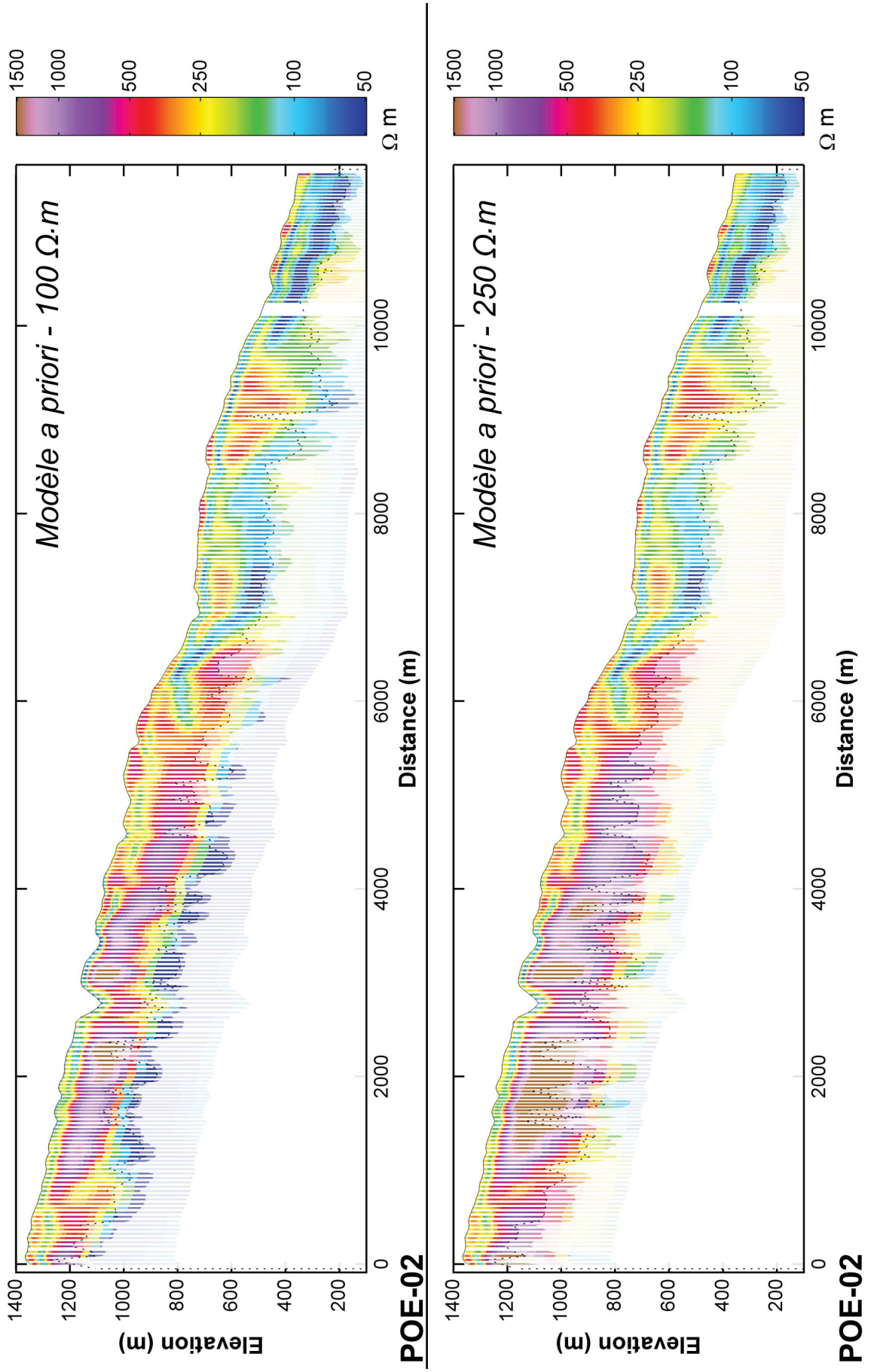
ANNEXE C

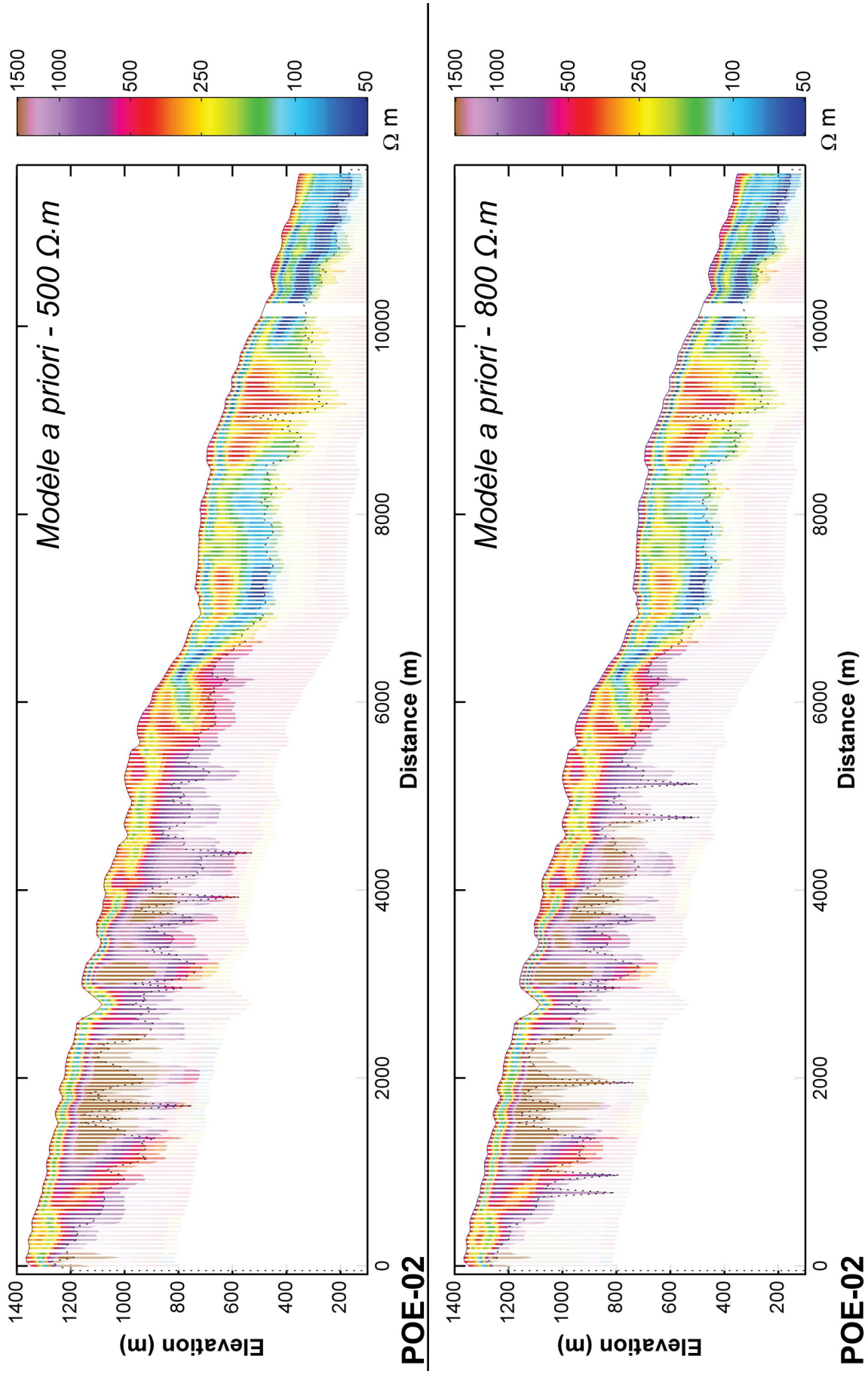
Profils 2D de résistivité des tests de sensibilité d'inversion

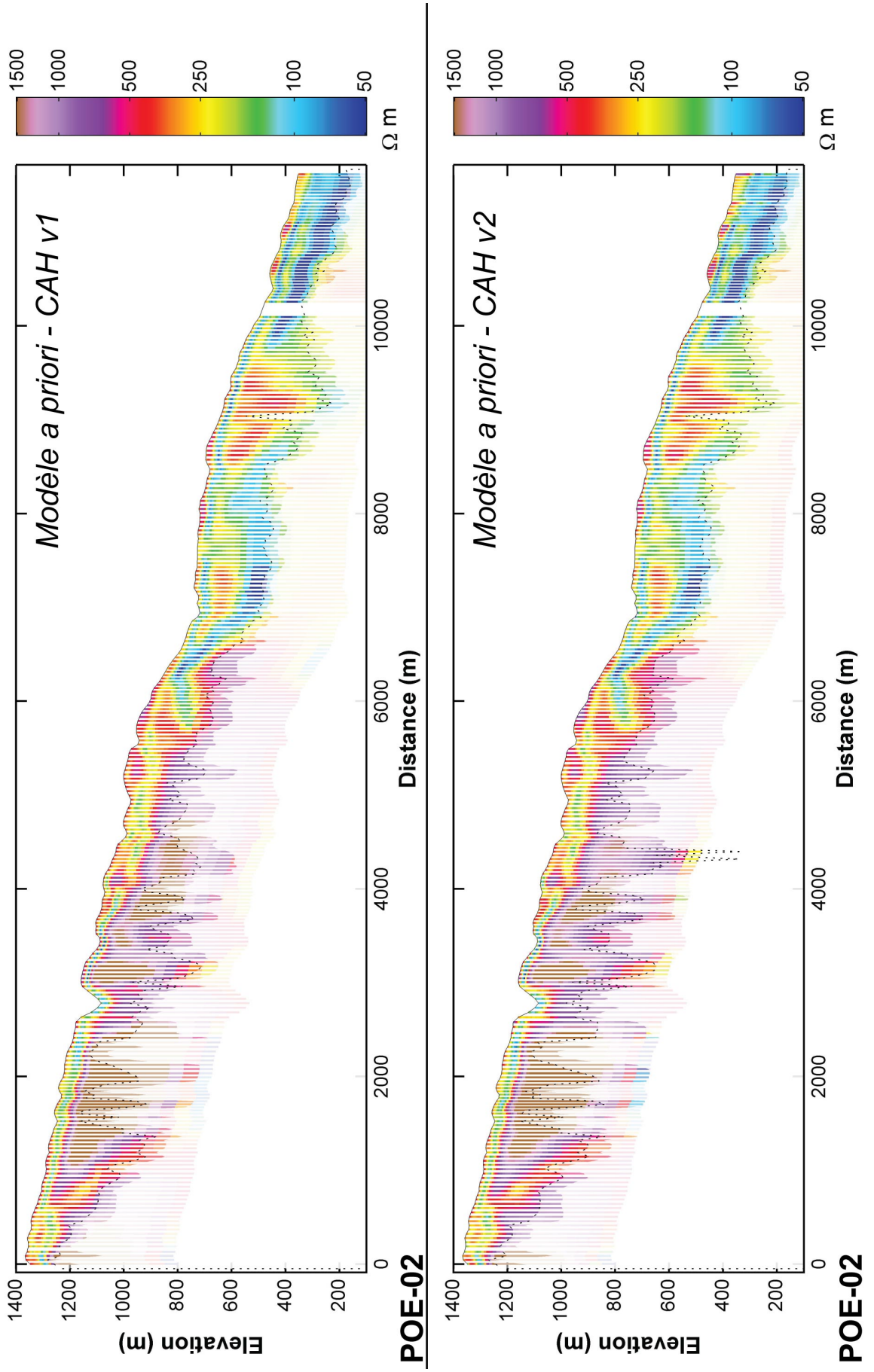


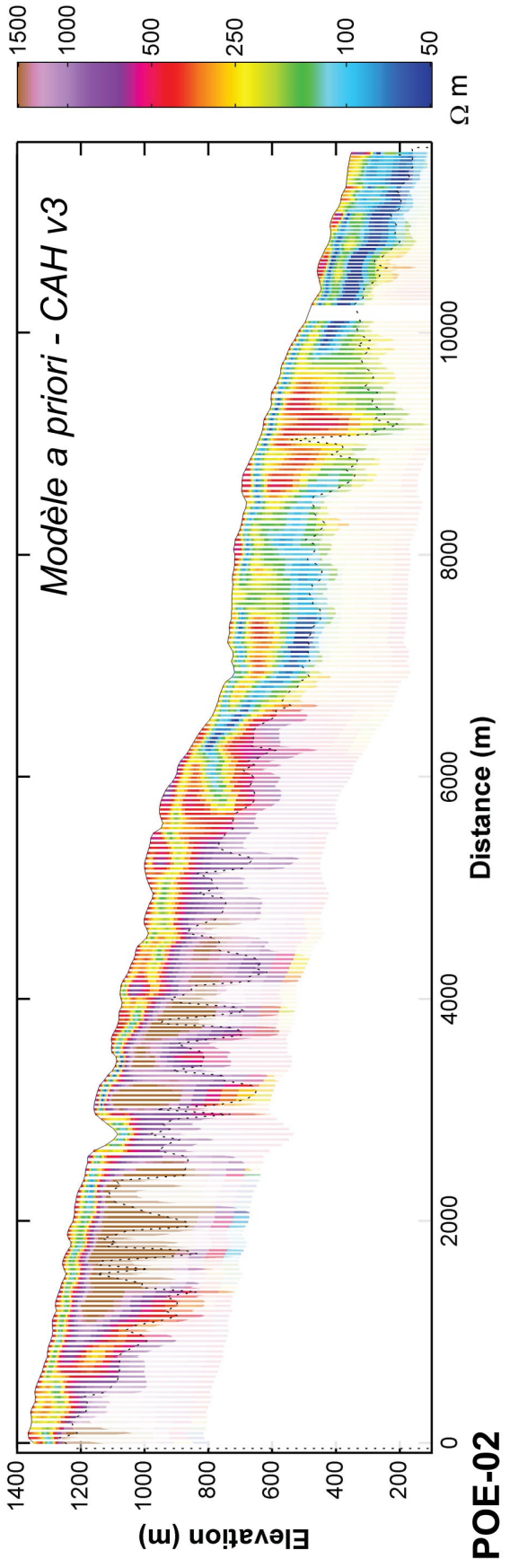
Carte des clusters et des profils de résistivité complémentaires sur la Plaine des Fougères. Les trois profils sont représentés sur la carte en blanc et noir en fonction de la distance. Les premiers sondages sont représentés en blanc, avec une inversion de couleur tous les 500 m.

L'annexe C présente quatre profils de résistivité utilisés dans l'amélioration de l'imagerie AEM en altitude (Section 5.2) : POE-02 et 03 orientés est-ouest ainsi que PSN-03 et 04 orientés sud-nord (Section 6.3.3). Pour chaque profil les 7 différentes inversions sont présentées selon l'ordre suivant : R100, R250, R500, R800, CAH v1, CAH v2 et enfin CAH v3.

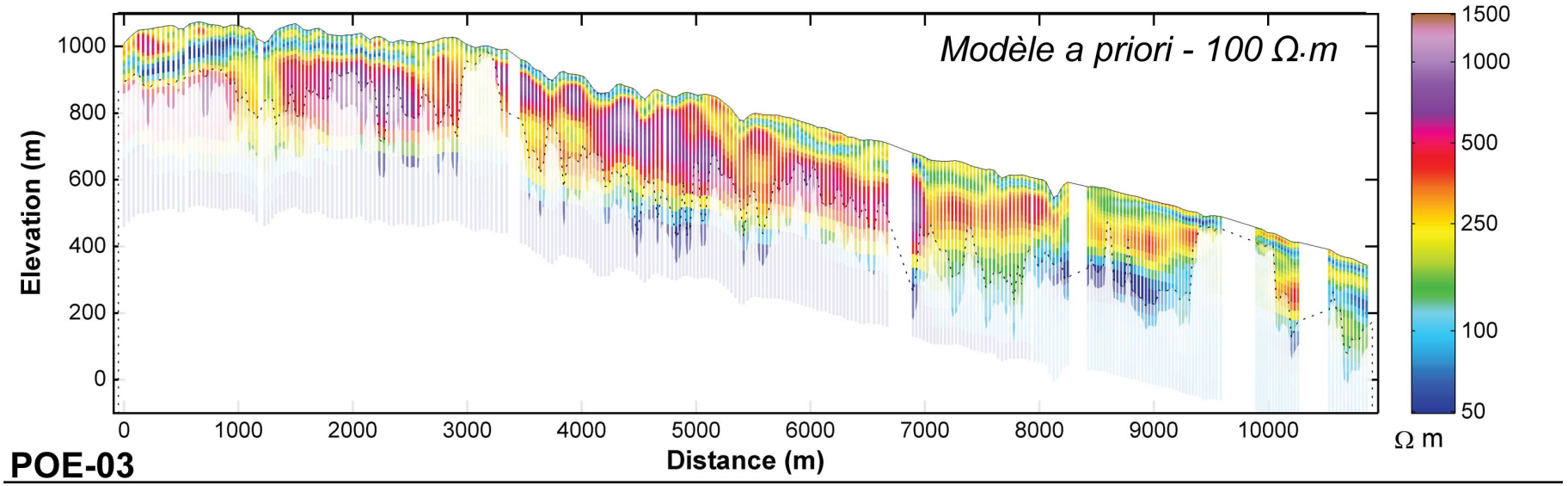

Modèle a priori - 100 Ω·m
Modèle a priori - 250 Ω·m
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
POE-02
0
2000
4000
6000
8000
10000
200
400
600
800
1000
1200
1400


Modèle a priori - 500 Ω·m
Modèle a priori - 800 Ω·m
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
POE-02
0
2000
4000
6000
8000
10000
200
400
600
800
1000
1200
1400

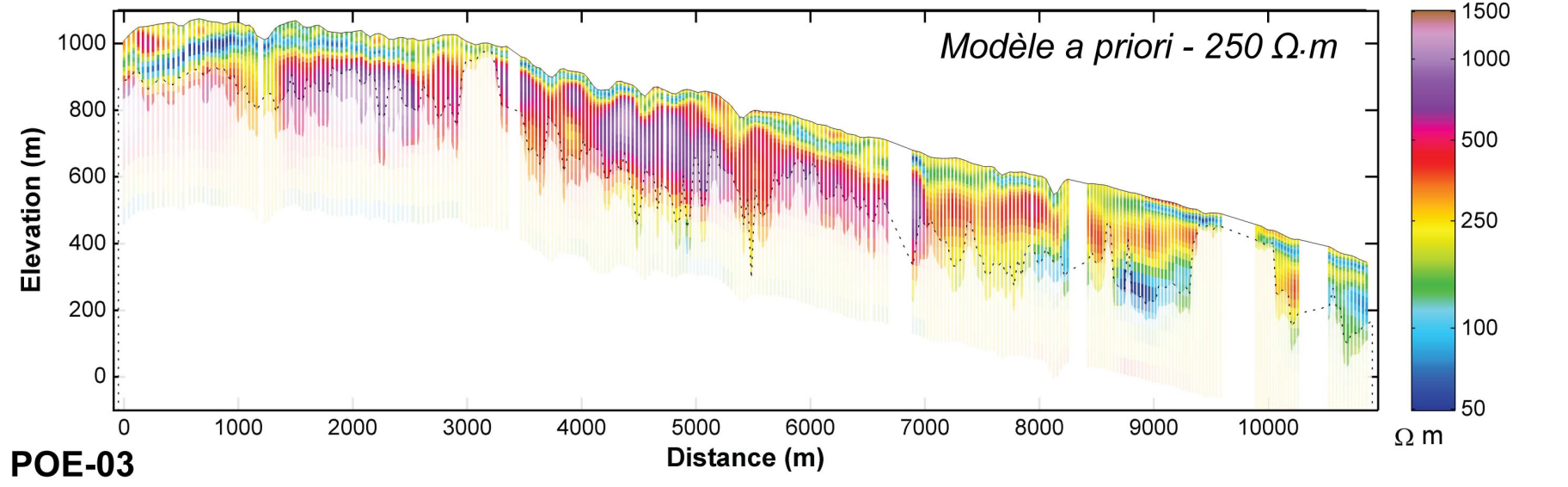

Modèle a priori - CAH v1
Modèle a priori - CAH v2
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
POE-02
0
2000
4000
6000
8000
10000
200
400
600
800
1000
1200
1400



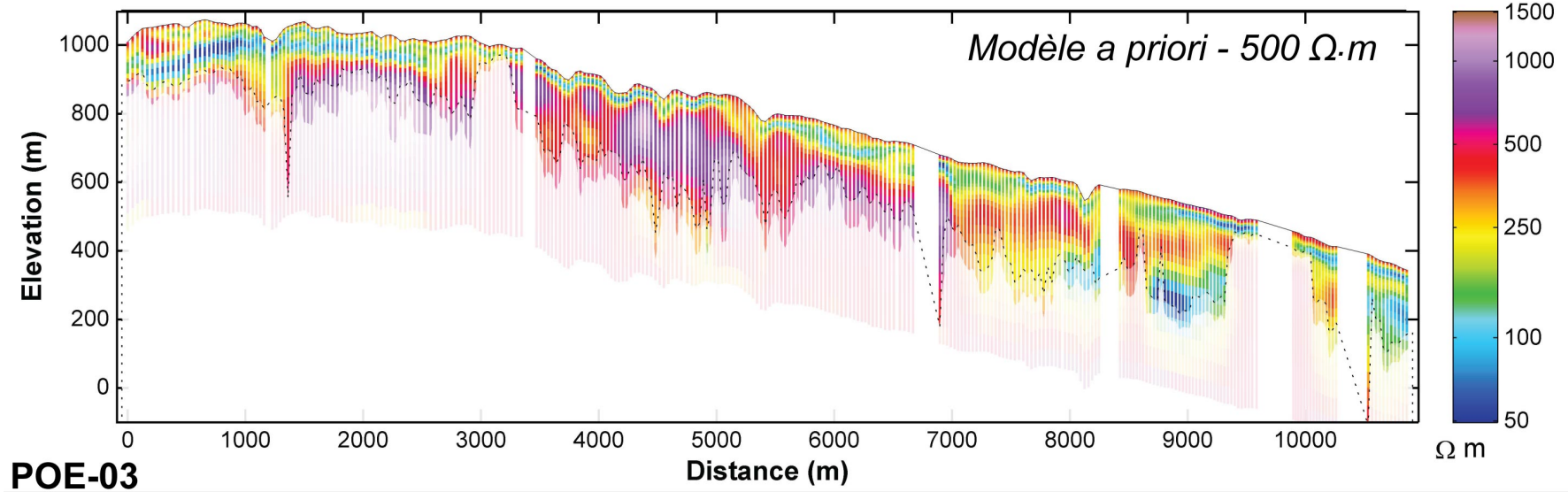
Le profil de résistivité POE-02 des 7 inversions effectuées dans la Section 5.2. Le profil est localisé sur la carte de la Section 6.3.3.

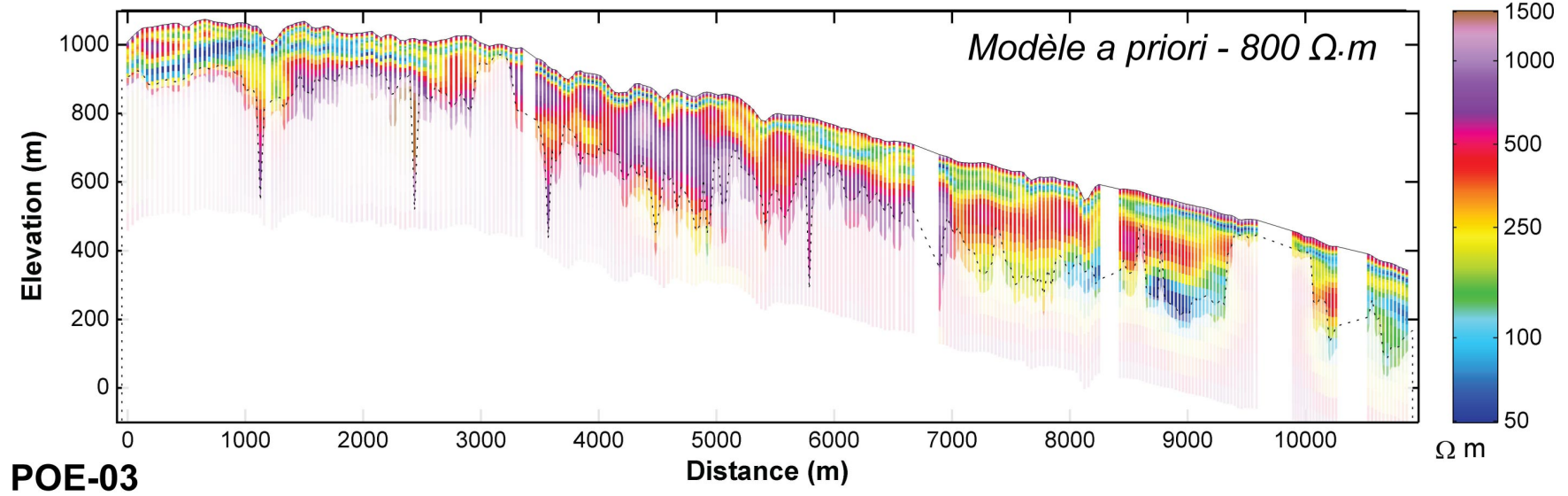

Modèle a priori - 100 Ω·m
Elevation (m)
0
200
400
600
800
1000
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
Distance (m)
1500
1000
500
250
100
50
Ω m

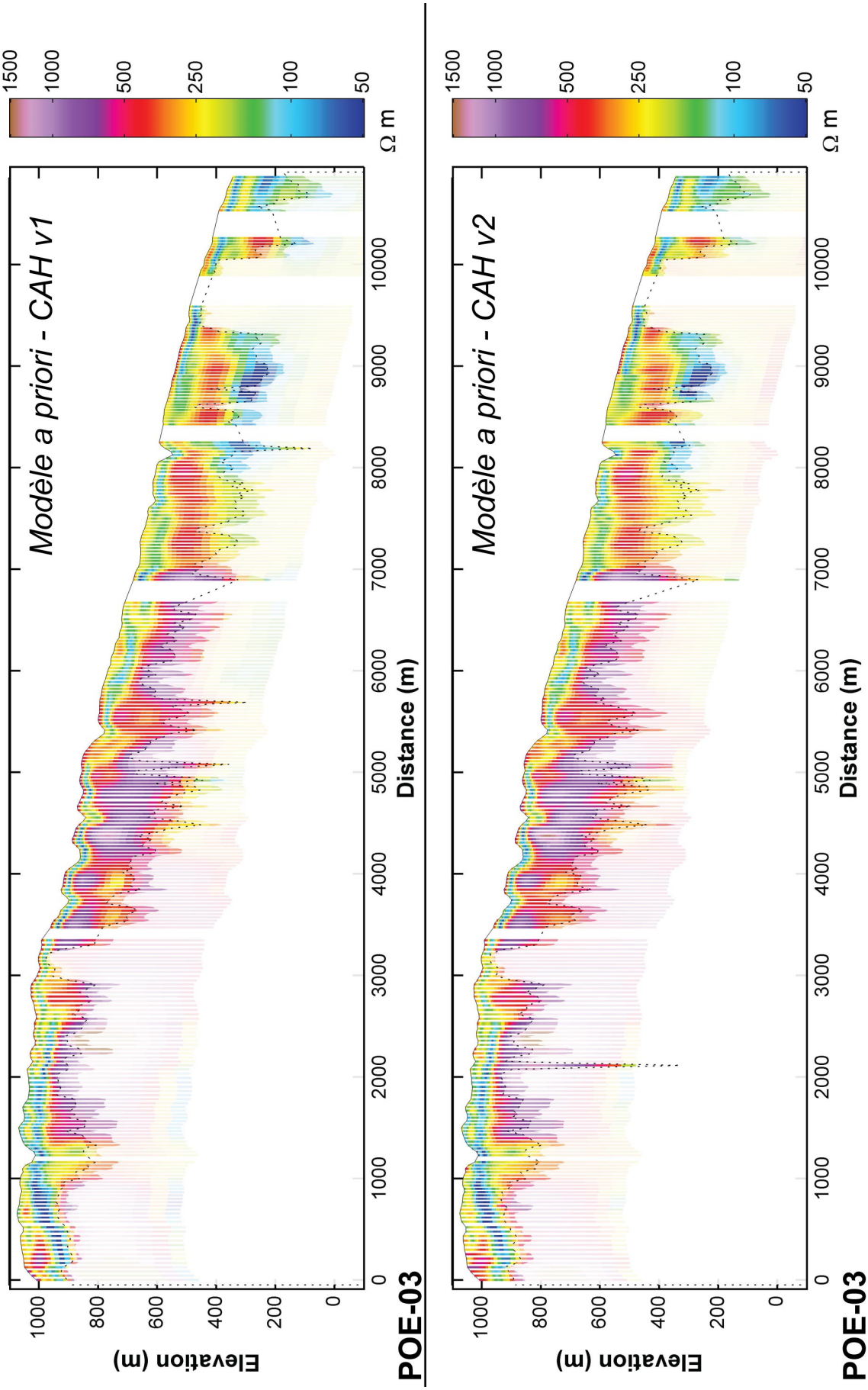
POE-03

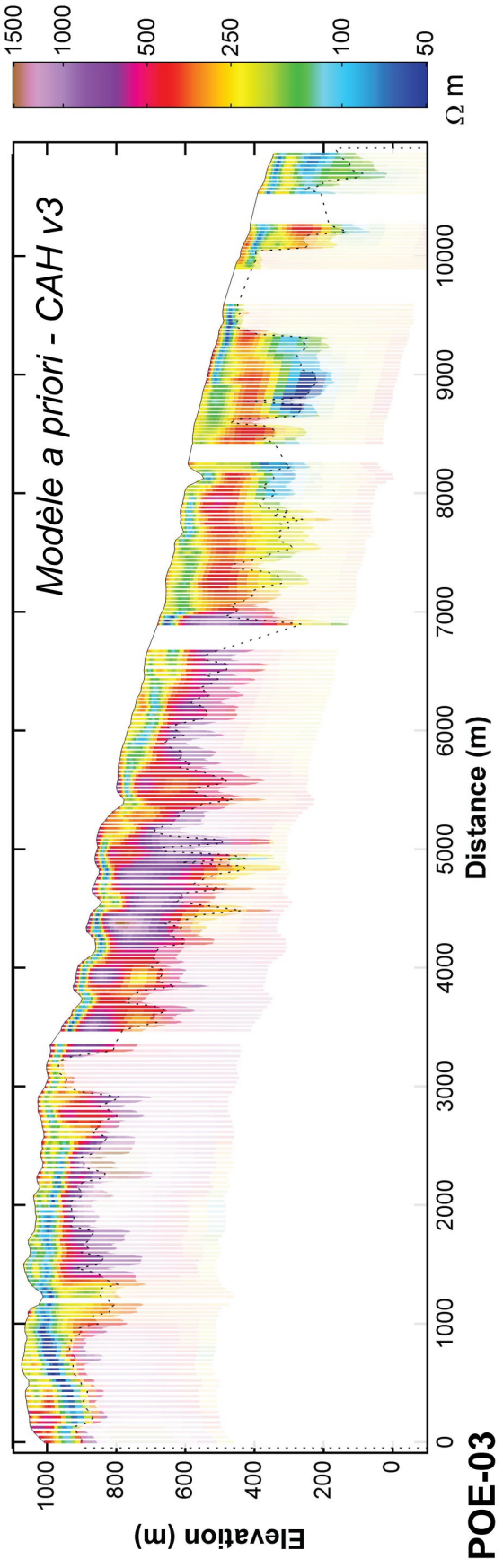

Modèle a priori - 250 Ω·m
Elevation (m)
0
200
400
600
800
1000
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
Distance (m)
1500
1000
500
250
100
50
Ω m

POE-03

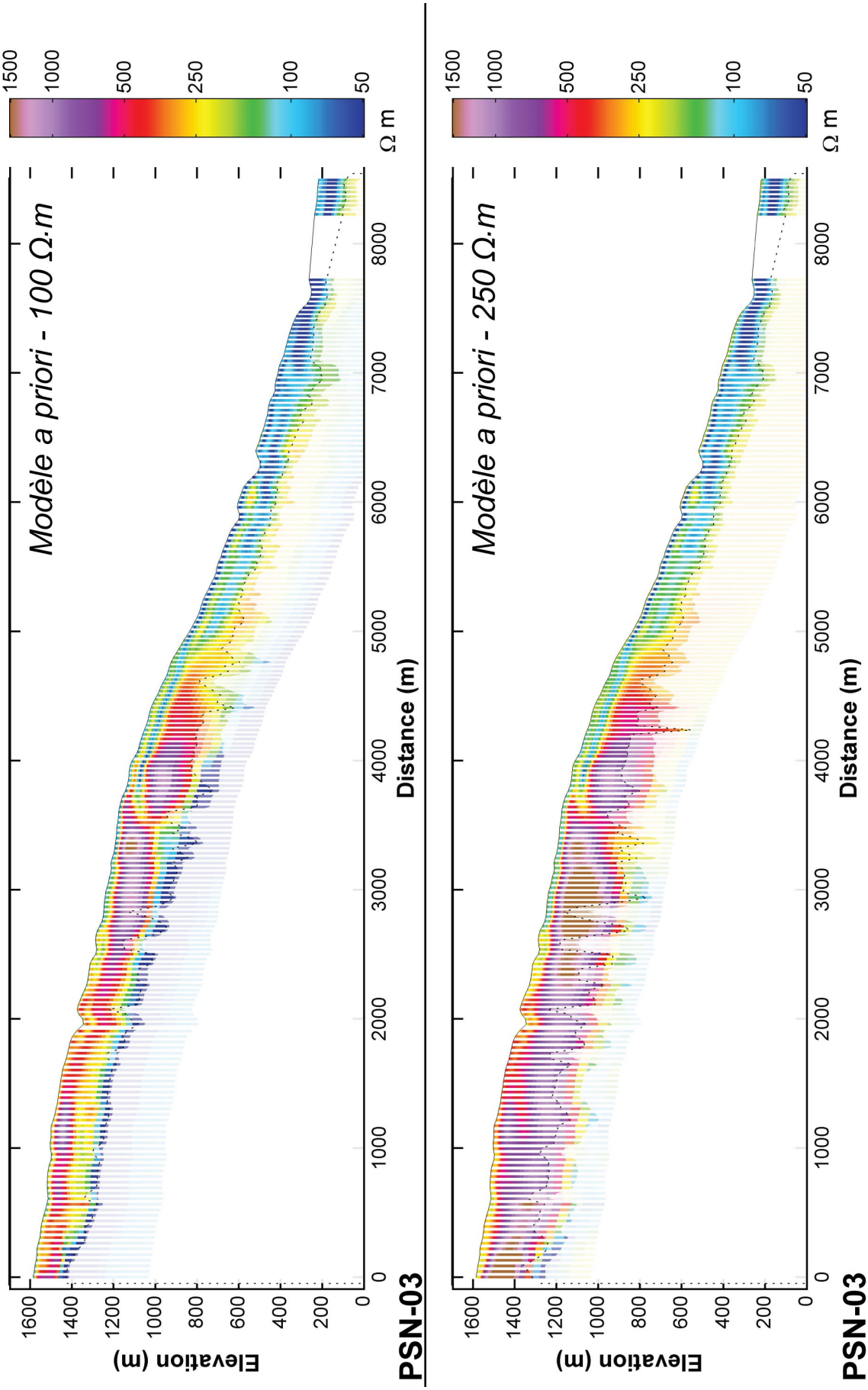

Modèle a priori - 500 Ω·m
Elevation (m)
Distance (m)
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
POE-03

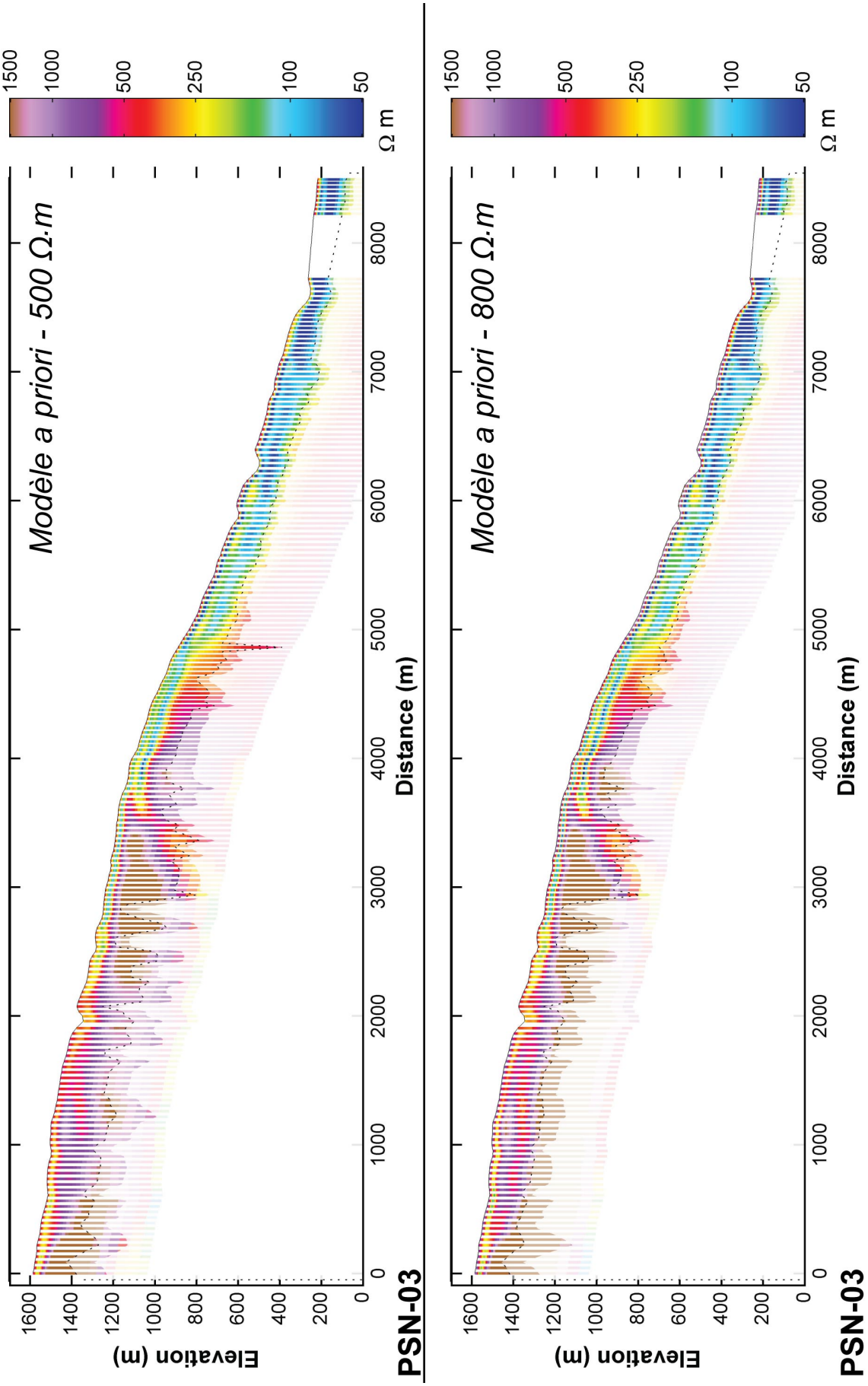

Modèle a priori - 800 Ω·m
Elevation (m)
Distance (m)
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
POE-03

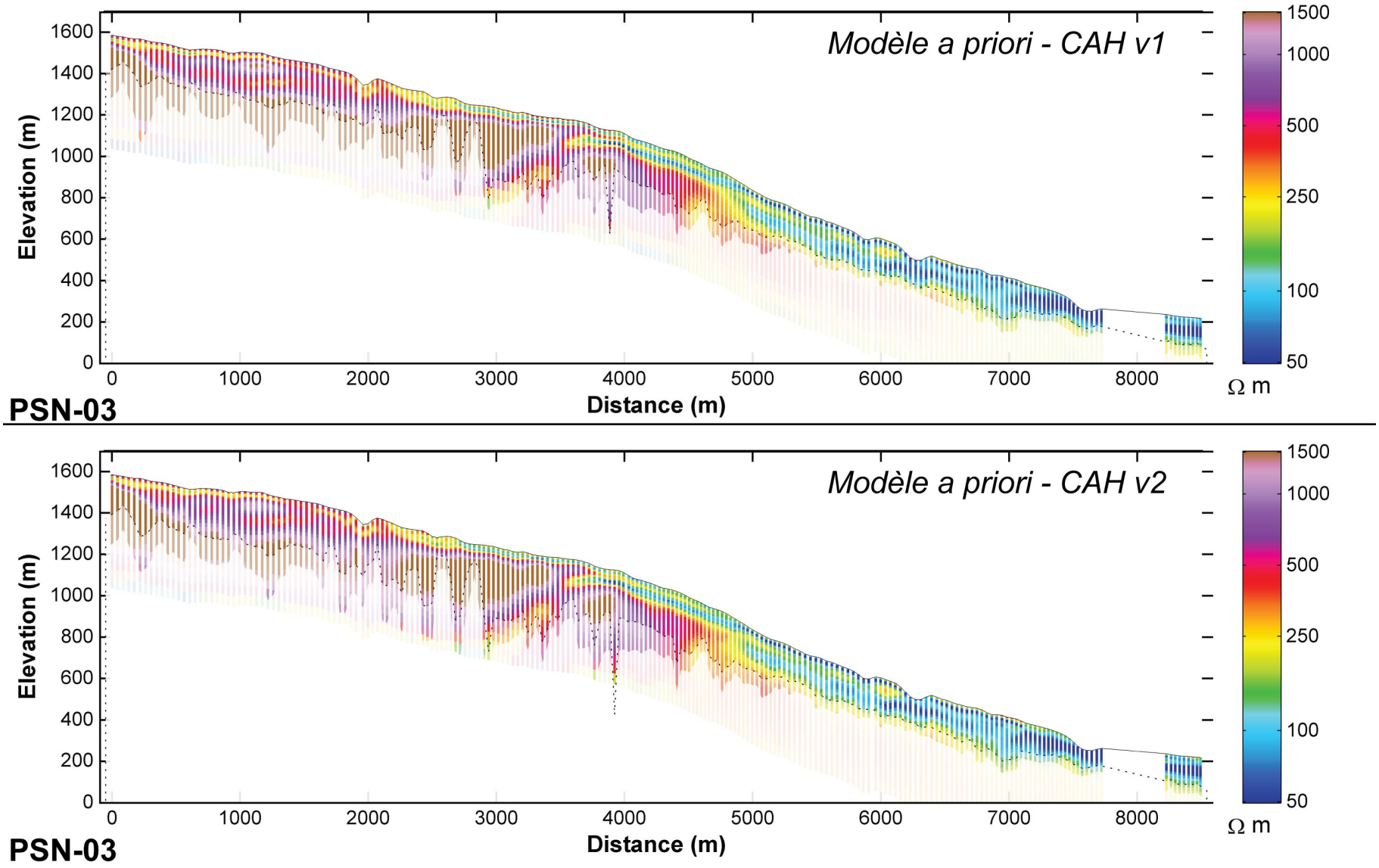

Modèle a priori - CAH v1
Modèle a priori - CAH v2
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
POE-03
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
200
400
600
800

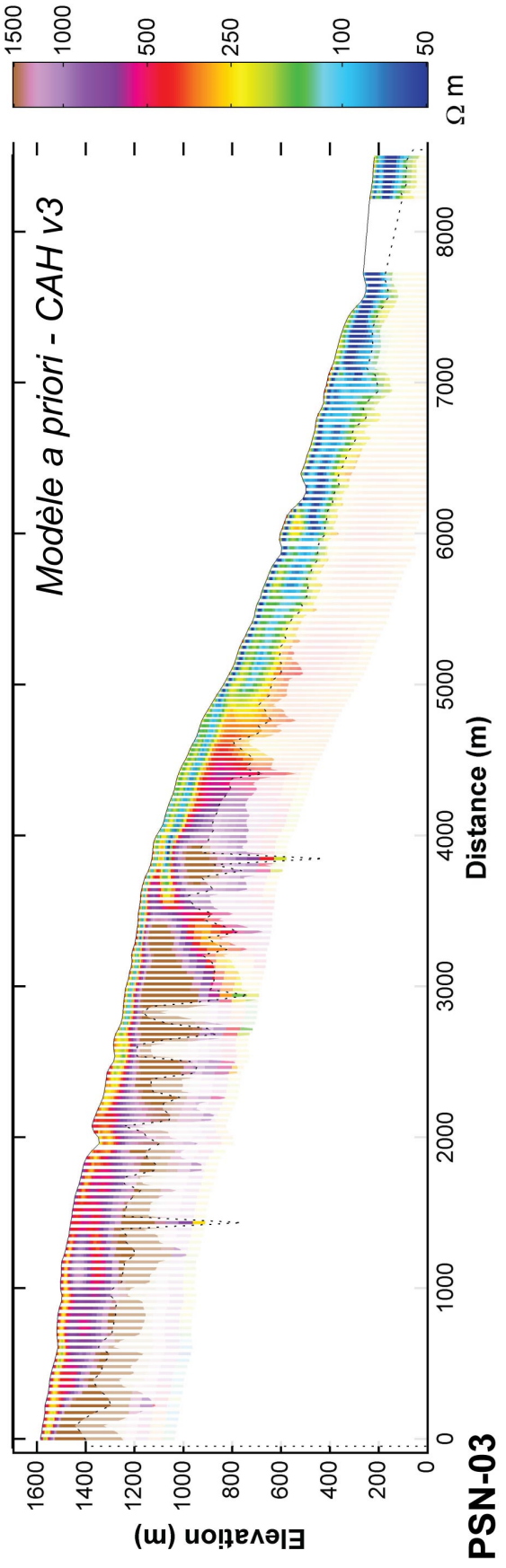


Le profil de résistivité POE-03 des 7 inversions effectuées dans la Section 5.2. Le profil est localisé sur la carte de la Section 6.3.3.

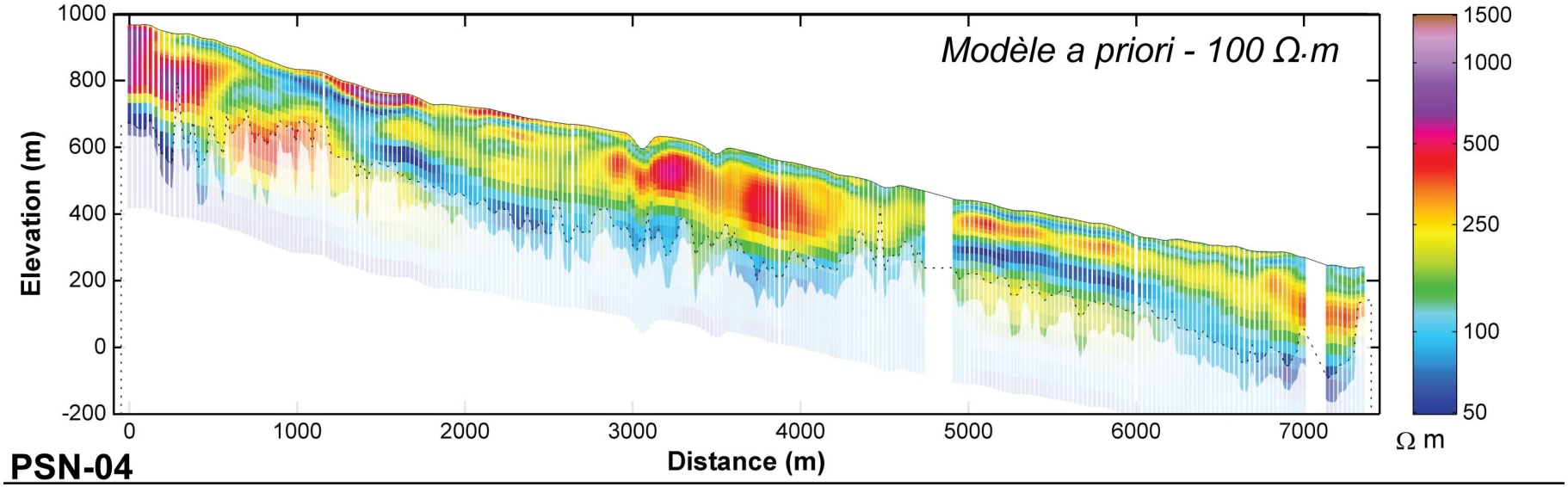

Modèle a priori - 100 Ω·m
Modèle a priori - 250 Ω·m
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
PSN-03
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600

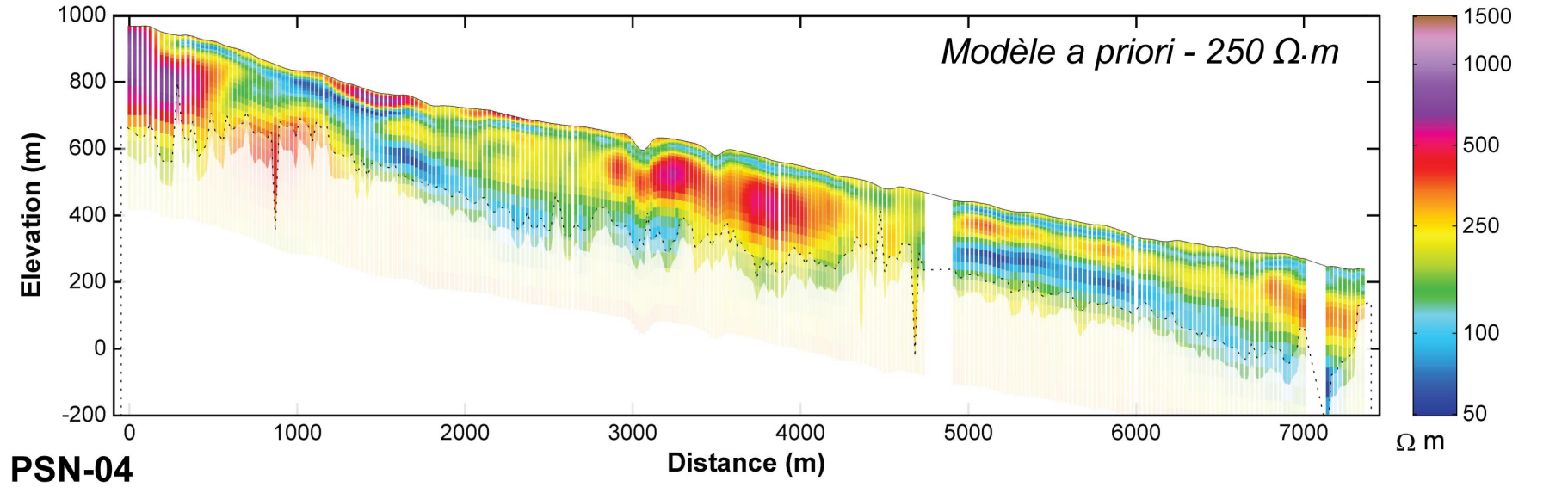

Modèle a priori - 500 Ω·m
Modèle a priori - 800 Ω·m
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
PSN-03
0
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000

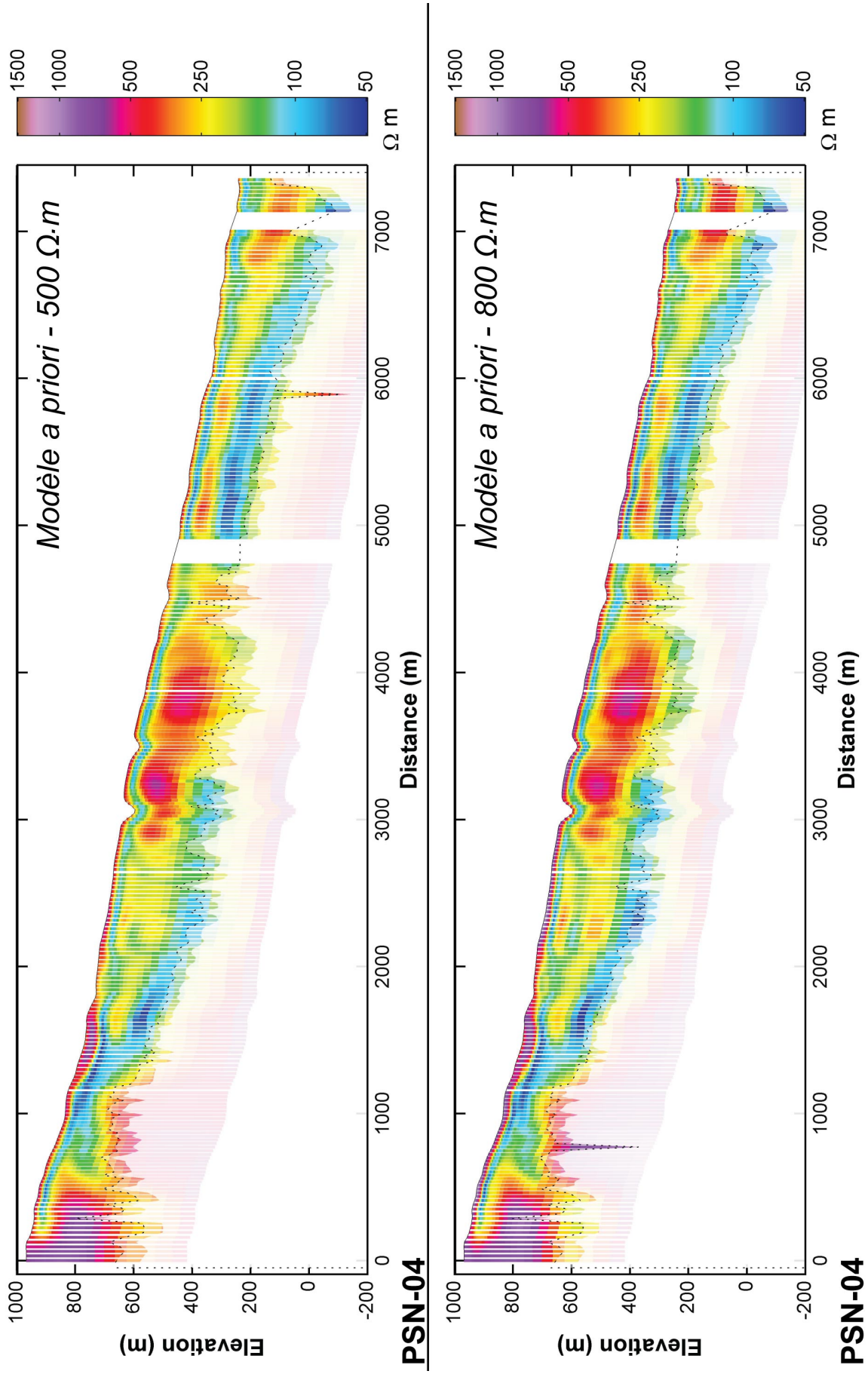

Modèle a priori - CAH v1
Elevation (m)
Distance (m)
Ω m
PSN-03
Modèle a priori - CAH v2
Elevation (m)
Distance (m)
Ω m
PSN-03

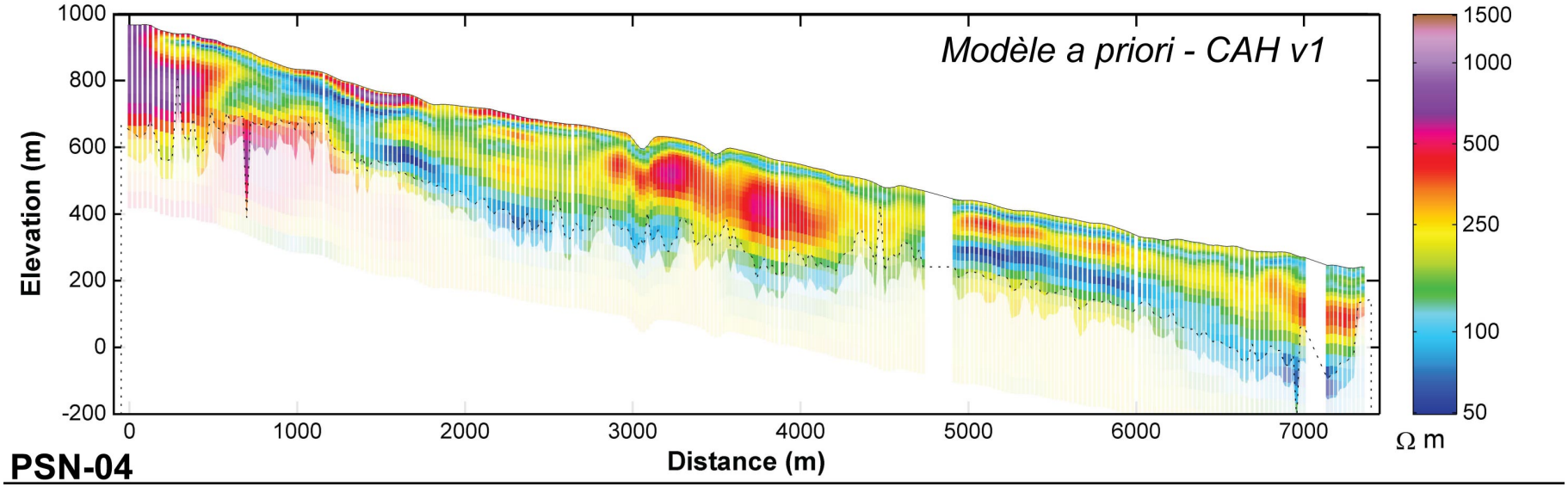


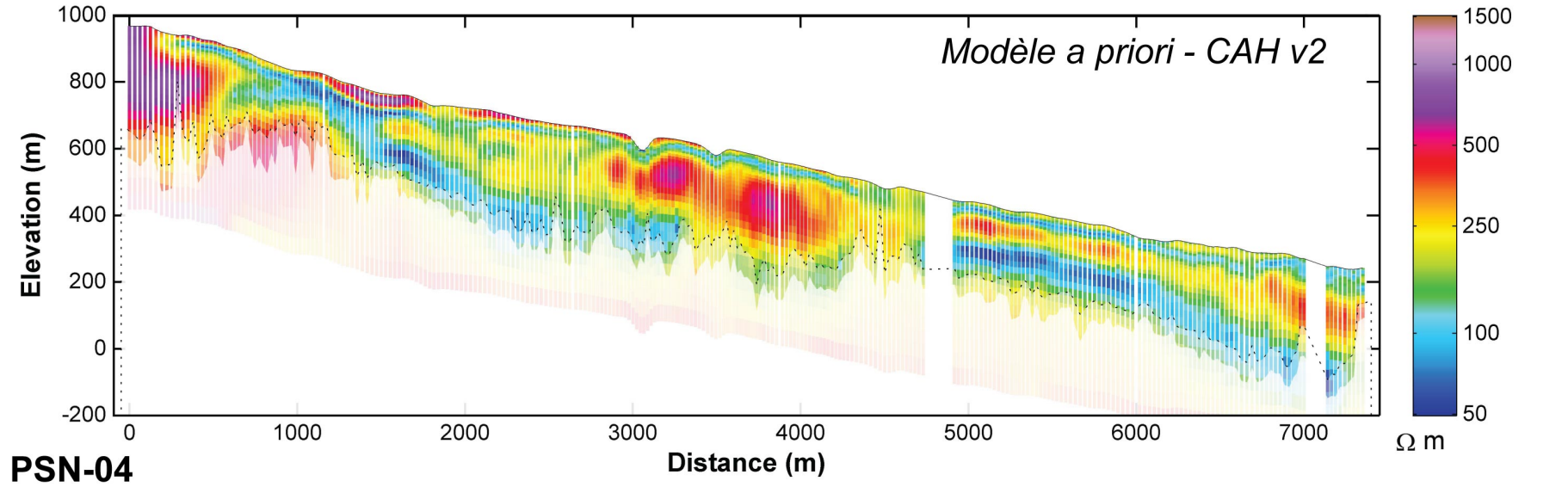
Le profil de résistivité PSN-03 des 7 inversions effectuées dans la Section 5.2. Le profil est localisé sur la carte de la Section 6.3.3.

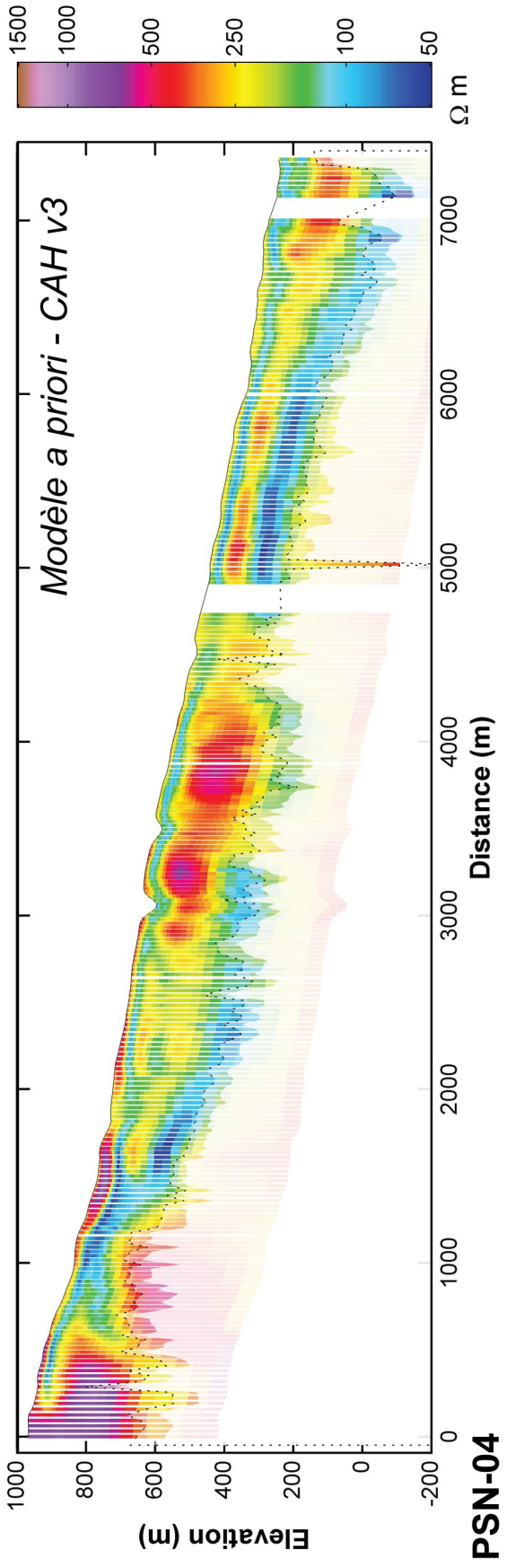

Modèle a priori - 100 Ω·m
Elevation (m)
1000
800
600
400
200
0
-200
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
Distance (m)
1500
1000
500
250
100
50
Ω m
PSN-04


Modèle a priori - 250 Ω·m
Elevation (m)
1000
800
600
400
200
0
-200
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
Distance (m)
1500
1000
500
250
100
50
Ω m
PSN-04


Modèle a priori - 500 Ω·m
Modèle a priori - 800 Ω·m
Ω m
1500
1000
500
250
100
50
Elevation (m)
Distance (m)
PSN-04
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
-200
0
200
400
600
800
1000


Modèle a priori - CAH v1
Elevation (m)
1000
800
600
400
200
0
-200
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
Distance (m)
1500
1000
500
250
100
50
Ω m
PSN-04


Modèle a priori - CAH v2
Elevation (m)
1000
800
600
400
200
0
-200
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
Distance (m)
1500
1000
500
250
100
50
Ω m
PSN-04



Le profil de résistivité PSN-04 des 7 inversions effectuées dans la Section 5.2. Le profil est localisé sur la carte de la Section 6.3.3.

DUMONT, M. [2018]. "**MULTI-SCALE CARACTERIZATION OF GROUNDWATER STRUCTURES IN SHIELD VOLCANO ISLAND WITH AIRBORNE ELECTROMAGNETICS. APPLICATION IN LA RÉUNION ISLAND.**". PH.D. THESIS. UNIVERSITY OF LA RÉUNION.

ABSTRACT

In 2014, Reunion Island was covered by a vast airborne geophysics campaign. The SkyTEM device mapped magnetic anomalies and bulk resistivity at an extra 300 m depth throughout the island. The resulting dataset revealed the issue of interpreting airborne electromagnetic data at the regional scale. The interpretation of a 3D resistivity model wrapping 2,500 km² requires the implementation of innovative methodologies to compare it with geological, climatic and hydrogeological data. The aim of the thesis is to enhance this geophysical dataset at the regional scale by integrating hydrogeological analysis at different spatial scales.

To answer these issues, this thesis revolves around a multi-scale hydrogeophysical methodology, which allows to analyze how aquifers are distributed and their behaviors on unprecedented scales. A statistical approach has been developed to synthesize 3D geo-electrical contrasts in 2D to interpret the 350,000 soundings. All outcomes are consistent with the geological and hydrogeological knowledge of the island, enabling us to study how regional geological and climatic parameters impact the distribution of aquifers and weathering processes. In the coastal zone, resistivity data are compared with groundwater electrical conductivity logs to validate the interpretation of geophysics. Thus, the resistivity model helped mapping saltwater intrusion and analyzing its control parameters at the island scale. Inland, the combined use of airborne electromagnetic and magnetic data made it possible to characterize the geometry of geological structures and to image weathering profiles and paleo-profiles.

Combining results gathered on various scales allows the analysis of weathering impact on aquifers of shield volcanoes. On the coastal zone, un-weathered and highly permeable lithologic units (up to 10^{-1} m / s) are subject to saltwater intrusion, even with recharge rates up to 6 to 8 m per year. With decreasing transmissivity, aquifers become less exposed to saltwater intrusion. According to geophysics outcomes, the contacts between different eruptive phase products at high altitude are characterized by specific weathering paleo-profiles which create permeability contrasts conducive to perched aquifers establishment. Examining the geophysical response in different areas of the island made it possible to analyze the dynamics of weathering processes, initially controlled by the age of the formations and secondly, by the rainfall rates and the temperature. These results showed that weathering and structure of basaltic volcanoes depend on their age and on windward/leeward slopes. Thus, our research helped improve the accuracy of the conceptual hydrogeological model including geological structuring and time evolution of basaltic volcanic aquifers in an insular environment.

DUMONT, M. [2018]. "**CARACTÉRISATION MULTI-ÉCHELLE DES STRUCTURES HYDROGÉOLOGIQUES EN CONTEXTE VOLCANIQUE INSULAIRE PAR ÉLECTROMAGNÉTISME HÉLIPORTÉ. APPLICATION À L'ÎLE DE LA RÉUNION.**". THÈSE DE DOCTORAT. UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION.

RÉSUMÉ

L'île de La Réunion a été couverte par une vaste campagne de géophysique héliportée en 2014. Le dispositif SkyTEM a permis de cartographier l'anomalie du champ magnétique et la résistivité électrique du sous-sol jusqu'à 300 m de profondeur, et ce, sur l'ensemble de l'île. L'acquisition de ce jeu de données met en évidence la problématique de l'interprétation des données électromagnétiques héliportées à l'échelle régionale. L'interprétation d'un modèle 3D de résistivité couvrant une superficie 2 500 km² nécessite la mise en place de méthodologies innovantes pour le confronter aux données géologiques, climatiques et hydrogéologiques. L'objectif de la thèse est de valoriser ce jeu de données géophysiques à l'échelle régionale pour caractériser les structures hydrogéologiques à différentes échelles spatiales afin de répondre à des enjeux sociétaux locaux.

Pour répondre à cet objectif, la thèse s'organise autour d'une méthodologie hydrogéophysique multi-échelle qui permet d'étudier la répartition et le fonctionnement des aquifères à des échelles inédites jusqu'alors. Pour interpréter les résultats de la campagne, une classification ascendante hiérarchique (CAH) des 350 000 sondages électromagnétiques permet de synthétiser une information sur les contrastes 3D en 2D. Les résultats, cohérents avec les connaissances géologiques et hydrogéologiques de l'île, ont permis d'analyser l'impact des paramètres géologiques et climatiques régionaux sur la répartition des aquifères et les processus d'altération. Sur le littoral, les données de résistivité sont confrontées à des logs de conductivité électrique de l'eau souterraine afin de valider l'interprétation de la géophysique. Le modèle de résistivité permet ainsi de cartographier et d'analyser les paramètres de contrôle du phénomène d'intrusion saline à l'échelle de l'île. Dans les Hauts de l'île, l'utilisation conjointe des données électromagnétiques et magnétiques héliportées permet de caractériser la géométrie des structures géologiques et d'imager les profils et paléo-profils d'altération météorique.

L'association des résultats obtenus à différentes échelles permet d'analyser l'‘impact de l'altération sur le fonctionnement des aquifères des volcans boucliers. Sur le littoral, les formations peu altérées et très perméables (jusqu'à 10^{-1} m/s) sont vulnérables à l'intrusion saline, et ce, même avec des précipitations dépassant 6 à 8 m par an. Avec la diminution de la perméabilité, les aquifères deviennent moins vulnérables à l'intrusion saline. En altitude, la géophysique atteste que les contacts entre les produits des différentes phases éruptives sont caractérisés par des paléo-profils d'altération qui peuvent former des contrastes de perméabilité propices à la formation d'aquifères perchés. L'analyse de la réponse géophysique sur différents secteurs de l'île a permis de proposer une dynamique de l'altération météorique. Son développement est ainsi contrôlé dans un premier temps par l'âge des formations, et ensuite par la pluviométrie et la température. Ces résultats démontrent que l'altération et la structuration des massifs volcaniques varient en fonction de leur âge et des versants, au vent ou sous le vent. En conclusion, les travaux de thèse permettent de préciser le modèle hydrogéologique conceptuel intégrant la structuration géologique et l'évolution des aquifères volcaniques basaltiques en contexte insulaire.

POLE RECHERCHE
Ecoles **D**octorales

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné(e) Marc Dumont ,

en ma qualité de doctorant(e) de l'Université de La Réunion, déclare être conscient(e) que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à Saint-Denis le : 19/03/2018

Signature :

Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tels droits.
En conséquence, chaque utilisateur doit :
- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux
Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite sans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.
L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à causer un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».
L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (…) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.
Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage…) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur…) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.